

Министерство природных ресурсов Российской Федерации
Открытое акционерное общество
«ПОЛЯРНОУРАЛГЕОЛОГИЯ»

ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА РОССИЙСКОЙ
ФЕДЕРАЦИИ МАСШТАБА 1:200000

Издание второе

Серия Полярно-Уральская
Листы Q-41-XIX, XX (Большая Инта)

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА

Составили: М.А. Шишкин, О.Н. Малых, Т.А. Афанасьева

Редактор: А.В. Жданов

Эксперты НРС: В.П.Водолазская

Б.А.Борисов

Санкт-Петербург 2002

УДК 550,8:528,94(084.3М200) (470.13)

Государственная геологическая карта РФ масштаба 1:200000 листов Q-41- XIX, XX (второе издание). Шишкин М. А., Малых О.Н., Афанасьева Т.А., Колесник Л.С., Лютикова Г.И., Малых И.М., Новоселов Е.А., Оберман Н.Г., Ремизов Д.Н., Журавлева С.В., Карапетов Г.А, Патратий Л.Е.. Министерство природных ресурсов Российской Федерации, ЗАО «Миреко», ОАО «Полярноуралгеология».

Проведено обобщение всех имеющихся геологических материалов по состоянию на 01.01.2001 г. Составлен комплект обязательных геологических карт и объяснительная записка к ним с необходимыми схемами-рисунками.

Описаны стратиграфические подразделения в возрастном диапазоне от позднего рифея до позднего мела включительно, кайнозой представлен палеогеновыми и неоген-четвертичными образованиями.

Описанная площадь принадлежит Западноуральскому мегасинклинию, Центральноуральскому мегантиклинорию, Тагило-Магнитогорскому мегасинклинию Уральской складчатой системы, Косью-Роговской впадине Предуральского краевого прогиба, а также Предуральской и Уральской структурно-формационным зонам кайнозоя.

Редактор

А.В. Жданов

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение (Шишкин М.А., Колесник Л.С.)	4
1. Геологическая изученность (Шишкин М.А., Колесник Л.С., Малых И.М.) . .	8
2. Стратиграфия (Шишкин М.А., Афанасьева Т.А., Колесник Л.С.)	21
3. Интрузивный магматизм (Ремизов Д.Н.)	112
4. Тектоника (Шишкин М.А.)	128
5. История геологического развития (Шишкин М.А.)	137
6. Геоморфология (Афанасьева Т.А., Шишкин М.А.)	143
7. Полезные ископаемые (Малых О.Н.)	152
8. Закономерности размещения полезных ископаемых и оценка перспектив района (Малых О.Н.)	172
9. Гидрогеологические условия района (Оберман Н.Г.)	183
10. Эколого-геологическая обстановка района (Новоселов Е.Ф)	190
Заключение (Шишкин М.А.)	198
Список литературы	201

ПРИЛОЖЕНИЯ

Введение

Территория листов Q-41-XIX, XX ограничена координатами $65^{\circ} 20' - 66^{\circ} 00'$ с. ш. и $60^{\circ} 00' - 62^{\circ} 00'$ в.д. В административном отношении входит в состав Интинского района Республики Коми и частично Ханты-Мансийского автономного округа Тюменской области. Географически она расположена на стыке Полярного и Приполярного Урала.

Орографически территория может быть разделена на пять частей, сменяющихся последовательно с СЗ на ЮВ: предгорная равнина, низкие предгорья, высокие предгорья западного склона, область гор и область горных массивов восточного склона. Максимальные высотные отметки расположены на линии Главного водораздельного хребта, где они достигают 1436 м (г. Грубеиз), 1479 м (г. Лемваиз). Наименьшие - приурочены к долинам рек Черная, Лемва, Тыкотлова и равны соответственно 80, 100 и 110 м. Предгорная равнина занимает северо-западную часть площади, характеризуется слабохолмистой заболоченной поверхностью с отметками от 80 до 150 м. Область низких предгорий представляет собой приподнятую слабоволнистую, также частично заболоченную поверхность. Для нее характерны плоские вершины водоразделов с абсолютными отметками 200-360 м, при относительных превышениях над долинами до 150 м. Высокие предгорья характеризуются уплощенными холмисто-увалистыми водоразделами с абсолютными отметками 400-600 м, среди которых выделяются отдельные останцовые возвышенности высотой до 800 м (хр. Ярней-Мусюр) и относительными превышениями над долинами до 300 м. Область предгорий на юго-востоке резко граничит с областью гор, которые представляют собой Уральский водораздельный хребет, именуемый здесь Народно-Итйинским кряжем. Здесь развиты конические вершины и зубчатые гребни. Высотные отметки в пределах межгорных депрессий опускаются до 500-600 м., многие вершины кряжа достигают 1,4 км. К зоне горного рельефа принадлежат и вытянутые в северо-восточном направлении горные массивы и хребты на юго-западе площади: Зап. и Вост. Саледы, Яптик-Ныр, Малды-Ныр, абсолютные отметки которых колеблются от 700 до 1331 м при относительных превышениях над межгорными долинами 500-1000 м. Возвышенности восточного склона представляют собой глубоко расчлененную денудационную поверхность, осложненную кряжами, постепенно понижающимся к юго-востоку. Здесь абсолютные отметки достигают 800-1100 м при относительных превышениях 600-700 м.

Гидросеть западного склона относится к бассейнам рек Кожим, Косью, Лемва, а восточного склона - к бассейну р. Хулги (Ляпина). Все реки отличаются непостоянством уровня, резко колеблющегося в зависимости от количества выпадающих осадков, весенний паводок проходит в период с 20 мая по 15 июня. В горной части реки отличаются бурным течением, каменистым руслом и узкими, местами каньонобразными, долинами. В предгорьях долины рек широкие, хорошо разра-

ботанные, течение более спокойное. Реки предгорной равнины Черная, Бол. Инта, Нерцета имеют широкие долины и меандрирующие русла.

Река Кожим и ее наиболее крупные притоки (р.р. Балбанью, Лимбекою, Дурная) имеют скорость течения 0,9 - 1,5 м/сек (до 2,5 м/сек). Из-за большого количества порогов, перекатов не могут быть использованы в качестве транспортных путей, за исключением самой р. Кожим, которая проходима на мотолодках до устья р. Бол. Таврота.

Река Лемва берет начало у подножья г. Лемваиз и пересекает с юга на север почти всю территорию листа Q-41-XX. Скорость течения от 0,8 до 1,5 м/сек (в верховьях). Ее наиболее крупные притоки р.р. Харута, Воравож, Грубею, Хайма, Парнокаю, Б. и М. Надота. Для сплава пригодна только Лемва ниже устья Парнокаю. Остальные реки изобилуют мелководными каменистыми перекатами. В зимнее время на большинстве рек образуются наледи.

Реки восточного склона - Хайма, Грубею (Вост.), Тыкотлова текут в юго-восточном направлении и имеют падение от 20 до 40 м на 1 км. Из-за мелководности и порожистости они также не могут служить транспортными путями.

Климат района континентальный, с преобладанием холодного времени над умеренно-теплым. Среднегодовая температура воздуха равна $-3,2^{\circ}$, абсолютная минимальная и максимальная температура составляет -55° (январь) и 30° (июль) соответственно. Количество осадков колеблется от 410 до 500 мм, большая часть которых (300 мм) приходится на май-октябрь. Снежный покров появляется в сентябре и сходит в конце мая, в горной части - в конце июня. Первый снег выпадает в горах в конце августа. Осенний ледостав на реках наступает в октябре. Равнинная часть площади и низкие предгорья, за исключением болотистых участков, полностью залесены. В равнинной части преобладают смешанные (береза, пихта, ель), по долинам рек - темнохвойные (ель, пихта) леса. В западных предгорьях преобладают лиственничные леса. Выше абсолютных отметок 400-450 м развит горно-тундровый тип растительности. Здесь господствуют кустарники, среди которых преобладает карликовая береза, на востоке на горных склонах значительную роль играет ольха, по долинам рек и ручьев преобладает ива. Выше 800 м располагается гольцовая зона. Здесь развиты только лишайники и травянистая растительность. По долинам восточного склона произрастают лиственница, береза, кедр. Из ягодных в таежной зоне много брусники, голубики, черники, а на болотах – морошки и клюквы.

Животный мир типичен для северной тайги и горной лесотундры: лоси, медведи, волки, россомахи, олени, лисицы, песцы, зайцы. Из пушных зверей встречаются выдра, горностай, белка; обычна боровая дичь - глухари, тетерева и рябчики, в горно-тундровой зоне широко распространена белая куропатка. В долинах рек гнездятся водоплавающие птицы. Из рыб в большинстве рек встречается только хариус, редко кумжа; в реки Лемва и Кожим заходит на нерест семга. В летнее

время особенно в залесенной зоне много гнуса. Зона горной тундры - место выпаса оленей Интинского и Саранпаульского совхозов.

Население района проживает в станционных поселках вдоль железной дороги Москва - Воркута, пересекающей площадь в СЗ углу площади. Город Инта находится за западной рамкой площади, в 12 км от одноименной железнодорожной станции. Временными поселками являются базы Пачвож и Санавож. Дороги, пригодные для колесного автотранспорта, связывают г. Инту и пос. Кожим-Рудник с временными базами Пачвож и Санавож. Вездеходные дороги проложены, в основном, по долинам крупных водотоков. Проходимость территории различная, но преимущественно удовлетворительная и плохая.

Территория экономически освоена слабо. Кроме шахтной угледобычи на Интинском месторождении и карьера по добыче марганцевых руд на Парнокском месторождении других предприятий на площади нет. Ранее активная разработка золотых россыпей в долине р. Кожим приостановлена, так как бассейн р. Кожим вошел в состав Национального природного парка «Югыд-ва», положение о котором предусматривает существенные ограничения хозяйственной деятельности.

Обнаженность территории неравномерная. В пределах предгорной равнины коренные обнажения имеются преимущественно в долинах рек, а в предгорьях, кроме того, и на междуречных пространствах. Хорошо обнажена собственно горная часть, но коренные выходы в значительной мере перекрыты осыпями и курумами.

Геологическое строение площади сложное и очень сложное, что определяется широким возрастным диапазоном картируемых подразделений, фациальной их изменчивостью, а также интенсивной дислоцированностью, как пликативной, так и дизъюнктивной, в целом нарастающей к востоку и юго-востоку.

Подготовка к изданию второго поколения Государственной геологической карты листов Q-41-XIX, XX м-ба 1:200000 была начата в 1996 году. Были проведены три полноценных полевых сезона, в задачу которых входило уточнение спорных вопросов стратиграфии и магматизма района, попутные поисковые работы на золото и другие виды полезных ископаемых. В камеральный период с учетом полученных данных проведено обобщение материалов многочисленных предшествующих геолого-съемочных, поисковых, разведочных и геофизических работ выполненных на территории листов после издания государственных геологических карт первого поколения.

Ввиду того, что геологические карты м-ба 1:200000 первого поколения [32, 33] в значительной мере устарели, основой для составления Госгеолкарты явились в первую очередь материалы полистных и групповых геологических съемок м-ба 1:50000 (ГС-50 и ГГС-50) под руководством И.Ф. Фомишина [181], А.М. Пыстина и А.В. Жданова [167], А.К. Афанасьева [85], геологического доизучения м-ба 1:50000 (ГДП-50) под руководством М.А. Шишкина [191] и Н.В. Лютикова [142],

данные собственных полевых исследований авторов [199], материалы поисковых и разведочных работ на россыпное золото [79-83],[97-104], уголь [92-96], [105-107], марганец [193-197], уран [109] и др. Фактически геологосъемочными работами м-ба 1:50000 покрыто 87, 5% территории листов, что, с учетом многочисленных геофизических материалов, обуславливает высокую информативность и достоверность составленной Госгеолкарты-200.

Результаты отмеченных выше работ и многочисленные тематические (преимущественно стратиграфические) исследования, проведенные специалистами ГГП «Полярноуралгеология», Уральской геологосъемочной экспедиции, ИГ КНЦ Уро РАН, ИГиГ Уро РАН, ТПО «ВНИГРИ», ВСЕГЕИ и др. на территории листов и в пределах обрамления за период с 1964 по 1989 годы, позволили уточнить положение и детализовать состав подразделений практически всех возрастных диапазонов, развитых в районе, являющемся стратотипическим и петротипическим для многих картируемых литокомплексов Полярно-Уральской серии листов, а также уверенно проследить положение геологических границ в обнаженной части территории. При отрисовке границ в пределах слабо обнаженных участков использованы материалы поисково-картировочного бурения, которое в значительных объемах проводилось при ГГС и ГДП-50; результаты дешифрирования аэрофото- и космоматериалов различных масштабов, а также данные многочисленных геофизических работ по гравиразведке, магниторазведке, электроразведке и сейсморазведке. Наименее обоснованной осталась рисовка участков геологической карты и карты неоген-четвертичных отложений на севере листа Q-41-XIX, где отсутствует ГС-50 и очень слабая обнаженность.

Из смежных листов Государственной геологической карты масштаба 1:200000 к настоящему времени изданы комплекты карт первого поколения по листам Q-40-XXIV [17], Q-41-XIII [7], Q-41- XIV [15], Q-41-XV [12], Q-41-XVI [13], Q-41-XXI [14], Q-41-XXV [8], Q-41-XXVI [62], которые в значительной степени устарели. Поэтому полная увязка границ по западной, северной и восточной рамкам невозможна. Увязка границ по южной рамке проведена в рабочем порядке с находящимися в стадии подготовки к изданию листам Q-41-XXV,XXVI (второе издание).

Геологические карты и зарамочное оформление к ним, а также объяснительная записка выполнены в соответствии с «Инструкцией по составлению и подготовке к изданию листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200 000» (1995 г.), «Временными требованиями по проведению и конечным результатам геологосъемочных работ, завершающихся созданием Госгеолкарты-200 (1998 г.). Цифровые модели подготовлены согласно «Методических рекомендаций по составлению цифровых моделей листов Госгеолкарты-200 в форматах ГИС ПАРК» (2000 г.) и учетом «Требований по представлению в НРС и ГБЦГИ цифровых моделей листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200 000

второго издания» (1999 г.). В виду того, что работы по объекту начаты в 1996 г. электронная база первичных данных в форматах АДК составлена только по материалам собственных работ.

В полевых работах по объекту в течение всего периода принимали участие сотрудники ОАО «Полярноуралгеология»: М.А. Шишкин (ответственный исполнитель), Т.А. Афанасьева, Л.С. Колесник, И.М. Малых; в разные годы В.И. Иванов, А.Ф. Олиферук, Т.А. Семкова, Р.С. Карманов, сотрудники ОАО «Уральская геологосъемочная экспедиция» В.М. Богоявленская и З. Хакинова, сотрудник ИГ КНЦ Уро РАН Д.Б. Соболев.

В составлении комплекта карт и объяснительной записки к ним принимали участие сотрудники ОАО "Полярноуралгеология" М. А. Шишкин, О.Н. Малых, Т.А. Афанасьева, Л.С. Колесник, И.М. Малых, Г.И. Лютикова, Н.Г. Оберман, Е.А. Новоселов, Л.Е. Патратий., С.В. Журавлева, Г.А. Карапетов. Глава «Интрузивный магматизм» написана сотрудником ИГ КНЦ Уро РАН Д.Н. Ремизовым.

Лабораторные работы выполнены в ЦЛ ОАО «Полярноуралгеология».

Петрографическое описание шлифов осуществлено сотрудницей ЦЛ Е.А. Котельниковой. Все определения конодонтов выполнены сотрудницей партии Л.С. Колесник, фораминифер и споро-пыльцевой анализ из кайнозойских отложений - сотрудниками палеонтолого-стратиграфической партии ЦЛ ОАО «Полярноуралгеология» Л.А. Тверской и Л.Г. Деревянко. Определения остальной фауны, собранной в период полевых работ, выполнены сотрудниками палеонтолого-стратиграфической партии ОАО «УГСЭ» В.М. Богоявленской (брахиоподы), Г.Г. Зенковой (остракоды), В.С. Милициной (криноидеи), Ф.Е. Янет (табуляты); ИГ КНЦ УроРАН Т.М. Безносовой (брахиоподы), З.П. Михайловой и С.Т. Ремизовой (фораминиферы), В.С. Цыганко и В.Ю. Лукиным (табуляты и ругозы); ПИН РАН М.Ф. Богословской (аммоноидеи), С.С. Лазаревым (брахиоподы); ГИН РАН В.Г. Ганелиным (брахиоподы).

Радиогеохронологические исследования выполнены в ИГиГ УроРАН Ю.Л. Ронкиным.

Авторы признательны А.И. Антошкиной, А.А. Беляеву, А.И. Брусницыну, В.П. Водолазской, И.И. Голубевой, Б.Я. Дембовскому, З.П. Дембовской, А.И. Елисееву, А.В. Жданову, Д.В. Зархидзе, В.Г. Котельникову, Н.А. Кузенкову, С.К. Кузнецову, И.Ю. Курзанову, П.М. Кучерине, В.М. Макову, Т.П. Майоровой, Н.В. Лютикову, С.К. Пухонто, Н.М. Риндзюнской, В.А. Салдину, Д.Б. Соболеву, А.А. Соболевой, В.С. Цыганко, Я.Э. Юдовичу и другим, оказавшим разностороннюю научно-методическую, консультативную помощь и за предоставление материалов.

1. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

В связи с тем, что работы, проведенные до издания Госгеолкарт м-ба 1:200 000 первого поколения по листам Q-41-XIX [32] и Q-41-XX [33], достаточно подробно освещены в соответствующую

щих объяснительных записках, в настоящей записке рассматриваются только сами изданные карты и геологические исследования, выполненные после предыдущего издания. Кроме того, ввиду большого количества работ, выполненных на площади, для улучшения восприятия сведения о них даются по тематическим разделам.

Геологосъемочные работы. На территории листов Q-41-XIX и Q-41-XX геологическая съемка м-ба 1:200 000 (ГС-200) была проведена в 1956-57 и 1961-62 гг. под руководством А.Д. Миклухо-Маклая [153, 154]; оба листа были подготовлены этим же автором к изданию.

На территории листа Q-41-XIX [32] для ордовикской части разреза принята стратиграфическая схема К.А. Львова [30], согласно которой терригенные отложения ордовика расчленены на тельпосскую и хыдейскую свиты, карбонатные отложения среднего ордовика отнесены к шугорской свите. Отличием явилось выделение из состава последней саледашорской свиты верхнего ордовика. Вышезалегающая известняково-доломитовая толща отнесена к силуру и расчленена на табаротинскую, дурнаюскую и интапармскую свиты. При этом, несмотря на формальное невыделение нижнедевонских отложений на большей части территории листа из-за ошибочной корреляции в то время опорных разрезов Подолии с английскими стратотипами, принятая схема была принципиально верной и сохранила свое значение до настоящего времени. К нижнему девону были отнесены только известняки и доломиты Лемвинского рифа. Среднедевонские отложения расчленены на бетьюскую, воргавожскую и надотамыльскую свиты. Верхнедевонские отложения на большей части территории не были установлены вследствие слабой обнаженности и конденсированного характера разрезов и показаны только на рч. Матя-шор, что привело к ошибочным представлениям о трансгрессивном залегании каменноугольных отложений. Последние расчленены на отложения турнейского, визейского-намюрского ярусов и среднего-верхнего отделов системы. Установлено трансгрессивное налегание пермских отложений на каменноугольные. Нижнепермские отложения отнесены к юньягинской серии. Верхнепермские образования расчленены в соответствии с принятой в то время схемой на нижневоркутскую (подугленосную) и верхневоркутскую (угленосную) свиты. В ядре Интинской синклинали выделены отложения печорской серии. Вместе с тем вся северная часть территории листа Q-41-XIX на карте была закрыта чехлом четвертичных отложений. Четвертичные отложения закартированы с гляциалистических позиций. В качестве наиболее древних выделены ледниковые отложения днепровского и московского горизонтов и разделяющая их толща флювиогляциальных отложений. На всей территории листа в качестве рельефообразующих показаны образования покровного зырянского оледенения.

На листе Q-41-XX [33] палеозойские отложения листа подразделены на ряд свит, принадлежащих двум структурно-фациальным зонам - Лемвинской и Елецкой. В основу расчленения отложений Лемвинской СФЗ положена схема К.Г. Войновского-Кригера (1945). В качестве наиболее

древних выделены вулканогенно-осадочные образования кокпельской свиты, условно позднепротерозойско-кембрийского возраста. Ордовикские образования расчленены на грубеинскую (O_1) и качамыльскую (O_{2-3}) свиты, силурийские отнесены к харотской свите. Показана ошибочность выделения К.Г. Войновским-Кригером так называемого переходного тисваизского комплекса. В нем повсеместно найдена среднедевонская фауна и его отложения отнесены к надотамыльской свите. Отложения каменноугольного возраста в бассейне р. Харута отнесены к воргашорской свите, а на р. Лемве расчленены на подразделения общей стратиграфической шкалы (турнейский и визейский + намюрский ярусы), что привело на долгое время к путанице положения границы Лемвинской и Елецкой зон. Отложения Елецкой СФЗ расчленены в соответствии со схемой выработанной ранее для листа Q-41-XIX. На севере листа закартированы отложения верхнего мела, условно отнесенные к сантонскому ярусу. В целом геологическая карта достаточно схематична, построена, исходя из отрицания покровно-надвиговых дислокаций, и не учитывает целый ряд имевшихся на момент составления геологических материалов. Схема расчленения четвертичных отложений аналогична охарактеризованной выше для листа Q-41-XIX. Интрузивные образования подразделены на 4 группы: доордовикские (гранофиры и серпентиниты); раннепалеозойские диабазы и габбро-диабазы (современный орангьюганско-лемвинский комплекс); ордовикско-раннедевонские: серпентиниты, габбро-нориты, габбро-амфиболиты (современные дзеляюский и кершорский комплексы), кварцевые диорит-аляскитовые и биотитовые граниты (современный лемвинский комплекс); ранне-среднепалеозойские: плагиограниты (погурейский комплекс). Выявлен целый ряд проявлений полезных ископаемых урана, меди, свинца, коренного золота и молибдена.

В 50-60-е годы проведена ГС-200 на всех смежных листах, по результатам которых в дальнейшем изданы Государственные геологические карты [7,8, 12-15, 17, 62]. Геологическая карта смежного с севера листа Q-41-XIII [7] не полностью увязана с листом Q-41-XIX, так как с 1960 по 1965 г.г. были получены новые данные по геологии угленосных отложений Интинского района. Остальные смежные карты составлены в единой легенде Северо-Уральской серии и полностью увязаны с листами Q-41-XIX, XX по рамкам.

В 1965-66 гг. Салемьюской ГПСП (на территории листов Q-41-87-Г, Q-41-99-А), в 1967 г. Парнокской ГПСП (на листе Q-41-87-В), в 1968-69 гг. (на территории листов Q-41-87-А, Б) под руководством А.А. Саранина [174, 175], в 1970-72 гг. Грубеинской ГСП (на территории листов Q-41-75-В, Г и Q-41-76-В, Г.) под руководством А.З. Лямина [143] проведена ГС-50. Характеристика работ не приводится в виду того, что эти площади в последующем покрыты ГДП-50 [142, 191].

В 1969-75 гг. на территории листа Q-41-85-В и прилегающих к нему с запада и юго-запада листах проведена ГС-50 под руководством И.Ф. Фомишина [181]. В стратиграфическом разрезе

им выделены тельпосская, хыдейская, щугорская свиты ордовика и табаротинская свита нижнего силура. Границы на геологической карте не претерпели изменения до настоящего времени.

В 1976-77 гг. Сынинской ГСП начата, а затем в 1979-81 г.г. Тыкотловской ГСП под руководством Ю.А. Чернышева, а затем А.М. Пыстина [167] продолжена ГГС-50 территории листов Q-41-77-Г; 78-Б (а,б,в); В; 88; 89-А,Б,В; 90-А. На территории листа Q-41-88 значительная часть отложений, отнесенных при ГС-200 к грубеинской свите ордовика, ошибочно отнесена к рифею и показана как кокпельская свита, в составе которой выделены три толщи: «а», «б» и «с». В реальности толща «а» отвечает верхнепогурейской подсвите, толща «б» - грубеинской свите, а толща «с» - собственно кокпельской свите. Одновременно на других участках листа авторами выделяются погурейская (O_1), грубеинская (O_{1-2}), молюдшорская (O_{2-3}) свиты. Среди интрузивных образований выделены следующие комплексы: тыкотловский габбро-диабазовый (R_4), орангьюганско-лемвинский габбро-диабазовый (O_3-S_1), пайпудынский гранит-липаритовый (Е), пожемский риолитовый (O_1), кершорский габбровый (S_1) и погурейский плагиогранитовый (D_{1-2}). При этом к тыкотловскому комплексу в основном отнесены дайки и силлы габбро-диабазов, развитые среди ордовикских отложений грубеинской и погурейской свит, ошибочно включенных авторами в состав кокпельской свиты рифея. Образования Лемвинского массива и тела кварцевых порфиров к северу от него ошибочно отнесены к пайпудынскому комплексу, однако правильно рассматриваются как доордовикские ввиду установленного несогласного залегания на них гравелитов погурейской свиты. В юго-восточной части листа выделяется хордьюский габбро-амфиболитовый комплекс (R_1), диафторированный, по мнению авторов, по западному обрамлению в палеозое. Среди четвертичных отложений выделены фрагменты переработанных склоновыми процессами ледниковых отложений среднего плейстоцена, горно-долинные морены верхнего плейстоцена, аллювиальные отложения (Q_{III-IV}) и отложения склонового ряда. Перспективных проявлений не выявлено.

В 1981-86 гг. Кожимская ГСП под руководством А.К. Афанасьева [85] провела ГГС-50 на территории листов Q-40-83-Г; 84-В,Г; 95-Б,Г; 96-А(а,б,в),Б(в,г), В; 107-Б; Q-41-73-В,Г; 74-В,Г; 85-А,Б,Г; 86. Работы сопровождались большими объемами поисково-картировочного бурения и тяжелыми горными работами. Среди отложений Лемвинской СФЗ на р. М. Надота установлены фрагменты разрезов грубеинской и воргашорской свит. Среди ордовикских отложения Елецкой СФЗ выделены обеизская (O_1), саледская (O_{1-2}), кожимская (O_2), усть-зыбская (O_3), малотавротинская (O_3) свиты. Недостатком расчленения силурийско-каменноугольных образований явилась замена авторами валидных свит на подразделения общей стратиграфической шкалы, что не способствовало конкретизации картируемых геологических тел. Нижнепермские отложения расчленены на сизымскую, гусиную и бельковскую свиты. На р. Лемва и р-не устья р. Балбанью показаны барьерные рифовые комплексы «Балбанью» (S_{1-2}) и «Лемва» ($D_{1p}-D_{2e1}$), а к востоку от них - не-

расчлененные отложения верхнего ордовика, силура, нижнего девона. В целом, геологическая карта верно отражает развитие основных подразделений, прослеженные границы достоверны и положены в основу Гостеокарты-200 нового поколения. Среди кайнозойских отложений впервые показано, благодаря буровым работам, широкое развитие кор выветривания (P_3-N_1) и элювиально-делювиальных образований (N_2-Q_1). Выявлены многочисленные погребенные долины и изучены их разрезы. Однако, из-за омоложения возраста фораминифер (по схеме Гудиной), обнаруженных в наиболее древних отложениях палеодолин, все остальные кайнозойские образования отнесены к верхнему плейстоцену и голоцену. Ледниковые отложения ханмейского возраста рассматриваются как покровные. В поисковом отношении наибольший интерес имеют результаты оценки Кожимского полиметаллического рудопроявления и прогнозная оценка россыпной золотоносности.

В 1983-88 гг. Грубеинской ГСП под руководством М.А. Шишкина [191] проведено ГДП-50 Грубеинской площади на территории листов Q-41-75-B,Г; Q-41-87. В результате уточнена площадь развития елецких и лемвинских фаций, обновлены и уточнены схемы стратиграфического расчленения района, составлен комплект кондиционных карт, доказано покровно-надвиговое строение территории. Работы сопровождалось поисково-картировочным бурением и тяжелыми горными работами. Верхнепротерозойские отложения отнесены к маньинской серии. В составе Лемвинской СФЗ выделено 3 типа разрезов, отвечающих различным участкам бассейна седиментации впоследствии совмещенными при шарьировании. Западный тип разреза представлен последовательностью из харотской ($S-D_1$), надотамыльской (D_{2-3}), западноворгашорской (D_3-C_1) и кечьпельской (C_3-P_1) свит. Центральный – качамыльской (O_{2-3}), харотской ($S-D_1$), пагинской (D_2), няньворгинской (D_3-C_1) свитами. Восточный – погурейской (E_3-O_1), грубеинской (O_1), харбейшорской (O_1-2), харотской ($S-D_1$), малонадотинской (D_2) и няньворгинской (D_3-C_1) свитами. Отложения Елецкой СФЗ расчленены на живетский, франский, фаменский, турнейский, визейский, серпуховский ярусы и средний карбон. Пермские отложения отнесены к юньягинской серии. При проведении бурения установлено широкое развитие кор выветривания (P_3), в том числе рудоносных, широкое развитие погребенных. Наиболее древние из них выполнены выветрелыми галечниками олигоцена и аллювием (N_2-Q_1), которые погребены ленточными глинами сяттейской свиты (Q_1) и надотинскими песками условно сопоставленными с лихвинским горизонтом. Данная толща прорезана палеодолинами, заполненными флювиогляциалом (Q_{II}) и повсеместно перекрытыми ледово-морскими осадками роговской свиты (Q_{II}), на которой залегают флювиогляциальные галечники (Q_{II}^4). В горах выделены фрагменты переработанных морен и флювиогляциала (Q_{II}), горнодолинные морены ханмейского и полярноуральского горизонтов и их флювиогляциалы. За пределами ханмейских морен закартированы аллювиальные отложения 3 надпойменных террас. Среди интрузивных комплексов выделены лемвинский габбро-гранитовый (R_3-V), орангьюганско-

лемвинский габбро-диабазовый (O_1), усть-хайминский диоритовый (O_3). Открыто Парнокское железо-марганцевое месторождение, увеличены прогнозные ресурсы коренного золота, дан локальный прогноз на россыпное золото, выявлены многочисленные проявления фосфоритов.

В 1983-1990 гг. Восточно-Грубеинской ГСП под руководством Н.В. Лютикова [142] проводится ГДП-50 листов Q-41-76-В,Г, 77-А,Б,В и ГГС-50 листов Q-41-76-А,Б. Работы сопровождались поисково-картировочным бурением. Подтверждено покровно-надвиговое строение района, значительно уточнены геологическая карты и карта неоген-четвертичных отложений. Рифейско-вендские отложения выделены под названием моллюдовожской свиты. Схема стратиграфии палеозойских отложений и интрузивного магматизма учитывает все последние материалы по Лемвинской зоне и, в общем, близка к охарактеризованной выше для Грубеинской площади. Отличием является отказ от выделения харбейшорской свиты (включена в состав грубеинской), выделение восточных фаций грубеинской свиты в самостоятельную тыкотловскую свиту, достаточно дискуссионное вычленение из состава погурейской и моллюдовожской свит части отложений в самостоятельную вулканогенно-терригенную толщу (O_{1-2}). При бурении установлены доверхнемеловые коры выветривания и неизвестные ранее в районе морские отложения палеогена (кыршорская и воровожская свиты), широкое развитие погребенных долин неоген-четвертичного возраста. Отчет по работам, к сожалению, не завершен до настоящего времени.

С 1971 по 1973 гг. на пограничных с юга листах Q-41-99-Б, 100-А,Б проведена ГС-50 [151], в 1983-1991 гг. ГДП-50 территории листов Q-41-97- А,Б,Г; Q-41- 98-А,Б,В и 99-А; [168, 108], в результате которых составлены комплекты кондиционных карт.

Поисковые и разведочные работы. С середины 30-х годов на Интинском угольном месторождении ведутся разведочные работы на уголь. Первоначально считалось, что на территории листа расположено также самостоятельное Чернореченское месторождение. Эти представления отражены на карте А.Д. Миклухо-Маклая [32]. Дальнейшие разведочные работы показали, что все угольные пласты относятся к одному Интинскому месторождению, а Чернореченское месторождение стало рассматриваться в качестве площади в его составе. История исследований и состояние работ до 1959 г. отражены в разведочном отчете Бутрова В. М. и др. [105]. В дальнейшем проводились работы, заключающиеся в переоценке запасов в соответствии с новыми кондициями [92, 95], детальная разведка и доразведка отдельных шахтных полей и участков [94, 96, 115, 138, 188-190,]. Общие закономерности угленосности в Интинском районе проанализированы [37, 71, 86, 137]. Принятая до сих пор схема расчленения интинской (верхневоркутской) свиты в р-не Интинского месторождения на 4 пакета (подсвиты) впервые была предложена В.М. Бутровым [106, 107]. В 1967 году в легенде Северо-Уральской серии листов Госгеолкарты-200 нижневоркутская и верхневоркутская свиты были переименованы в лекворкутскую и интинскую.

В 1972-74 гг. Лемвинской партией №86 Зеленогорской экспедиции под руководством Ю.М. Гаврилова проведены поисковые работы на уран на Лемвинском массиве. Были детализированы известные и выявлены новые проявления урана в связи с гранитоидами Лемвинского массива и риолитами к северу от него. Все они получили отрицательную оценку из-за небольших масштабов. Составлены геологические планы детальных участков и карта Лемвинского массива м-ба 1:50000. Подтверждено перекрытие Лемвинского массива базальными конгломератами погурейской свиты ордовика и впервые сделан вывод о его позднепротерозойско-кембрийском возрасте.

В 1973-75 гг. под руководством Ю.К. Крылова [139] проведены ревизионно опробовательские работы по оценке бокситоносности девонских образований в пределах восточной части листа Q-41-XIX. Сделан вывод о бесперспективности на бокситы данной территории. Составлена схематическая карта м-ба 1:50 000, получены новые данные по фаунистическому обоснованию возраста средне-верхнедевонских отложений, в том числе впервые по конодонтам.

В 1974-1976 гг. под руководством И.А. Конжина [132] проведена детальная разведка подземных вод в районе пос. Южный г. Инты. Подсчитаны запасы подземных вод, получены новые данные по геологии и обоснованию возраста подугленосных отложений района.

В 1974-77 гг. Пага-Лемвинской ГПП под руководством В.М. Макова и В.П. Водолазской [145] проведены поисковые работы на золото в Лемвинской зоне. Все проявления в пределах территории получили отрицательную оценку за исключением Лемвинского рудопроявления, на котором был выполнен значительный объем горных работ, подсчитаны прогнозные ресурсы.

С 1978 г. в связи с обоснованием А.А. Котовым [134] перспектив промышленной золотоносности Приполярного Урала, в бассейнах рек Кожим и Лемва начали проводиться поисковые, поисково-оценочные и разведочные работы на россыпное золото. Результаты поисковых работ в бассейне р. Кожим обобщены Г.И. Бойчевским и А.И. Ладыгиным [98], В.М. Швецовым и В.В. Зайковым [186], в бассейне р. Лемва - А.В. Дедеевым и Ю.А. Калашниковым [116], а позднее Е.И. Федотовой [179]. Все разведочные работы проведены в бассейне р. Кожим под руководством Л.В. Акимова [79-83]. Большинство отчетов по результатам разведочных и обобщающих работ составлено под руководством Г.И. Бойчевского [99-104]. Детализационные работы на некоторых объектах проводились под руководством А.П. Ермоленко [123] и А.И. Ладыгина [140]. В результате указанных выше работ был открыт Кожимский рудно-россыпной район, а в пределах территории листов ряд промышленных россыпей золота, в том числе крупных (Балбанью, Таврота). Установлены закономерности локализации золота и его приуроченность как русловому аллювию и террасовому комплексу, так и палеодолинам древней речной сети. На ряде мелких объектов (россыпи Орлиный, Центральный и др.) артелью «Печора» практически сразу началась опытно-промышленная добыча. После ликвидации артели добычу продолжило ГПП «Терра». В настоящее

время все россыпи района законсервированы в связи с организацией национального парка «Югыд-ва». Бассейн р. Лемва оценен как малоперспективный на выявление промышленных россыпей.

В 1986-88 гг. поисково-оценочными работами отрядом Усинской ГРЭ под руководством Л.А. Малышевой [149] было обнаружено Верхнеинтинское месторождение кирпичных глин. Подсчитаны запасы и даны дальнейшие рекомендации на проведение предварительной разведки.

С 1989 по 1999 гг. Пачвожской ГРП под руководством М.А. Шишкина на Парнокском месторождении и на прилегающих площадях проведены поисковые, поисково-оценочные и разведочные работы на марганец [193-196]. Установлены стратиформный характер, гидротермальный генезис первичного марганцевого оруденения и его приуроченность верхнекачамылькской (парнокской) подсвете. Подсчитаны запасы и прогнозные ресурсы марганцевых и железных руд в районе месторождения. Поисково-оценочные работы на Восточном фланге были законсервированы и остаются незавершенными по настоящее время. На месторождении действует карьер по добыче марганцевых руд, которую ведет ОАО «Марганец Коми». На Кожимском полиметаллическом проявлении пробурено несколько глубоких скважин, которыми, однако, не удалось проследить оруденение на глубину и соответственно увеличить прогнозные ресурсы.

В 1988-1994 гг. Н.Г. Новаковой [156, 157] проведены опытно-методические работы по изучению MZ-KZ кор выветривания, а в 1995-1997 гг. поисковые работы на комплексные железомарганцевые руды с кобальтом в корях выветривания Надотинской площади [196]. В результате подтверждено широкое развитие в Кожимском районе кор выветривания, произведена их типизация, составлены карта кор выветривания и карта прогноза связанных с ними полезных ископаемых, составлен кадастр проявлений кор выветривания, геоморфологическая карта западного склона Полярного Урала м-ба 1:200000. Выявлено месторождение и целый ряд перспективных проявлений минеральных пигментов, поля развития рудных шляп с Co, Ni, Mn; обоснована их перспективность, подсчитаны прогнозные ресурсы. Из-за невыполнения бурения не удалось оценить распространенность оруденения на глубину.

Тематические исследования. Большой вклад в изучение геологии района внесли многочисленные исследования, проведенные сотрудниками ИГ КНЦ Уро РАН, ВСЕГЕИ, ИГиГ Уро РАН, ТПО ВНИГРИ, УГСЭ, ПГО «Полярноуралгеология» и др. В виду огромного количества работ и печатных публикаций остановимся только на наиболее основополагающих из них.

С 1948 по 1971 гг. А.И. Першина проводит работы по изучению стратиграфии силурийских и девонских отложений в бассейне рек Кожим и Лемва, где были описаны большинство основных разрезов. Ею создается схема расчленения силурийских и, совместно с В.С. Цыганко, девонских отложений, которая в основных своих чертах сохранилась до настоящего времени [41].

В 1965-67 гг. исследования каменноугольных отложений Лемвинской и Елецкой зон проведены А.И. Елисеевым [22]. Автором дано описание наиболее характерных разрезов на территории листов по рекам. Черная, Б. Надота, Б. Инта, Нерцета, Лемва, Харута и др.

В 1969-75 гг. В.Н. Пучковым изучены разрезы по р. Б. Надота, Парнокаю, Лемва, Хайма, М. Надота. Для многих из них уточнены возрастные датировки благодаря обнаружению конодонтов. Важнейшим итогом исследований автора в целом является определение батинальной природы Лемвинской СФЗ и ее геотектонической позиции как пассивной континентальной окраины [47].

В 70-90-е гг. стратиграфические исследования опорных разрезов верхнего ордовика-девона на р. Кожим проводятся коллективом стратиграфов, литологов и палеонтологов в составе А.И. Антошкиной, Т.М. Безносовой, А.И. Першиной, В.С. Цыганко (ИГ КФАН СССР), С.В. Мельникова (ТПО ВНИГРИ), А.Ф. Абушик (ВСЕГЕИ) и др. В результате создана детальная схема расчленения верхнеордовикско-нижнедевонских отложений на местные свиты и региональные горизонты, описаны их стратотипы и гипостратотипы, дана исчерпывающая палеонтологическая характеристика [38, 39]. Итоги работ положены в основу Стратиграфических схем Урала [58] по району. Вместе с тем необходимо отметить, что стремление авторов каждое вновь выделенное более детальное стратиграфическое подразделение рассматривать исключительно в ранге свиты затрудняет их использование при геологосъемочных работах из-за малой мощности. В те же годы А.И. Антошкиной [1, 3] проведено изучение рифа Бадъя, Лемвинского и Балбаньюского рифов.

В 1974-76 гг. А.А. Сараниным и др. [176] проводится составление сводной геологической карты севера Урала м-ба 1:200 000. Лист Q-41-XIX изображен в основном в соответствии с картой А. Д. Миклухо-Маклая [32]; рисовка северной части листа уточнена. На листе Q-41-XX авторами допущена серия произвольных интерпретаций, не отвечавших фактическому материалу, которые затем были растиражированы во всех мелкомасштабных картах региона. Так поле развития грубейнской и харбейшорской свит ордовика в бассейне р. М. Надота отнесено к надотамыльской свите (D_{2-3}), поле качамыльской свиты на р. Хайма соединено с районом слияния рек Пр. и Л. Грубею, отложения качамыльской свиты к югу от р. М. Хайма отнесены к харотской свите.

В 1979-85 гг. в бассейнах рек Кожим и Лемва сотрудниками ЦНИГРИ под руководством О.С. Набровенкова [155] и Н.М. Риндзюнской [170] проведено изучение закономерностей россыпной золотоносности. Работы сопровождалось детальным геоморфологическим картированием долин м-ба 1:25000, изучением разрезов палеодолин. Результаты работ принципиально изменили господствовавшие до этого представления о преимущественно ледниковой истории района. Были установлены основные этапы развития долин района: малдинский, балбаньюский, санавожский, тавротинский, водэтыйский, кожимский и соответствующие им аллювиальные комплексы.

В 1982-84 гг. Г.Я. Сабуровым и др. [173] составляется геологическая карта м-ба 1:500000 территории деятельности ГГП «Полярноуралгеология». Для площади листов она унаследовала все ошибки предыдущей карты [176], добавив к ним отнесение Лемвинского массива к пайпудынскому комплексу (О₂). Составленная карта стала основой для создания карты структурно-формационного районирования [90] и тектонической карты [91] Республики Коми.

В 1982-85 гг. Я.Э. Юдовичем в бассейнах рек. Лемва и Харута проводятся работы по геохимическому изучению Лемвинской зоны. Геохимическую характеристику получили разрезы всех свит, выявлен ряд проявлений фосфоритов и многочисленные аномальные точки по другим элементам. Обобщенные результаты работ отражены в последствии в монографии [73].

В 1983-86 гг. А.М. Пыстиным [168] проведены опытно-методические работы по совершенствованию методики геологического картирования метаморфических пород Ляпинско-Лемвинского района. Составлена карта метаморфизма района.

В 1984-89 гг. изучение ордовикских отложений Приполярного Урала проведено коллективом специалистов в составе Б.Я.Дембовского и З.П.Дембовской (ПГО «Полярноуралгеология»), М.Л. Ключиной (ИГГ Уро АН СССР), В.А Наседкиной и В. М. Богоявленской (ПГО Уралгеология). На площади авторами изучены опорные разрезы среднего-верхнего ордовика и пограничные отложения силура на р. Кожим, рч. Грубепендишор, а также бассейна р. Лемвы. Создана детальная схема расчленения средне-верхнеордовикских отложений на слои с географическими названиями и местные свиты, послойно описаны стратотипы, дана исчерпывающая палеонтологическая характеристика [18, 19, 117]. Итоги работ вошли в основу Стратиграфических схем Урала [58] по району. Однако, авторами допущены ошибки в определении стратиграфической последовательности отложений в бассейне р. Лемва, в связи с чем упразднение качамылькской свиты и выделение вместо нее хайминской, юнковожской и правогрубеинской свит было преждевременным.

В 1997-99 гг. коллективом авторов в составе М.А. Шишкина, В.Г. Криночкина, С.К. Пухонто, З.Н. Войтович, Т.А. Афанасьевой, А.С. Микляева, Л.Я. Островского, Л.Е. Патратий составлена легенда Полярноуральской серии листов Госгеолкарты-200 [198]. В основу ее положен принцип выделения местных и вспомогательных картируемых литостратиграфических подразделений.

Геофизические работы. Гравиметрические съемки. В 1969-1974 гг. вся территория листов была покрыта гравиметрическими съемками м-ба 1:200000 [183, 126, 147, 148]. В результате работ произведено общее структурно- тектоническое районирование территории.

С 1971 г. на площади начали проводиться высокоточные гравиметрические съемки с целью уточнение геологического строения и поиска структур, перспективных на поиски углеводородов. В 1971-73 гг. под руководством С.И. Максимовой [146-148] в северной части листа Q-41-XIX проведена гравиметрическая съемка м-ба 1:50000. Выделены крупные депрессии (Больше-Интинская

и Пармаюская), осложненные локальными поднятиями и дизъюнктивной тектоникой, а также Анкудинъельская аномальная зона.

В 1974-75 гг. гравиметрической съемкой под руководством К.А. Кривцова [135] захвачена средняя часть территории. По результатам интерпретации подтверждено надвигово-чешуйчатое строение Лемвинской СФЗ. Выявлен ряд локальных структур, перспективных на нефть и газ.

В 1981-1986 гг. при ГГС-50 Кожимской площади [85] почти вся площадь листа Q-41-XIX покрыта гравиметрической съемкой м-ба 1:50000 под руководством Ю.И. Самойлова. На основании изучения физических свойств авторами выявлено 5 основных петроплотностных комплексов. В качестве основного петроплотностного комплекса палеозойского чехла выделен доломитовый литокомплекс (O_3-D_1), который, благодаря своей повышенной плотности (2.75 г/см^3) и выдержанности в разрезе, позволил авторам по полю Δg и его трансформациям уверенно откартировать структурный план площади. Предложена геолого-геофизическая модель допалеозойского фундамента, согласно которой положительные аномалии Δg интерпретируются как блоки эпибайкальского фундамента повышенной (2.80 г/см^3) плотности, насыщенные магматическими породами основного состава, а отрицательные аномалии Δg - как блоки пониженной (2.65 г/см^3) плотности с породами кислого состава, либо сложенные терригенными отложениями орогенной молассы.

Аэромагниторазведочные и аэрогаммаспектрометрические съемки (АГСМ) м-ба 1:50000 начали проводиться на площади с конца 50-х годов. Часть из них к настоящему времени признана некондиционными и сведения о них не приводятся. В 1962-1964 гг. АГСМ-50 под руководством В.А. Княжева [136] охвачена южная половина листа Q-41-XX. Выделена Тынагото-Харутская аномальная зона, включающая две полосы эффузивных пород кокпельской свиты.

В 1964 и 1965 гг. съемками м-ба 1:25000 под руководством Е.А. Подбеловой [164, 165] охвачена значительная часть листа Q-41-XX и южная часть листа Q-41-XIX. Уточнены морфология и характер распределения магнитного поля, составлена карта магнитных пород масштаба 1:200000. В 1970 г. под руководством В.Г. Мавричева [144] в северо-западном углу листа Q-41-XIX. проведена АГСМ с новейшими на то время аэромагнитометрами АММ-13, позволившими значительно повысить точность съемки (до $\pm 4 \gamma$). Выделена Интинская зона дислокаций. Локальные аномалии ΔT_a северо-восточной ориентировки в северо-западном углу листа Q-41-XIX интерпретируются как отражение складчатости пермских отложений, исходя из повышенной магнитной восприимчивости отложений печорской серии и лёкворкутской (кожимрудницкой) свиты.

В 1972-74 гг. при поисках урана [109] на центральной и восточной частях листа Q-41-XX проведена гамма-спектрометрическая съёмка масштаба 1:25000 с наземной заверкой аномалий. Получена аэрогаммаспектрометрическая характеристика породных комплексов.

В 1975-76 гг. В.А. Русановым [172] в северной части листа Q-41-XIX проведена аэромагнитная съемка с аппаратурой КАМ-28, позволившей достигнуть высочайшей точности ($\pm 0.95\gamma$) с целью выявления структур благоприятных для угля и углеводородов в Косью-Роговской впадине. Выделены основные магнитовозмущающие горизонты.

В 1975–76 гг. под руководством Г.А. Еремы [121, 122] на листе Q-41-86 и части листа Q-41-XX проведена АГСМ-25. Выделены два малоглубинных комплекса кислого состава с существенно U-Th минерализацией и с золото- полиметаллическим оруденением, перспективные аномалии и участки. В районе устья рч. Пачвож отчетливо проявилась магнитная аномалия, ошибочно связанная авторами с интрузиями основного состава (Парнокское железо-марганцевое месторождение).

В 1976-78 гг. В.А. Цыгановым и А.А. Генкелем [184] в полосе пород нижнего-верхнего девона на листе Q-41-XIX была проведена АГСМ-25 в комплексе с аэроэлектроразведкой для оценки перспектив их бокситоносности и алмазоносности. Результат - отрицательный.

В 1980 г. под руководством Ю.М. Ефимова [124] в юго-восточном углу листа Q-41-XX осуществлена аэромагнитная съемка м-ба 1:50000 в помощь поисковым работам на бокситы.

Электроразведочные работы. Региональные электроразведочные работы на территории листов Q-41-XIX, XX начали осуществляться с 1965 г., когда М.П. Шулдеевым [200] была проведена электроразведка масштаба 1:200000 методом теллурических токов (ТТ).

В 1971-74 гг. под руководством В.С. Капитонова [129, 130] в северной части листов Q-41-XIX, XX осуществлена площадная электроразведка методом ТТ в комплексе с опорными МТЗ м-ба 1:100000. Установлен подъем кровли отложений карбона, отождествляемых авторами с первым опорным геоэлектрическим горизонтом, в юго-восточном направлении до выходов его на поверхность. В пределах листов Q-41-XIX, XX в поле ТТ выделены Усино-Лемвинская и Харуто-Пагинская аномальные зоны, связанные с валообразными поднятиями в осадочной толще. В их пределах выявлены локальные аномалии поля ТТ (Верхне-Анкудинская, Южно-Лемвинская, Верхне-Нерцетинская на листе Q-41-XIX; Рогоза-Мусюрская и Среднегрубеюская на листе Q-41-XX), отождествляемые с локальными поднятиями в осадочной толще. В северо-восточной части выделены сложные Хайма-Кокпельская и Воравож-Молюд-Мусюрская аномальные зоны, обусловленные поднятиями поверхности допалеозойского фундамента. Здесь же выделен Воравожский минимум $E^{\perp}$, который авторы связали с трубкой взрыва, якобы заполненной проводящей и легкой тектонической брекчией. В последствии оказалось, что он обусловлен развитием мел-палеогеновых опок. В поле ТТ кровля карбона достаточно уверенно прослеживается под край Лемвинского аллохтона, отмечена вероятность развития рифовых массивов под ним.

Сейсморазведка. В 1974-75 гг. А.И. Грицкевич и др. [113] проведена сейсморазведка МОВ м-ба 1:100000, которой был захвачен лишь крайний северо-западный угол листа Q-41-XIX.

В 1979-80 гг. В.Д. Гудковой [114], а в 1985-86 гг. Ю.Д. Гарасимюк [110] в северо-западном углу листа Q-41-XIX были произведены сейсморазведочные работы м-ба 1:50000 методом ОГТ. Получены дополнительные сведения о строении зоны Интинских дислокаций, подтверждено существование надвига, плоскость которого проходит в толще нижнекаменноугольных отложений.

В 1988-89 гг. под руководством Ю.Д. Гарасимюк [111] вся северная часть листа Q-41-XIX и северо-западный угол листа Q-41-XX были охвачены сейсморазведочными работами ОГТ м-ба 1:100000. Предложена структурно-тектоническая модель из трех надвинутых друг на друга по субгоризонтальным плоскостям срыва чешуйчато-надвиговых блоков - Анкудиньельского, Медвежского и Грубеюского. По отражающему горизонту I-II (C-P₁) о контурена наиболее приподнятая Анкудиньельская структура. В нижнем ярусе (O₃-D₁) о контурена крупная Грубеюская структура амплитудой 400 м. Рекомендовано заложение в ее сводовой части параметрической скважины.

В 1989-91 гг. под руководством Н.Ф. Ирлина [127, 128] была проведена сейсморазведка МОГТ м-ба 1:50000 в северной части листа Q-41-XX и северо-восточном углу листа Q-41-XIX. Предложен вариант чешуйчато-надвигового строения территории. Выделены 2 структурных яруса осадочного чехла - нижний (R-D₁) и верхний (D₂₋₃-P), разделенные поверхностью регионального надвига, проходящего, предположительно, в кровле известняково-глинистой пластичной толщи нижнего девона. По ОГ I-II (C-P₁) выявлена и подготовлена к передаче в глубокое бурение Лево-Грубеюская чешуйчато-антиклинальная структура, перспективная на поиски газа. Выделена как зона аномальной сейсмической записи область возможного существования в осадочной толще риффого массива (Лемвинский барьерный риф?). По ОГ I-II (C-P₁)? на западе листа Q-41-XIX выявлена Пармаюская структура, в своде которой рекомендовано бурение поисковой скважины.

Подводя итог анализу сейсморазведочных работ, проведенных на площади, следует отметить несовпадение глубин (порядка 1,5 – 2 км) до поверхности отражающего горизонта, отождествляемого авторами с кровлей каменноугольных карбонатных отложений, с реальными их выходами на поверхность вдоль зоны Главного Западноуральского надвига и к востоку от него в бассейнах рек Черная и Б. Инта. Поэтому предлагаемая авторами сейсморазведочных работ модель геологического строения осадочного чехла восточного борта Косью-Роговской впадины в виде сложной системы исключительного дисплика представляет на данном этапе изученности геологического строения листов Q-41-XIX, XX недостаточно обоснованной и при отсутствии параметрических скважин может рассматриваться пока лишь как один из авторских вариантов интерпретации геолого-геофизической информации.

2. СТРАТИГРАФИЯ

В геологическом строении территории листов Q-41-XIX, XX принимают участие протерозойские, палеозойские, мезозойские и кайнозойские отложения. Первые представлены преимущественно вулканогенными образованиями верхнего рифея-венда. Палеозой - практически непрерывным разрезом осадочных отложений, начиная с верхнего кембрия. Мезозойские образования развиты ограниченно. К ним относятся фрагменты юрско-меловых кор выветривания и морские отложения верхнего мела. В составе кайнозойских образований выделяются отложения палеогена, неогена и квартера. Стратиграфическое расчленение всех отложений произведено в соответствии с легендой Полярно-Уральской серии листов Госгеолкарты-200 [198]; по результатам ГДП в нее внесен ряд изменений и дополнений.

Протерозойская акрогема

Верхнепротерозойские образования площади к западу от Главного Уральского надвига (ГУН) относятся к Ляпинской структурно-формационной зоне (СФЗ) Центральноуральской структурно-формационной мегазоны байкалид и принадлежат двум подзонам: Лемвинской и Хобеизской. В Лемвинской подзоне они представлены моллюдовожской свитой, которая образует ряд “бескорневых” чешуй в составе Лемвинского аллохтона. Хобеизская подзона на дневной поверхности представлена полем саблегорской свиты в ядре антиклинали Малдынырд.

Моллюдовожская свита впервые выделена К.Г. Войновским-Кригером [9] и первоначально считалась ордовикской. В дальнейшем в стратотипическом районе был обоснован ее допозднекембрийский возраст [141]. На территории листов к ней отнесены докембрийские осадочно-вулканогенные образования, картировавшиеся ранее как кокпельская свита [174, 175] или маньинская серия [191]. На площади образования свиты слагают ядра линейных тектонизированных антиклиналей и тектонические блоки среди отложений погурейской свиты в пределах Восточнолемвинского пакета покровов. В составе свиты выделены две подсвиты: нижняя - существенно эффузивная (базальтоидная) и верхняя - вулканогенно-осадочная (туфогенно-метариолитовая).

Нижняя (базальтоидная) подсвита (R_3ml_1) слагает ядра кулисовидно расположенных антиклинальных структур в полосе от верховьев р. Воравож до района слияния рек Б. и М. Лемва. Сложена преимущественно metabазальтами, иногда с подушечной отдельностью. Отмечаются мелкие линзы кремнистых сланцев, прослои туффитов и туфосилицитов, единичные прослои зеленых и красных парасланцев. В западных полосах выхода доминируют зеленовато-серые цвета

пород. В бассейне р. Воравож и правобережье р. Б. Хайма преобладают метабазальты с краснокаменными изменениями. Распространены как порфировые, так и афировые разности, отмечаются кластолавы и туфы основного состава. Под микроскопом метабазальты имеют микролитовую, плагио- и пироксенофировую структуру. Плагиоклаз (55-70%) замещен обычно альбитом или серицитом, пироксен (5-15%) полностью замещен актинолитом, хлоритом и эпидотом; основная масса (15-40%) сложена микролитами плагиоклаза, эпидотом и продуктами разложения стекла (хлорит, лейкоксен) в интерстициях. Наиболее значимые акцессорные минералы: магнетит (до 5-10%) или гематит (до 5%). Кремнистые сланцы зеленовато-серые, голубовато-желтые, тонкополосчатые и линзовидно-полосчатые. Минеральный состав: кварц (70-90%), эпидот (5-10%), альбит (ед.з.-10%), лейкоксен (1-5%, редко 10%), хлорит (0-3%, редко 10%), гематит (до 5%), кальцит (до 3%). При большом количестве обломков альбита породы относятся к туфосилицитам, или туффитам. Парасланцы имеют эпидот-хлорит-альбитовый состав, с непостоянной примесью серицита, кварца, гематита. Сведения о химическом составе даны в прил. 8. По петрохимическим особенностям метабазальты характеризуются субщелочным уклоном (от умеренно-натриевых до высоконатриевых) и являются среднеглиноземистыми, умеренно-низкотитанистыми.

Нижняя граница подсвиты неизвестна, контакты с верхней подсвитой не обнажены или тектонические. Позднерифейский возраст принимается по залеганию ее под базальными конгломератами погурейской свиты, положение ее по отношению к верхней подсвите в достаточной мере условно и принимается на основании общей последовательности развития магматизма от основного к кислому в Ляпинской СФЗ. Видимая мощность подсвиты более 500 м.

Верхняя (туфогенно-метариолитовая) подсвита (R_3-Vml_2) развита, в основном, восточнее нижней в узких тектонических чешуях шириной 0,2-1,5 км, максимум 4,0 км на северо-востоке площади. Характеризуется литологическим разнообразием и фациальной неоднородностью. В ее разрезе преобладают лавы и туфы кислых пород, сланцы и алевросланцы серицит-хлорит-кварцевого или кварц-серицит-хлоритового состава, зеленого и темно-серого цвета. К западу от Лемвинского массива встречаются метабазальты красноватого цвета (за счет гематита). Полоса верхнемолдвожских образований, непосредственно прилегающая с запада и востока к Лемвинскому массиву в разной степени ороговикована [191]. К востоку от массива в составе свиты присутствуют игнимбритоподобные породы.

Метариолиты и их кластолавы светло-серо-зеленого, иногда темно-фиолетового и розово-серого цвета, массивные. Структура пород обычно порфировая, с вкрапленниками кварца или полевого шпата; основная масса фельзитовой, реже микролитовой структуры представлена кварц-полевошпатовым материалом. Обломки кластолав представлены темно-фиолетовыми порфировыми разностями. Туфы кислого состава тесно сопряжены с вышеописанными лавами. Обычно

серого и зеленовато-серого цвета с фиолетовым оттенком, брекчиевидной или конгломератоподобной текстуры. Пирокластический материал (60-85%) представлен обломками кварц-полевошпатовых порфировых метариолитов, кварцем, калиевыми полевыми шпатами и чуждыми обломками плагиофировых metabазальтов. Цементирующая масса - кварц-альбит-серицитовая. Из рудных минералов присутствует магнетит и ильменит. По петрохимическим данным туфы, в основном, имеют дацитовый состав. Туфоалевролиты сложены слабоокатанными обломками кварца и плагиоклаза алевритовой размерности; содержат в подчиненном количестве туфогенный материал (до 40%). Сланцы и алевросланцы кварц-серицит-хлоритовые и серицит-хлорит-кварцевые имеют следующий минеральный состав: хлорит (30-70%), кварц (0-50%), серицит (10-30%), альбит (0-25%), лейкоксен (1-3%). Цвет их серо-зеленый, темно-серый или стально-серый.

По химическому составу (прил 8) кислые породы отличаются от гранитов Лемвинского комплекса повышенным содержанием Fe, Mg, Ca, Ti и более низким содержанием калия.

Позднерифейско-вендский возраст обосновывается сборами микрофитоцитов позднего рифея *Leiominuscula minuta* Naum., *Trematosphaeridium holtedahlii* Tim., *Kildinella sinica* Tim., *K. hyperboreica* Tim. и венда: *Asperatopsophosphaera partialis* Schep., *Bavlinella faveolata* Schep., *Granomarginata squamacea* Volk., *Leiosphaeridium minor* Schep. и др. [117, 191], а также на основании очевидных аналогий с саблегорской свитой Хобеизской подзоны. Мощность более 1000 м.

На АФС наиболее уверенно выделяются поля нижней подсвиты и отдельные тела кислых пород верхней подсвиты по светло-серому фототону и равномерной мелкой зернистости.

Петрофизические свойства приведены в прил. 12. Магнитное поле над отложениями свиты резко дифференцировано, характеризуется северо-восточной и субмеридиональной ориентировкой интенсивных положительных локальных аномалий. В гравитационных полях западные выходы свиты соответствуют основанию положительного градиента гравитационного поля.

Непосредственные контакты с перекрывающими отложениями погурейской свиты, как правило, не обнажены, либо тектонизированы. Отмечается азимутальное несогласие между отложениями моллюдовжской и погурейской свит, при этом, последняя залегает на образованиях обеих подвит, что позволяет с большой долей уверенности относить моллюдовжскую свиту к образованиям более древнего (байкальского) структурного этажа. Мощность свиты более 1500 м.

Саблегорская свита (R_3 -Vsb) на дневной поверхности представлена в ядре антиклинали Малды-Нырды. Обнаженность свиты плохая; ее характеристика приведена по небольшому фрагменту на южной рамке площади [85] и материалам ГДП-50 смежной территории [108]. В ее составе преобладают эффузивы основного состава с прослоями и линзами филлитовидных сланцев. Эффузивы представлены серо-зелеными интенсивно рассланцованными metabазальтами; афировыми и мелко-среднезернистыми (порфировидными), иногда миндалекаменными или брекчие-

видными, за счет включений однородных роговикоподобных и миндалекаменных разностей неправильной формы. Отмечено присутствие спилитов. Под микроскопом metabазальты представляют собой лепидонематогранобластовый бластопорфировый агрегат преимущественно вторичных минералов. Из первичных минералов в виде реликтов присутствует клинопироксен (1-10%), иногда плагиоклаз. Основную массу породы представляет агрегат кварца и альбита (15-35%), эпидота-клиноцоизита (10-15%), хлорита и амфибола с примесью лейкоксена (5-10%); 25-40% объема породы составляет зеленая роговая обманка (уралит), образующая пластинчатые агрегаты по основной массе. Акцессории - сфен, апатит, магнетит. Спилиты имеют микропорфировую структуру за счет вкрапленников плагиоклаза. Основная масса микролитовая, выполнена тем же набором минералов, что и в metabазальтах. Филлитовидные сланцы – зеленовато-серые, мелкозернистые, часто сплюснутые. Под микроскопом представляют собой хлорит-мусковит-альбит-кварцевый агрегат со спутанноигольчатым рутилом в хлорите и гранолепидобластовой структурой. Состоят из мусковита (30-70%), кварца (15-50%), альбита (10-25%), хлорита (до 10%) и небольшого количества эпидота. Акцессории - апатит, циркон, гематит.

Степень метаморфизма отложений саблегорской свиты - не выше низкотемпературной ступени фации зеленых сланцев. Сведения о петрофизических свойствах даны в прил. 12. В гравитационном поле выходы пород свиты выделяются локальными максимумами.

Возраст свиты принят позднерифейско-вендским по аналогии с сопредельным с юга листом Q-41-XXV, где имеются палеонтологические и радиологические датировки. Непосредственные контакты с перекрывающими отложениями не обнажены. На прилегающей с юга территории саблегорская свита с резким угловым несогласием перекрывается базальными конгломератами обеизской свиты нижнего ордовика [108]. Мощность в пределах площади не менее 500 м.

Палеозойская эратема

Стратифицированные палеозойские отложения на территории листов принадлежат палеоконтинентальному сектору уралид и относятся к двум структурно-формационным зонам: Бельско-Елецкой и Сакмаро-Лемвинской. Первая отвечает мелкому шельфу, вторая – глубокому шельфу, континентальному склону и подножью пассивной окраины Восточно-Европейского континента. Граница между ними не оставалась постоянной в течение палеозоя и мигрировала в западном направлении на рубежах раннего - среднего ордовика и позднего ордовика - силура. Поэтому для силурийско-девонских отложений Тисваизской подзоны Сакмаро-Лемвинской СФЗ подстилающими являются мелководные терригенно-карбонатные ордовикские образования Бельско-Елецкой СФЗ.

Бельско-Елецкая структурно-формационная зона

Бельско-Елецкая СФЗ занимает всю территорию листа Q-41-XIX и незначительную западную часть листа Q-41-XX. Характеризуется развитием мелководных шельфовых терригенных и карбонатных отложений. В ее пределах выделяются две подзоны: западная – Михайловско-Вайгачская, представляющая собственно мелкий шельф (карбонатную платформу) и восточная – Иргизлинско-Карская, отвечающая его внешнему краю. Дифференциация характера осадконакопления между основной частью шельфа и его внешним краем начинается со среднего ордовика, становясь, все более существенной с момента формирования карбонатной платформы во второй половине позднего ордовика. Поэтому описание стратиграфии раздельно по подзонам дается со среднего ордовика. В раннем ордовике фациальные различия между подзонами отсутствовали и для них выделяются общие картируемые литокомплексы - обеизская и салецкая свиты.

Ордовикская система. Нижний отдел

Обеизская свита ($O_1 ob$) до 1978 года картировалась в районе как тельпосская свита согласно схеме К.А.Львова [30]. Слагает крупные хребты Зап. и Вост. Саледа, Малды-Нырды. В ее составе выделяются три крупных ритмоцикла, которые картируются в ранге подсвит. Каждый из них начинается грубообломочными породами (конгломератами, гравелитами) и заканчивается песчаниками и алевролитами.

Нижнеобеизская подсвита ($O_1 ob_1$) закартирована на хр. Зап. Саледа и Малды-Нырды. На северо-восточном склоне последнего находится наиболее полный разрез подсвиты [85]. На остальных участках развиты отдельные коренные выходы среди элювиально-делювиально-десерпционных крупноглыбовых развалов. В отмеченном выше разрезе подсвита представлена ритмичным переслаиванием (ритмы от долей м до 1-1,5 м) красноцветных олигомиктовых и полимиктовых песчаников, гравелитов, конгломератов с преобладанием грубообломочных разностей в нижней ее половине. По элювиальным развалам в основании свиты прослеживается конгломератовая пачка мощностью первые десятки метров. В конгломератах преимущественно кварцевая галька, размерами достигающая 20 см, реже встречается галька магматических и гематит-кремнистых пород. Залегание осложнено складками различной морфологии и порядка. На хр. Зап. Саледа в ядре антиклиналя представлена только верхняя часть разреза подсвиты, также сложенная красноцветными ритмичнослоистыми конгломератами, гравелитами и песчаниками.

Базальные конгломераты нижнеобеизской подсвиты в плане несогласно залегают на генетически различных образованиях нижнего структурного этажа (вулканитах саблегорской свиты, Малдинском риолитовом массиве). Однако непосредственные контакты на площади перекрыты

элювиально-делювиальными развалами. Верхняя граница проводится по исчезновению в ритмах устойчивых прослоев конгломератов. Мощность нижней подсвиты составляет 350-400 м.

Среднеобеизская подсвита (O_{1ob2}) развита на крыльях антиклиналей Зап. Саледы и Малды-Нырды. Сложена красноцветными олигомиктовыми песчаниками, обычно мелко- среднезернистыми, ритмично переслаивающимися с подчиненным количеством слойков алевропелитов, алевролитов, алевропесчаников с “катышами” подстилающих алевролитов в основании ритмов. В низах подсвиты, в составе ритмов присутствуют полимиктовые и кварцевые гравелиты. Верхняя граница проводится в основании пачки гравелитов и мелкогалечных конгломератов верхней подсвиты. Мощность подсвиты возрастает в западном направлении от 160-230 м на северо-восточном склоне хр. Малды-Нырды до 260-270 м на его северо-западном склоне и 450 м на хр. Зап. Саледы [85].

Верхнеобеизская подсвита (O_{1ob3}) развита на крыльях антиклиналей Зап. и Вост. Саледы, Малды-Нырды. Сложена ритмичнослоистыми (участками косослоистыми) красноцветными кварцевыми и олигомиктовыми средне-крупнозернистыми песчаниками. Последние, а также гравелиты характерны для низов разреза. В верхней части преобладают светло-серые, сиреневатые мелкозернистые неяснослоистые плитчатые кварцевые песчаники с редкими прослоями олигомиктовых песчаников и алевролитов. Верхняя граница подсвиты проводится по подошве зеленоцветных песчаников саледской свиты. Мощность верхнеобеизской подсвиты составляет 250-370 м.

Петрографическая характеристика наиболее типичных пород обеизской свиты следующая. Песчаники мелкозернистые и средне-крупнозернистые (до гравелитистых), по составу кварцевые и полевошпат-кварцевые. Кварцевые песчаники характеризуются незначительным содержанием полевых шпатов (1,5, редко до 15%), зерна полуокатанные, со средней сортировкой обломков, низким содержанием лититов (5-10%), цемент до 10%. Полевошпат-кварцевые песчаники, а также алевролиты содержат 10-65% серицитизированных полевых шпатов, 0,3-5% лититов кремнистых и глинисто-кремнистых с гематитом, до 3% слюд (мусковит, реже биотит). Во всех разностях пород повышенные содержания окатанных и полуокатанных рудных минералов - гематита (1-3%), магнетита и титаномагнетита (до 3-5%), лейкоксена, которые обогащают отдельные слойки. Присутствуют единичные зерна циркона и турмалина. Средне-крупнозернистые разности и гравелиты отличаются худшей сортировкой, но лучшей окатанностью обломков, доля лититов среди которых составляет 15-30%. Цемент серицитовый и кварцевый; регенерационный в песчаниках, в алевролитах - поровый гематитовый (5-15%) и серицитовый. Степень перекристаллизации цемента нарастает с запада на восток, свидетельствуя о нарастании метаморфизма в этом направлении.

Химический состав песчаников приведен в прил. 11. Геохимическая характеристика обеизской свиты в целом свидетельствует о сходстве пород, как по разрезу, так и по латерали. Терри-

генные отложения характеризуются низкими содержаниями иттрия и циркония по сравнению с кларками и повышенными - Ni, Co, Cu, Ba [85].

Сведения о петрофизических свойствах даны в прил. 12. Для обеизской свиты характерно пониженное гравитационное поле с северным, северо-восточным простираем изолиний. На АФС поля развития свиты выражены в прямом рельефе образуемых ею положительных структур. Выделяются пачки конгломератов и гравелитов, образующие уступы и гряды. Органических остатков в отложениях свиты не установлено. Возраст принимается тремадокско-позднеаренигским по положению под салецкой свитой, охарактеризованной фауной верхнего аренига. Не исключено, что самые низы свиты могут иметь позднекембрийский возраст по аналогии с низам манитаньрдской серии на Полярном Урале. Мощность отложений обеизской свиты 780-1300м.

Салецкая свита (O_{1sl}) ранее картировалась в районе как хыдейская свита согласно схеме К.А. Львова [30]. Б.Я. Дембовским и др. [18] описана под названием индысейских слоев, которые стали стратотипом одноименного горизонта [36]. Слагает крылья антиклиналей Зап. и Вост. Салец, Малды-Ныр, северную периклинали Росомахи, ядро антиклинали Яптик-Ныр. Представительные фрагменты разрезов обнажены по ручьям, прорезающим северо-западные склоны хр. Зап. Салец, Малды-Ныр; на остальной части - отдельные останцы, уступы и элювиально-делювиально-десерпционные развалы. Свита сложена преимущественно зеленоцветными алевролитами, алевропесчаниками, серицит-хлоритовыми сланцами с прослоями кварцевых песчаников, обычно слабоизвестковистых. В верхах отмечаются тонкие слойки зеленовато-серых песчаных органогенно-детритовых известняков. В основании наблюдается пачка переслаивания красноцветных и зеленоцветных грубозернистых песчаников, мощностью первые десятки метров, среди которых встречаются прослои ангарелловых ракушечников мощностью 5-10 см. На границе красноцветных и зеленоцветных разностей отмечается медная минерализация. На хр. Малды-Ныр в подошве пачки развиты маломощные слойки (5-15 см) полимиктовых и кварцевых конгломератов и гравелитов, а медная минерализация не проявлена.

Песчаники имеют кварцевый и полевошпат-кварцевый состав с различным количеством обломков полевого шпата (2-55% у мелкозернистых разностей и 0,3-5% у средне и крупнозернистых). Содержание лититов около 10%. Форма обломков окатанная и полуокатанная. Цемент составляет 5-15%, редко 20%; у мелкозернистых песчаников - преимущественно поровый серицит-хлоритовый, хлоритовый и карбонатный, у средне и крупнозернистых - регенерационный и микрогранобластовый. Количество хлорита уменьшается к юго-востоку. Отмечаются аутигенные апатит (2-3%) и гематит (0,3-4%). Текстура неяснослоистая, слоистая, сланцеватая и микроплойчатая на востоке. Алевролиты по содержанию полевых шпатов (% в скобках) делятся на кварц-полевошпатовые (30-45%), олигомиктовые (15%), кварцевые (5-10%). Обломочный материал по-

луокатанный, сортировка средняя. Цемент - поровый гидрослюдисто-хлоритовый, серицит- хлоритовый, с карбонатом - пойкилобластовый, иногда – регенерационный, с рутилом; на хр. Росомаха перекристаллизованный. Акцессории - циркон, лейкоксен. биотит, магнетит, пирит, эпидот.

Химический состав песчаников и петрофизические свойства пород приведены в прил. 11,12. В геохимическом отношении для алевролитов и алевросланцев характерно значительное превышение над кларками средних содержаний Ni, Co, Cu, Ba. Песчаники и алевропесчаники характеризуются низким содержанием Y, Zr и повышенным Cr, Cu, P, Mn.

Анализ магнитных свойств показывает, что в терригенной части разреза салединской свиты присутствуют слабомагнитные разности пород, содержащие магнетит (зеленые полимиктовые алевропесчаники имеют аномально высокие значения магнитной восприимчивости до 540×10^{-6} ед. СГС), однако картировать эти горизонты ввиду их небольшой мощности позволяет только детальная высокоточная магниторазведка.

Из органических остатков от основания до кровли свиты встречаются колпачковые брахиоподы *Angarella lopatini* Assatkin, характерные для верхов аренигского и лланвирнского ярусов [18,19,85]. В средней и верхней частях западной площади определены иглокожие и конодонты [18,19]. Возраст свиты принимается позднеаренигским в объеме индусейского горизонта.

Верхняя граница свиты проводится по подошве первых прослоев известняков, относимых к кожимской свите на западе и грубепендишорской толще на востоке. Мощность 500-600 м.

Михайловско-Вайгачская подзона

Ордовикская система. Средний верхний отделы.

Щугорская серия в современном понимании объединяет кожимскую, устьзыбскую и малотавротинскую свиты [198]. Включавшаяся [58] в состав серии яптикшорская свита относится к основанию следующего трансгрессивно-регрессивного цикла и поэтому из нее исключена.

Кожимская свита ($O_2k\check{z}$) картируется в виде полосы переменной ширины по обрамлению антиклиналей и ядрах синклиналей юго-западной части площади. Сложена известняками (иногда слабо доломитистыми) с разной долей примеси терригенного материала. Наиболее полно ее разрез вскрывается на отрезке р. Кожим от устья р. Мал. Таврота до рч. Тэлашор, где она разделена на три подсвиты, на остальной части площади свита показана на карте нерасчлененной.

Нижнекожимская (тэлашорская) подсвита (O_2kz_1) сложена серыми и темно-серыми органично-детритовыми известняками, обычно песчанистыми, в небольшом количестве – органично-сгустковыми. Стратотип находится на р. Кожим у устья рч. Тэлашор (обн. 37) [18]. В основании разреза развиты зеленоцветные песчанистые известняки, переслаивающиеся с зелеными известковистыми алевролитами. Преобладают горизонтальные и волнисто-слоистые текстуры. Тер-

ригенная примесь и обломочные разности отчетливо тяготеют к нижней части разреза; в верхней - увеличивается карбонатность. Обломочные известняки состоят из обломков (40-60%) в основном криноидей (в меньшей степени брахиопод, мшанок, трилобитов), пелитоморфного кальцита (5%), терригенной примеси (10-20%) и цемента. Терригенная примесь представлена полуокатанными зернами кварца и полевых шпатов. Цемент кальцитовый. Органогенно-сгустковые разности состоят из сгустков кальцита (30-40%), органогенных остатков (30-40%), цемента (20%).

Фауна представлена трилобитами, криноидеями, мшанками, конодонтами и брахиоподами, образующими скопления типа банок. Установлены два фаунистических комплекса [18,19], позволяющие сопоставить тэлашорскую подсвиту с лланвирном и низами лландейло. Нижний включает брахиоподы *Angarella jaworowskii* Assat., *Rostricellula magnus* V.Bogoyavl., *R. grandis* Bogoyavl; конодонты *Erismodus* ex gr. *abbreviatus* Brans.et Mehl, *Microcoleodus simplex* Brans. et Mehl, *Pliticonus* aff. *compressus* Brans.et Mehl. В верхнем появляются *Mimella panna* Andr., *Xenelasmella jacutensis* Rosm., *Drepanodus deltifer* Lind., *Distacodus victrix* Mosk., *Scandodus borealis* Nas. и др..

Нижняя граница проводится по подошве первой пачки зеленоцветных песчаных известняков, как правило, охарактеризованных фауной лланвирна. Мощность подсвиты 250 м.

Среднекожимская (зыбкаланьельская) подсвита ($O_2\ kz_2$) сложена в основном глинистыми известняками. Парастратотип ее находится на р. Кожим, ниже устья рч. Тэлашор (обн. 36) [18]. Нижняя граница проводится по подошве косослоистых известковистых песчаников, залегающих на органогенно-обломочных доломитистых известняках тэлашорской подсвиты. Выше песчаников залегают массивные и слоистые мраморизованные известняки. Верхи разреза представлены темно-серыми глинистыми известняками с прослоями глинистых сланцев и органогенно-обломочных алевролитистых известняков, имеющих ребристый облик выветрелой поверхности. Слоистость горизонтальная или пологоволнистая. Все разновидности известняков содержат многочисленные мелкие остатки иглокожих, обломки трилобитов, брахиопод, остракоды и конодонты. Наиболее обильны органические остатки в нижней части разреза. Для подсвиты характерны [19] брахиоподы *Oxoplecia dorsata* (Hisin.), *Strophomena propria* Petr.; иглокожие *Hemicostites* (?) cf. *vajgatchensis* (Yelt.et Stuk.); остракоды *Tergumella kozhimika* Zenk., *Sigmoopsis parva* Zenk.; конодонты *Eoplacognathus elongatus* (Berg.), *Pygodus anserinus* Lam.et Lind., *Phragmodus inflexus* Stauff., *Periodon sibiricus* Mosk и др., свидетельствующие о лландейльском и раннекарадокском возрасте вмещающих пород и принадлежности их к чердынскому горизонту. Верхняя граница с устьпальникской подсвитой проводится по подошве органогенных известняков. Мощность подсвиты 350 м.

Верхнекожимская (устьпальникская) подсвита ($O_2\ kz_3$) представлена своим восточным типом разреза [18], сложенным микрозернистыми доломитизированными известняками с прослоями органогенно-обломочных известняков в верхней части. Степень доломитизации 2-5 %, возрастает

вверх по разрезу; в кровле появляются битуминозные прослои. Органические остатки немногочисленны, но позволяют сопоставить подсвиту с тыпыльским горизонтом карадокского яруса. Среди них определены криноидеи и цистоидеи *Cyclopentagonalis guttaeformis* Yelt., *C. consuetus* Milic., *Quinquetubulocrinus kalgensis* (Yelt.), *Hemicostites* sp.; табуляты *Mesofavosites* sp., ругозы *Rhabdotetradium* sp., конодонты *Eoplacognathus elongatus* (Berg.), *Periodon sibiricus* Mosk [18, 19].

Верхняя граница устьпальникской подсвиты определяется появлением известняков и доломитов с характерными “червячковыми” образованиями на выветрелой поверхности [18, 85]. Мощность подсвиты 220 м.

Химический состав и петрофизические свойства пород кожимской свиты приведены в прил. 11,12. Известняки характеризуются (по сравнению с кларками) повышенными содержаниями Ni, Co, Zn, Zr, Ba, Nb, As и пониженными Ti, Y, Sr. Чистые известняки содержат нерастворимого остатка от 2 до 15 %. Известняки с примесью терригенного материала – 25-70 %.

В гравитационном поле граница кожимской свиты с перекрывающим высокоплотным доломитовым литокомплексом верхнего ордовика - силура достаточно выразительна, особенно на крутопадающих крыльях антиклиналей. Дешифрируемость свиты в общем плохая. Достаточно уверенно картируется лишь граница с салединской свитой по появлению цепочек карстовых воронок. Общая мощность отложений кожимской свиты – 820 м.

Устьзыбская свита (О_{3uz}) впервые выделена М.Е. Раабен [48]. Другими авторами данный литокомплекс картировался как салединская свита [153] или пальникшорские слои [18]. Обнаженность удовлетворительная. Фрагменты разреза установлены по р. Кожим и его притокам, на северо-западном склоне хр. Зап. Саледы, в картировочных скважинах на водоразделе рек Кожим и Бол. Таврота. Свита в основном представлена темно-серыми пелитоморфными, часто доломитизированными известняками, доломитами с характерными рельефными червевидными образованиями на выветрелой поверхности пород высотой до 0,3-0,4 см и диаметром от 0,2 до 3 см, которые являются доломитизированными ходами илоедов. Под микроскопом породы представляют собой пелитоморфный агрегат кальцита, неравномерно доломитизированного в виде пятен и одиночных ромбоэдрических зерен доломита. В таком облике свита прослеживается от р. Дурная на западе до р. Балбанью на востоке при общей тенденции к возрастанию доломитистости пород и уменьшению роли «червячковых» прослоев. Восточнее р. Балбанью отдельные пачки доломитизированных известняков с червевидными ходами илоедов наблюдаются до рч. Грубепендишор; здесь также характерно появление стяжений черных кремней.

Химический состав доломитов в целом вполне типичен (прил. 11). Органические остатки в разрезе свиты редки и имеют плохую сохранность. Западные фации лучше всего фаунистически охарактеризованы к западу от листа в гипостратотипе на р. Кожим у устья рч. Пальникшор, где

обоснованы их позднеордовикский возраст и сопоставление с рассохинским горизонтом [18, 19]. В восточных разрезах определены криноидеи *Dentiferocrinus kozhimensis* Milic., *D. coronoides* Yelt., *Pentagonocyclicus bylfuracus* Schew.; остракоды *Hallamatina* cf. *ulsensis* Zenk. и конодонты *Aphelognathus* sp., *Icriodella superba* (Rhod.), *Periodon grandis* (Ethingt.) [19, 26].

Петрофизические свойства пород приведены в прил.12. В гравитационном поле устьзыбская свита ввиду малой мощности и сходства с петроплотностными свойствами вышележащих пород картируются в составе единого «доломитового» гравимаркирующим литокомплексом (O_3-D_1), имеющего средневзвешенную плотность $2,75 \text{ г/см}^3$. Дешифрируемость неудовлетворительная.

Верхняя граница проводится по подошве черных доломитов с обломочными структурами и интракластами малотавротинской свиты. Мощность устьзыбской свиты 150 м.

Малотавротинская свита ($O_3 mt$) наиболее полно представлена в стратотипическом разрезе (обн. 35) на р. Кожим вблизи устья рек Бол. и Мал. Таврота, где и была впервые выделена А.И.Першиной [42]. Предшественниками обычно относилась к силуру [32]. По литологическим признакам разделяется на две подсвиты.

Нижнемалотавротинская подсвита ($O_3 mt_1$) представлена исключительно доломитами. В ее нижней части выделяется зыбская пачка (мощностью около 75 м), сложенная черными вторичными волнистослоистыми доломитами с реликтовыми косослоистыми структурами карбонатных гравелитов и песчаников. Выше располагается циклично построенная толща серых и темно-серых вторичных доломитов. В нижних (трансгрессивных) частях циклитов развиты массивные и толстослоистые доломиты с остатками строматопороидей, мшанковым, криноидным и брахиоподовым детритом. Для верхних (регрессивных) частей характерны более тонкая слоистость, многочисленные строматолитовые прослои, слои с ходами илоедов, трещины усыхания на поверхностях пластов. Под микроскопом наиболее распространенные разности представляют собой неоднородный зернистый агрегат доломита, в котором выделяются перекристаллизованные остатки фауны, выполненные кальцитом. В западной части района на крыльях Дурнаюской синклинали подсвита характеризуется почти повсеместным присутствием прослоев с «червячковыми» образованиями. Однако, в отличие от устьзыбской свиты, ходы илоедов угнетенные и не образуют рельефа. Крайние восточные выходы подсвиты наблюдаются на р. Кожим в 2 км выше устья р. Балбанью.

Верхняя граница проводится по подошве первого слоя розовато-серых фарфоровидных доломитов. Мощность подсвиты изменяется от 210 м на западе до 280 м в стратотипе и далее уменьшается на восток до 150 м под рифом Бадья.

Верхнемалотавротинская подсвита ($O_3 mt_2$) к востоку от устья р. Бетью, сложена преимущественно светлыми седиментационными доломитами, которые к западу постепенно сменяются толщей известняков с доломитовыми и известняковыми брекчиями. Доломиты восточной

части района розовато-серые, тонкозернистые, микрослоистые или массивные фарфоровидные, плотные, иногда с трещинами усыхания на поверхностях слоев. Отмечаются редкие строматолитовые прослои. Под микроскопом наиболее типичные разновидности представляют собой скрытокристаллический агрегат доломита с незначительным количеством глинистого вещества. Встречаются кристаллы гипса и мелкие стяжения кремня. Брекчии западной части района сложены угловатыми обломками доломитов, реже известняков от песчано-гравийной до глыбовой размерности без какой либо закономерности в их распределении. Б.Я. Дембовским и др. [18] предполагается тектоническая природа данных брекчий. Однако, с учетом развития западнее (в Косью-Роговской впадине) на этом уровне мощной сульфатно-доломитовой толщи, они могут трактоваться и как «брекчии растворения» ангидритов, впоследствии тектонизированные.

Возраст малотавротинской свиты основывается на немногочисленных сборах криноидей *Dentiferocrinus subdividuus* Milic и конодонтов *Aphelognathus grandis* (Brans. et Mehl), *A. irregularis* (Puls. et Sweet), *A. aff. politus* (Hinde), *A. aff. shoshonensis* Sweet, *Icriodella superba* (Rhod.), *Pristognathus bigharnensis* St. et Furn. [18, 39] из нижней подсвиты, которые позволяют сопоставить ее с полуденским горизонтом. Верхняя подсвита условно сопоставляется с сурьинским горизонтом.

К востоку отложения верхнемалотавротинской подсвиты фациально замещаются образованиями рифа Бадья.

Петрофизические свойства пород приведены в прил.12. В гравитационном поле малотавротинская свита картируется в составе «доломитового» литокомплекса (описанного выше).

Верхняя граница малотавротинской свиты резкая и проводится по поверхности размыва в подошве толстослоистых доломитов с банками петамерид, относящегося к яптикшорской свите. Мощность верхней подсвиты 220-240 м. Общая мощность свиты 430-520 м.

Ордовикская система, верхний отдел – девонская система, нижний отдел.

Данный интервал отвечает второму трансгрессивно-регрессивному мегациклу в развитии шельфа пассивной континентальной окраины. В его рамках выделяются циклы меньшего порядка: позднеашгиллско-лландоверийский, венлокско-лудловский, пржидольско-пражский. Комплексы осадков, соответствующие двум первым циклам, объединяются в табаротинскую и дурнаюскую серии. Трансгрессивной части пржидольско-пражского цикла отвечает интапармская серия; регрессивной части цикла соответствует бетьюская серия.

Табаротинская серия (O_3-S_{1tb}) впервые выделена А.Д. Миклухо-Маклаем [153] в ранге свиты со стратотипом у устья р. Бол. Таврота. Согласно современным представлениям [198] в составе серии выделяются яптикшорская, джагалская и филиппьельская свиты. Первые две охватывают трансгрессивную часть позднеашгиллско-лландоверийского цикла и соответствуют адакской

свите А.И. Першиной [41, 39], третья отвечает его регрессивной части. Отложения серии развиты в бассейне р. Кожим, от западной рамки листа до р. Балбанью. Слагающие ее свиты уверенно выделяются во всех хорошо обнаженных разрезах вдоль р. Кожим и ее притоков, однако, на карте восточнее устья р. Бетью (из-за недостаточной обнаженности водораздельных пространств) табаротинская серия показана нерасчлененной. Яптикшорская и джагалская свиты даются на карте объединенными ввиду малой мощности первой.

Яптикшорская и джагалская свиты объединенные ($O_3jp+S_1d\check{z}$) закартированы вдоль р. Кожим на отрезке от западной рамки карты до устья р. Бетью.

Яптикшорская свита выделена А.И. Антошкиной и др. [2, 39]. В стратотипе (у устья рч. Джагал-Яптикшор, обн. 23) сложена серыми вторичными органогенными доломитами с плитчатой и комковатой отдельностью, с обилием остатков водорослей, кораллов, брахиопод, криноидей, гастропод. Выделяются прослои доломитов биоморфных (коралловых и брахиоподовых), несортированно-детритовых и биотурбированных; часты ракушняковые банки. К востоку от устья р. Мал. Таврота отмечаются признаки более мелководных условий осадконакопления: обилие биотурбаций, водорослей, опрокинутые колонии строматопорат, прослои с онколитами. Мощность свиты возрастает с запада на восток от 40-60 до 100 м. Из фауны характерны брахиоподы *Holorhynchus giganteus* Kiaer., *Proconchidium muensteri* (Joseph), образующие скопления в основании свиты; криноидеи *Dentiferocrinus koshinensis* Milic. *D. cf. dividius* (Yelt.); ругозы *Brachielasma* ex gr. *duncani* (Dub.), *Dalmanophyllum dalmani* (Edw. et Haim.); конодонты *Belodina stonei* Sweet., *B. confluens* Sweet и др. [18, 39, 117]. Комплекс фауны отвечает кырьинскому горизонту ашгилла.

Джагалская свита выделена А.И. Антошкиной и др. [2, 39] со стратотипом на р. Кожим (обн.19), который является и стратотипом одноименного надгоризонта. Подразделяется на две подсвиты яренейшорскую и лолашорскую (А.И. Антошкиной и др. [39, 58] они рассматриваются в качестве самостоятельных свит), которым отвечают одноименные горизонты.

Яренейшорская подсвита сложена серыми толстоплитчатыми, иногда комковатыми вторичными доломитами, часто пористыми, несортированно-детритовыми, биоморфными и биотурбированными. В нижней части преобладают массивные доломиты с брахиоподовыми прослоями, выше - строматопоратовые и кораллово-строматопоратовые доломиты со стяжениями кремней. В верхней части выделяется пачка комковатых доломитов с многочисленными стяжениями кремней. Мощность подсвиты в стратотипе 231 м, по площади до 340 м. Из фауны характерны брахиоподы *Virgiana barrandei* (Bill.), *Zygospiraella duboisi* (Vern.); табуляты *Catenipora gotlandica* Jabe, *Palaeofavosites alveolaris* (Goldf.); ругозы *Hoilocanthia umbonata* Zyg., *Streptelasma* cf. *rohitfaroli* Swith., *Tabularia* cf. *biseptata* Laur.; конодонты *Distomodus kentuckyensis* Brans. et Brans., *Ozarkodina corona* Meln. [39, 77]. Возраст - лландовери (руддан).

Лолашорская подсвита (120-145 м) сложена в основном темно-серыми и черными вторичными доломитами преимущественно массивного облика. Для нижней части типичны пятнистые текстуры, иногда комковатая отдельность пород, прослои глинистых доломитов и известняков с желваками и прослоями кремней. В верхней части отмечается развитие коралловой и строматопоратовой фауны, прослои с крупными пентамеридами. Характерны брахиоподы *Pentamerus oblongus* Sow., табуляты *Catenipora gotlandica* Jabe, *C. arctica* (Tschern.), *Palaeofavosites schmidtii* Sok. и др., ругозы *Dinophyllum involutum* Lind., *Crassilasma crassiseptata* (Smith.) и др., строматопораты *Clathrodictyon nikitini* Riab., *Cl. porcuni* Riab., конодонты *Ozarkodina hassi* (Poll., Rext., Nic.), *Pterospirifer siluricus* (Poll., Rext., Nic.) [31, 39, 77]. Возраст – средний лландовери (азрон).

Мощность яптикшорской и джагалской свит объединенных 460-500 м.

Филиппёльская свита (S_{1fl}) показана на карте от западной рамки до устья р. Бетью, на остальной части площади - в составе табаротинской серии нерасчлененной. Соответствует одноименному горизонту. Выделена А.И. Першиной [41]. В гипостратотипе (район устья р. Дурнаю, обн. 24)) в нижней части сложена серыми и темно-серыми тонкослойчатыми седиментационными и строматолитовыми доломитами. В средней части отмечаются пласты вторичных строматопоративных доломитов. Завершает разрез серия строматолитовых пластов [39]. Мощность свиты до 180 м. В направлении с запада на восток наблюдается увеличение прослоев со строматопоратами и детритом, уменьшении доли слойчатых и строматолитовых разностей. У устья рч. Лолашор отмечены брахиоподовые банки с *Pseudoconhidium kozhimicum* Nikif. Из другой органики определены строматопораты *Clathrodictyon cylindricum* Riab., *Simplexoidictyon kussuniense* (Riab.), *Ecclimadictyon* sp., табуляты *Mulnisolenia* sp. и конодонты *Ozarkodina ex gr.hassi* (Poll., Rext. et Nic.), *Galerodus magalius* Meln., характерные для верхов лландовери [31, 39].

Верхняя граница свиты и, соответственно, табаротинской серии проводится по подошве кораллово-строматопоративных известняков относящихся к седельской свите.

Петрофизические свойства пород приведены в прил.12. В гравитационном поле отложения табаротинской серии картируются в составе единого верхнеордовикско-нижнедевонского доломитового литокомплекса. Мощность табаротинской серии 610-670 м.

Дурная серия впервые выделена А.Д. Миклухо-Маклаем [153] в ранге свиты. В настоящее время расчленяется на седельскую и гердыускую свиты. Первая охватывает трансгрессивную часть венлокско – лудловского цикла, вторая отвечает его регрессивной части.

Седельская свита (S_{1sd}) прослеживаются по всей территории листа Q-41-XIX от р. Дурнаю на западе до рч. Водэшор на востоке. Выделена А.И. Першиной [41]. Соответствует одноименному надгоризонту. Гипостратотип находится на р. Кожим (обн. 24). Расчленяется [39] на маршрут-

нинскую и устьдурнаюскую подсвиты (отвечающие одноименным горизонтам), картируемые совместно в м-бе 1:200000 в виду их малой мощности.

Маршрутнинская подсвита (100-120 м) сложена темно-серыми и черными кораллово-строматопоратовыми, детритовыми известняками и их доломитизированными разностями, местами биотурбированными [39, 85]. Для низов характерно ритмичное чередование вышеописанных известняков с калькаренидами. В разрезе хорошо выделяются слои с крупными пелециподами *Megalomus* sp., табулятами и строматопорато-коралловые биостромы. Доломитовые разности обычно слойчатые. Органические остатки многочисленны и разнообразны [31, 39]: брахиоподы *Fardenia flabellata* Besn., *Protatrypa inflata* Bezn., табуляты *Favosites forbesi* (M.Edw.et H.), *F. moyeroensis* Sok.et Tes., *Multisolenia uralica* Chekh., *M. tortuosa* Fritz., строматопораты *Ecclimadictyon robustum* Nestor, *E. tchernovi* (Riab.), ругозы *Neocystiphyllum holtedashli* Wdkd., конодонты *Apsidognathus tuberculatus* Wallis., *Ozarkodina* ex gr. *hassi* (Poll.,Rexr.,Nic.) и др. В Легенде [198] маршрутнинская подсвита отнесена к венлокскому ярусу. В данной работе на основании [76, 77] возраст подсвиты принят позднеелландоверийским (телич)

Устьдурнаюская подсвита (86-112 м) сложена в нижней части тонкослоистыми (нередко с трещинами усыхания) и строматолитовыми известняками и доломитами. С увеличением примеси глинистого материала известняки переходят в плитчатые мергели. Для верхней части характерно чередование комковатых, тонкослоистых и строматопорато-брахиоподовых известняков. Руководящая фауна в основном приурочена к верхней половине и представлена [38, 77] брахиоподами *Spirinella nordensis* (Ljash.), *Atrypoides linguata* (Buch), ругозами *Phaulactis cyathophylloides* Ryder, табулятами *Favosites similis* Sokolov., остракодами *Euclodenella grandifoliae* Abush., *Hermannina insignis* Abush., строматопоратами *Ecclimadictyon explanatum* Bog., *S. kyssuniense* (Riab.), *S. perperum* Bog., конодонтами *Apsidognathus tuberculatus* Wall., *Ozarkodina kozimica* Meln., *Pterospiriferus amorphognathoides* Wall. В настоящее время данный комплекс относится к гомеру (венлок) [77].

Верхняя граница седельской свиты, совпадающая с границей отделов силура, проводится по кровле светло-серых массивных детритовых известняков устьдурнаюской подсвиты с венлокскими табулятами и ругозами. Мощность свиты 210-230 м.

Петрофизические свойства представлены в прил.12. В гравитационном поле седельская свита картируется в составе верхнеордовикско-нижнедевонского доломитового литокомплекса.

Гердьюская свита (S_2gr) впервые выделена А.И. Першиной [41] в бассейне р. Щугор. Отвечает одноименному надгоризонту. Прослеживается от западной рамки до рч. Водэшор. Один из наиболее полных разрезов свиты у устья р. Дурную (обн. 25) принят в качестве гипостратотипа [38]. Сложена характерными “узорчатыми” известняками и доломитами, пестроцветными доломитовыми мергелями, хорошо узнаваема в разрезах и является литологическим маркером. В полных

разрезах расчленяется на две подсвиты: падимейтивисскую и сизимскую (отвечающих одноименным горизонтам) не картируемых в м-бе 1:200000 из-за малой мощности.

Падимейтивисская подсвита (135-170 м) сложена преимущественно неравномерно-слоистыми серыми известняками и доломитами с прослоями строматолитовых образований, остракодовых и брахиоподовых ракушняков, детритовыми и биоморфными известняками, мергелями. В известняках обычна алевритовая примесь (25-45%). Степень вторичной доломитизации быстро увеличивается в восточном направлении и, начиная с района р. Бетью, подсвита нацело сложена доломитами. Повсеместно содержит богатую фауну. Наиболее характерны брахиоподы *Greenfieldia uberis* T.Modz., *Lenatoechia clauda* T.Modz., табуляты *P. commutabilis* Klaam., остракоды *Beyrichia parva* Abush., *Leiocyamus paulus* Zenk., *Signetopsis bicardinata* Abush [38], [77].

Сизимская подсвита (30-52 м) представлена глинистыми биотурбированными ("проеденными") известняками, "узорчатыми" и слоистыми доломитами с прослоями ракушняковых и строматолитовых разностей. Содержание алевритовой примеси в некоторых разностях известняков достигает 40% [38]. В верхней части преобладают микрозернистые известняки с терригенной примесью (10-15 %). Повсеместно встречаются брахиоподы *Didymothyris didyma* (Dalm.), *Conchidium novosemelicum* Nal., табуляты *Laceripora cribrosa* Eichw., *Thecia swinderiana* (Goldf.), *Parastriatopora spinosa* Chern., строматопораты *Densastroma astroides* (Ros.), *Simplexodictyon perperum* Bog., остракоды *Hermannina hebes* Abush., *Leiocyamus variabilis* Abush., *Kiaeria crassa* Abush., конодонты *Polygnathoides siluricus* (Brans.et Mehl), *Spathognathodus primus* Brans.tt Mehl, *S. inclinatus hamatus* Wall. [38, 77]. Весь комплекс органики указывает на лудловский возраст гердьюской свиты.

Верхняя граница проводится по подошве комковатых известняков гребенской свиты. Общая мощность гердьюской свиты 170-220 м.

Петрофизические свойства пород представлены в прил.12. В гравиметрических полях свита картируется в составе верхнеордовикско-нижнедевонского доломитового литокомплекса.

Интапармская серия (S₂-D_{1ip}) впервые выделена под этим названием А.Д. Миклухо-Маклаем [153] в ранге свиты. Объединяет гребенскую и овинпармскую свиты, отвечающих одноименным надгоризонту и горизонту [36]. Распространена по площади от западной рамки карты до рч. Водэшор на востоке. Показана нерасчлененной ввиду малой мощности входящих в нее свит.

Гребенская свита сложена очень характерными комковатыми биоморфными известняками [38, 85]. Полные разрезы на площади отсутствуют. Значительные фрагменты разреза известны на рч. Маршрутном, р.р. Б. и М. Бетью, на остальной части – единичные мелкие выходы и высыпки. Может быть расчленена на две подсвиты: целебейскую и устьсывьюскую, имеющих незначительную мощность и довольно сходных по литологическому составу, не картируемые в м-бе 1: 200000.

Целебейская подсвита (70 м) сложена ритмично чередующимися известняками: комковатыми глинистыми, полидетритовыми, биоморфным. В верхней части преобладают известняки массивного облика. Фауна повсеместно многочисленна и разнообразна. Органический материал несортирован. Характерна доломитизация известняков, проявляющаяся в виде полос и пятен.

Устьсывьюская подсвита (около 80 м) сложена однородными темно-серыми слоистыми микрозернистыми известняками и мелкокристаллическими доломитами с характерным белесым оттенком на поверхности. Терригенная примесь составляет 5-30 %. Содержит обильную и разнообразную коралловую фауну, брахиоподы, остракоды, конодонты. В верхней части отмечается так называемая “сывьюская пачка” желтовато-серых глинистых доломитовых известняков, по кровле которой проводится верхняя граница гребенской свиты и, соответственно, граница силура и девона [38]. Общая мощность свиты 145-150 м.

Фаунистически наиболее полно разрез гребенской свиты изучен за пределами территории листов у устья р. Сывью [38, 77]. По этим данным возраст целебейской подсвиты датируется ранним пржидолом (белушьянский горизонт), устьсывьюской - поздним пржидолом (карповский горизонт). В пределах территории листов пржидольский возраст гребенской свиты подтвержден находками брахиопод *Atrypa phoca* (Salt.), *A. scheii* (Holt.), *Collarothyris canaliculata* (Wen.) и др.

Овинпармская свита (100-115 м) представлена органогенными известняками и аргиллитами с подчиненным количеством доломитов [38, 85]. Обнажена фрагментарно по долинам правых притоков р. Кожим, рч. Воргашор и Тавроташор. Среди известняков выделяются органогенно-обломочные разности, реже – строматолитовые, остракодовые и микрозернистые известняки. Поверхности наслоения бугристые, нередко с трещинами усыхания. Аргиллиты темно-серые, в большинстве случаев углеродистые, иногда известковистые. Доломиты представлены как вторичными, так и седиментационными разностями. К востоку от хр. Яреней-Мусюр вторичные доломиты и доломитизированные известняки преобладают. Верхняя граница проводится по подошве седиментационных доломитов сотчемкыртинской свиты. Возраст свиты в гипостратотипе на р. Кожим (за пределами площади) определен как лоховский [38, 77]. В пределах территории подтвержден находками конодонтов *Icriodus woschmidtii* Zieg., *Ozarkodina remscheidensis* Zieg., *O. confluens* (Br. et Mehl), *Spathognathodus optimus* Mosk.; остракод *Leperditia dorsocornuta* Abush., *L. marinae* Abush., *Herrmannina immensa* Abush. Общая мощность интапармской серии 250-265 м.

Бетьюская серия (*D_{1bt}*) впервые выделена А.Д. Миклухо-Маклаем [153] в ранге свиты. Включает сотчемкыртинскую (доломитовую) и филиппчукскую (терригенно-доломитовую) свиты, картируемые ввиду недостаточной обнаженности нерасчлененными в м-бе 1:200 000 практически на всей территории, за исключением наиболее восточной части Михайловско-Вайгачской подзоны, где выделяется самостоятельная сотчемкыртинская свита, а филиппчукская свита фаци-

ально замещается образованиями Лемвинского рифа. Отложения бетьюской серии протягиваются в виде неширокой полосы от западной рамки листов до р. Лемва. Крупные фрагменты обнажены по р.р. Б. и М. Бетью и рч. Тавроташор. В других местах (хр. Ярней-Мусюр, водораздел р.р. Кожим и Пармаю) породы серии встречаются, в основном, в виде высыпок и единичных выходов.

Сотчемкыртинская свита (D_{1sk}) отвечает одноименному горизонту. Сложена, в основном, слоистыми серыми и черными седиментационными доломитами. Характерны тонкая ритмичность, обилие стилолитовых швов, узорчатые текстуры, обусловленные ходами илоедов. Под микроскопом доломиты характеризуются пелитоморфной криптозернистой структурой, часто в сочетании со сгустковой и органогенно-обломочной. Присутствуют единичные кварцевые зерна. Текстуры пятнистые, тонкослоистые, массивные. Из органогенных остатков устанавливаются редкие створки мелких остракод, замещенных доломитом. Глинистые сланцы и аргиллиты имеют пелитовую и бластопелитовую структуру и неяснослоистую текстуру. Состоят на 80-90 % из глинистого субстрата с примесью карбоната и углистого вещества. На востоке (рч. Тавроташор) в разрезе встречаются пласты седиментационных брекчий. Верхняя граница свиты в западных разрезах проходит по кровле пачки красноцветных мергелей и доломитов, перекрытых песчаниками филиппчукской свиты. В восточной части территории верхняя граница не обнажена и проводится по появлению в разрезе доломитов Лемвинского рифового массива. Мощность свиты 130 м

Возраст свиты принимается позднелохковским на основании фауны брахиопод и остракод из опорного разреза [38] по р. Кожим за пределами территории листов.

Филиппчукская свита (120 м) представлена переслаиванием кварцевых песчаников, аргиллитов, алевролитов, глинистых доломитов, мергелей. Характерным является розовый и красновато-кирпичный цвет мергелей и аргиллитов в основании. Песчаники и алевролиты кварцевые пестроокрашенные (в основном, светло-зеленовато-серые, желтовато-серые, красновато-бурые), слабосортированные. Состоят из зерен кварца и (редко) полевого шпата, сцементированных глинисто-доломитовым или гидрослюдистым цементом. Аргиллиты зеленовато-серого, желтовато-бурого и кирпичного цвета, алевролитистые и песчанистые. Доломиты глинистые - породы серого и зеленовато-серого цвета, тонкозернистые с примесью глинистого и алевроитового материала. Акцессорные минералы циркон, рутил, лейкоксен, пирит. Возраст свиты определен как пражский по акритархам, спорам, остракодам и позвоночным за пределами территории листов [61, 77].

Верхняя граница отложений свиты и, соответственно, бетьюской серии проводится по исчезновению прослоев доломитов и мергелей. Общая мощность бетьюской серии 250 м.

Петрофизические свойства представлены в прил.12. В связи с повышенной средневзвешенной плотностью в гравитационном поле картируется в составе «доломитового литокомплекса».

Девонская система. Нижний-средний отделы.

Воргавожская серия (D_{1vr}) впервые выделена А.Д. Миклухо-Маклаем [153] в ранге свиты. Объединяет отложения, сопоставляемые с пристаньской и такатинской свитами, а также вязовским горизонтом [198], которые невозможно выделить как самостоятельные подразделения в м-бе 1:200 000 по причине недостаточной их обнаженности. Отложения серии распространены в западной и центральной частях территории, слагая водоразделы между бассейнами р.р. Черная, Б. Инта и Кожим. Сложена преимущественно красноцветными терригенными отложениями. В нижней части преобладают грубозернистые песчаники с линзами гравелитов и мелкогалечных конгломератов в основании, в верхней – более тонкозернистые разности песчаников с маломощными прослоями аргиллитов [85]. Песчаники светло-желто-серой, рыжеватой и пятнистой окраски. Состоят преимущественно из хорошо отсортированных обломков кварца (95 %). Цемент гидрослюдистый, поровый. Конгломераты мелкогалечные (до гравелитов) состоят из округлых обломков кварца и кварцитов белого, красновато-бурого, темно-коричневого цвета. Аргиллиты зеленовато-серые и светло-серые, часто рыхлые, образуют прослои от 2 до 80 см. В них встречается углефицированный растительный детрит. Типичные акцессорные минералы: циркон, рутил, лейкоксен, в единичных зернах – апатит, сфен, эпидот, турмалин, золото.

Верхняя граница не обнажена и проводится повсеместно внутри закрытых интервалов между выходами песчаников серии и органогенно-детритовых известняков ярнеймусюрской свиты; нередко фиксируется цепочками карстовых воронок. К востоку от хр. Ярней-Мусюр отложения серии фациально замещаются алевролитами и песчаниками нижней части надотамыльсской свиты, описание которой будет дано ниже при характеристике отложений Иргизлинско-Карской подзоны. Мощность отложений возрастает в восточном направлении от 150 до 230 м.

Возраст серии принят, исходя из ее положения между филлипчукской свитой и фаунистически охарактеризованными отложениями койвенского горизонта. В виду того, что в ее состав включена пристаньская свита, для которой в разрезе р. Кожим (к западу от рамки площади) В.С. Цыганко [61] обоснован позднепражский возраст, аналогичный нижний возрастной предел принят и для воргавожской серии на площади работ. Большая часть же серии относится к эмсу.

Петрофизические свойства представлены в прил.12. Породы характеризуются низкой плотностью и немагнитны.

Ярнеймусюрская свита (D_{1-2jr}) в качестве валидного стратона выделяется впервые. Охватывает отложения, сопоставляемые с койвенским, бийским, афонинским горизонтами верхнего эмса-эйфеля и чувовским, чеславским горизонтами нижнего живета. Представляет собой характерный, легко узнающийся в разрезах литоконкомплекс, сложенный глинистыми органогеннодетритовыми и биоморфными известняками с прослоями аргиллитов и алевролитов. Обнаженность сви-

ты в целом слабая. Наиболее полные разрезы находятся на рч. Матяшор и р. Бол. Бетью (стратотип, обн. 18), которые детально изучены еще в 60-70-е годы А.И. Першиной и В.С. Цыганко [41] с разбивкой отложений на горизонты, которые не являются картируемыми вследствие незначительной мощности и слабой обнаженности по площади. В строении свиты отмечается фациальная неоднородность. К западу от верховьев р. Б. Надота развит сравнительно маломощный терригенно-карбонатный тип осадков. Нижняя часть разреза сложена здесь темно-серыми, зеленовато-серыми аргиллитами, алевролитами, песчаниками, с прослоями темно-серых детритовых известняков. Верхняя часть сложена глинистыми доломитизированными известняками с органогенным детритом, коралловой и брахиоподовой фауной. Содержит брахиоподы *Desquamatia zonataeformis* Aleks., *Schizophoria bistriata* (Tschern.) [85], табуляты *Syrigopora eifeliensis* Schluter, *Chaetetes tenius* Frech., *Favosites goldfussi* Orbigni, *Crassialveolites mirus* Dub., ругозы *Dendrostella* ex gr. *rhenana* (Frech.), конодонты *Polygnathus serotinus* Telf., *Po. foliformis* Snig., *Po. cf. costatus partitus* Klapp, *Po. angustipennatus* Bisch. et Zieg., *Po. xylus ensensis* Zieg. et Klapp., *Po. parawebbi* Chat. и др. [199]. Отсутствие в верхней части разреза доломитовых осадков регрессивной стадии указывает на то, что верхи свиты были размывы во время пашийского континентального перерыва.

К востоку, на рч. Матяшор, Медвежий-шор, на Тундре-Пяседе и в верховьях р. Тангепче в разрезе свиты выделяются три пачки. Нижняя сложена органогенно-обломочными и глинистыми детритовыми волнисто-слоистыми известняками с прослоями глинистых сланцев; средняя – массивными органогенно-обломочными известняками с многочисленными остатками строматопорат, брахиопод, кораллов, кораллово-строматопоровыми биостромами; верхняя – осветленными доломитизированными алевролитистыми известняками и седиментационными доломитами. В органогенных разностях определены брахиоподы *Bornhardtina uncitoides* Schulz., *Stringocephalus burtini* Defr., *Hypothyridina procuboides* (Sow.) и др.; табуляты *Tamnopora* cf. *aliena alia* Yanet., *Chaetetes rotundatus* Lec. и др.; строматопороидеи *Stromatopora* cf. *crassa* Chi., *Trupestroma porosum* Lec. и др., ругозы *Dendrostella trigemme* Quenst, конодонты: *Polygnathus pennatus* Hinde, *P. pseudofolius* Witt., *Po. xylus ensensis* Zieg. et Klapp и др. [85, 191, 199].

Основными литологическими типами пород являются: детритовые и микрозернистые известняки, аргиллиты, кварцевые алевролиты и песчаники. Известняки детритовые состоят из (60-90 %) перекристаллизованных обломков органических остатков (кораллы, брахиоподы, криноидеи); цемент глинисто-карбонатный. Известняки доломитовые под микроскопом представляют собой микрозернистый агрегат кальцита с реликтами перекристаллизованного детрита и скоплениями зерен доломита (до 5%). Известняки обломочно-сгустково-органогенные состоят из сгустков пелитоморфного кальцита (10-35%), перекристаллизованного детрита и остатков криноидей, остракод, брахиопод, кораллов (10-40%), обломков пелитоморфного известняка (1-5%), в незначи-

тельном количестве присутствуют доломит, пирит, лейкоксен, углистое вещество и гидроокислы железа. Известняки биоморфные представлены, в основном, брахиоподовыми и коралловыми разновидностями. Аргиллиты представляют собой глинистый агрегат с примесью кластических зерен кварца, кальцита, гидроокислов железа. Алевролиты кварцевые, массивной и пятнистой текстуры. Кластический материал (75-85%) представлен кварцем (до 95%); в незначительном количестве встречаются полевые шпаты, обломки кремнистых пород, единичные зерна мусковита, хлорита, турмалина и др. Цемент (15-25%) глинистый с рутилом. Кварцевые песчаники состоят на 95 % из полуокатанных зерен кварца с незначительным количеством зерен турмалина, сфена, циркона и др. Цемент гидрослюдистый поровый.

Возраст ярнеймусюрской свиты согласно вышеприведенным фаунистическим данным уверенно определяется на западе в интервале койвенского-чеславского, на востоке — в интервале бийского-чеславского горизонтов. Таким образом, ее нижняя граница является скользящей.

Верхняя граница свиты на западе проходит по кровле массивных известняков с неровной закарстованной поверхностью, содержащих фауну чеславского горизонта, выше которых залегают пестроокрашенные глины и аргиллиты сывьёвской серии. В восточной части территории граница проводится по кровле светлоокрашенных седиментационных доломитов верхней пачки. Мощность ярнеймусюрской свиты от 130 м на западе до 250-280 м на востоке.

Петрофизические свойства пород свиты сходны с таковыми для сывьёвской серии (см. ниже), что определяет их выражение в геофизических полях как единого комплекса.

Средний девон - верхний карбон

Данный интервал отвечает третьему трансгрессивно – регрессивному мегациклу в развитии шельфа. В его рамках выделяются два цикла: позднеживетско - ранневизейский и поздневизейско-гжельский. Образования трансгрессивной части первого цикла объединяются в составе сывьёвской серии, регрессивной - нортнической свиты. Образования второго цикла расчленяются на толщи по литологическому составу: известняково-доломитовую верхнего визе, известняково-брекчиевую серпуховского яруса и кремнисто-известняковую среднего-верхнего карбона.

Сывьёвская серия (D_2-C_{1sv}) включает комплекс депрессионных глинисто-кремнисто-карбонатных осадков верхнего живета – турне. Расчленяется на кедзыдшорскую, воротскую свиты, западносывьёвскую и плитняковую толщи, не картируемые в м-бе 1:200000. Отложения серии протягиваются в виде неширокой полосы от западной границы площади до верховьев р. Бол. Надота. Стратотипы входящих в серию свит находятся западнее в бассейне р. Кожим и на гряде Чернышева. Наиболее крупные фрагменты на площади обнажены в карьерах между р.р. Б. и М. Бетью и правом берегу Б. Бетью; на остальной части встречаются изолированные выходы.

Кедзыдшорская свита (до 15 м) в пределах территории представлена главным образом своей верхней частью, сложенной алевротитистыми глинами, алевролитами, аргиллитами с линзами глинистых известняков, часто органогенных и биотурбированных. Основание разреза и контакт с ярнеймусюрской свитой не обнажены. В стратотипе возраст свиты позднеживетский (пашийско-кыновский) [201]. В пределах территории подтвержден находками конодонтов *Polygnathus dubius* Hinde, *Schmidtognathus wittekindti* Zieg., *S. pietzneri* Zieg. и остракод *Modella faceta* Roz. кыновского горизонта [199]. Граница с воротской свитой не обнажена, в стратотипе проводится по подошве первых пластов органогенно-обломочных известняков с конодонтами саргаевского горизонта.

Воротская свита (34 м) включает темно-серые и черные детритовые известняки, углисто-известковисто-глинистые сланцы, кремнисто-глинистые сланцы, прослои и линзы черных кремней, светло-серые пелитоморфные известняки с бугристыми поверхностями наслоения, мергелистые известняки. В известняках содержатся брахиоподы, тентакулиты, остракоды и многочисленные конодонты саргаевского - низов макаровского горизонтов. Конодонты составляют разнообразные комплексы, характеризующие зоны “*rotundiloba*”, “*timanicus*”, “*A. triangularis*”, “*gigas*”, “*triangularis*” [199, 201]. На площади свита обнажена с верхов доманикового горизонта; нижележащая часть не вскрыта. Верхняя граница воротской свиты проводится по подошве первых слоев темноокрашенной глинисто-сланцевой пачки с прослоями глинистых известняков с градиационным распределением детрита, принадлежащих западносыввюской толще.

Западносыввюская толща (200 м) сложена в нижней части серыми, темно-серыми мергелями и известково-глинистыми сланцами с прослоями глинистых известняков с градиационным распределением детрита, которые в совокупности интерпретируются как «толща заполнения» относительно глубоководной депрессии шельфа. Верхнюю часть вновь слагают конденсированные депрессионные осадки: темно-серые, черные окремненные известняки с прослоями кремней, глинистых, кремнисто-углисто-известковисто-глинистых сланцев и нодулярных известняков. Известняки глинистые и углисто-глинистые (иногда доломитистые) состоят из кальцита (75-80%), доломита (0-15%), глинистого (5-13%) и углистого (6-8%) вещества. Структура реликтово-органогенная, текстура слоистая и пятнистая. Сланцы представляют собой углисто-глинистый агрегат, содержащий примесь кальцита, единичные зерна кварца и апатита. Кремнистые сланцы состоят из агрегата кремнистого вещества (80 %), доломита, остатков радиолярий, заполненных карбонатом. Кремни и кремнистые желваки помимо кремнистого вещества содержат глинистые минералы, сидерит.

Возраст толщи на основании присутствия конодонтов зон “*crepida*”, “*rhomboidea*”, “*margifera*”, “*trachitera*”, “*postera*”, “*expansa*” определяется как ранне-позднефаменский [199].

Плитняковая толща (40-50 м) представлена плитчатыми глинистыми кремнями («плитняками») и углисто-кремнистыми сланцами, в нижней части переслаивающимися с кремнистыми

известняками. Известняки состоят из кальцита (75-95%), доломита (5-25%), глинистого (1-7%) и углистого (до 3%) вещества, кварца (>1%). Сланцы в основной массе сложены хлорит-глинистым веществом с примесью карбоната, имеют пелитовую структуру. Возраст толщи по остракодам, фораминиферам и конодонтам в разрезе на р. Кожим определен как позднефаменский (лытвинский) – турнейский [185]. На площади в толще определены брахиоподы *Athyris variabilis* Moell., *Ambocoelia cf. urei* (Flem.) турнейского возраста [85] и конодонты *Siphonodella quadruplicata* (Brans. et Mehl) черепетского горизонта турне [199]. Верхняя граница плитняковой толщи проводится по кровле последней пачки плитчатых кремней. Мощность сывыюской серии около 300 м.

Петрофизические свойства пород представлены в прил.12 и характеризуются, совместно с подстилающими отложениями яренеймусюрской свиты, низкой плотностью и относительно повышенной магнитной восприимчивостью.

Нортническая свита (C_{1nr}) протягивается полосой в 0,5-1 км от западной рамки площади до верховьев р. Б. Инта. Фрагменты разреза обнажены по притокам р.р. Тырбылью, Миссурица, Б. Инта, рч. Седьёль. Далее на восток свита, по-видимому, выклинивается вследствие предпоздневизейского размыва. Сложена черными или темно-серыми листоватыми аргиллитами с редкими и маломощными прослоями песчаников, алевролитов, известняков и мергелей. В аргиллитах содержатся многочисленные конкреции сидеритов (до 10% от объема) разнообразной формы. Развита псевдоморфозы сидерита по аммонитам, брахиоподам, ортоцератитам и бурым водорослям. Аргиллиты имеют пелитовую структуру; основная ткань сложена хлорито-глинистым агрегатом с примесью карбоната. Обломочные минералы - кварц, плагиоклаз, редкие зерна пирита. По своему литологическому составу и положению свита является «толщей заполнения» существовавшей с начала франского века депрессионной впадины шельфа. На площади свита фаунистически не охарактеризована. Ранневизейский ее возраст (в пределах косьвинского и радаевского горизонтов) определяют брахиоподы и гониатиты стратотипического разреза на р. Кожим [63, 120, 185].

Верхняя граница проводится в подошве первых пластов черных кремнистых известняков бобриковского горизонта. Мощность свиты в западных разрезах 350-380 м, к востоку уменьшается до 200-250 м и менее (вплоть до полного выклинивания).

По своим петрофизическим свойствам (прил.12) нортническая свита является геофизическим маркером внутри отложений карбона благодаря высокой проводимости и пониженной плотности. На фоне перекрывающих высокоомных известняков карбона аргиллиты образуют контрастные аномалии проводимости. В гравитационном поле низкоплотные отложения нортнической свиты выражаются локальными минимумами.

Известняково-доломитовая толща (C_{1id}) протягивается выдержанной полосой от западной рамки площади до верховьев р. Мал. Надота, а также обнажена в ядрах взброс-антиклиналей

в среднем и нижнем течении рч. Седьель. Представительные фрагменты имеются по р.р. Пармаю, Б. Инта, Тырбылью, рч. Седьель и Зеленый. На остальной части наблюдаются отдельные выходы, особенно многочисленные в карстовых воронках. Сложена известняками органогенно-детритовыми, мелкозернистыми, прослоями доломитизированными. В нижней части выделяется пачка темно-серых, битуминозных глинистых известняков, прослоями песчанистых, с включениями черных кремней. В разрезе р. Кожим (к западу от площади) она охарактеризована фауной бобриковского горизонта [85, 120]. Средняя часть представлена темно-серыми органогенно-детритовыми известняками. Верхняя – серыми водорослево-детритовыми, массивно-плитчатыми, местами брекчиевидными, разностями. Известняки состоят из 85-98 % кальцита, 2-15 % доломита и имеют органогенную структуру. Повсеместно содержат обильную макрофауну, в основном, брахиоподы. Возраст толщи определен по фораминиферам *Archaediscus moelleri* Raus., *A. krestovnikovi* Raus., *Eostaffella ikensis* Viss., *Omphalota omphalota* (Raus.et Reitl.), *Tetrataxis media* Viss. и др. и конодонтам *Mestognathus beckmanni* Zieg., *Gnathodus bilineatus bilineatus* (Roundy), *Paragnathodus nodosus* (Bisch.) как ранневизейский (бобриковский)- поздневизейский [199].

Верхняя граница проводится по появлению первых прослоев брекчиевидных известняков с серпуховскими фораминиферами. Мощность известняково-доломитовой толщи 390 м.

Известняково-брекчиевая толща (C₁ib) распространена там же, где и вышеописанное подразделение. Сложена органогенными известняками с кремнистыми прослоями и стяжениями и пачками известняковых брекчий, доля которых к востоку увеличивается. В нижней части повсеместно отмечается пачка желтовато-серых средне-крупнозернистых вторичных доломитов. Характерная особенность - резкое обеднение фауны; лишь в верхах появляются банковые скопления брахиопод. Широкое распространение в разрезе мощных пачек известняковых брекчий обусловило характерные формы выходов в виде “столбов”. Известняки в составе толщи – массивные пелитоморфные, мелкозернистые, микросгустковые, органогенно-обломочные (водорослево-детритовые, криноидные, брахиоподовые, полидетритовые). Известняковые брекчии состоят из угловатых или полуокатанных обломков темно-серых пелитоморфных или тонкозернистых известняков размером до 25 см. Верхняя граница толщи проводится в подошве пластов известняков со стяжениями серых кремней и фауной среднего карбона. Подразделение охарактеризовано брахиоподами *Striatifera angusta* (Jan.), *S. grandicula* Kalash., *Latiproductus latissimus* (Sow.), *L. elegans* Kalash. и др. [120, 192]; фораминиферами *Neoarchaediscus rugosus* (Raus), *N. postrugosus* (Raus.), *Archaediscus krestovnicovi* Raus., *Eostaffella protvae* (Raus.), *Parastaffella struvei* Moell. и др. [199], характерными для серпуховского яруса. Мощность толщи 250 м.

Кремнисто-известняковая толща (C₂₋₃ ji) протягивается от западной рамки до верховьев р. Ниж. Надота, а также обнажается в ядрах взброс-аниклиналей на рч. Седьель. Обнажена фраг-

ментами по р.р. Б. Инта, Миссурица, Черная. Наиболее полный, хорошо фаунистически охарактеризованный разрез толщи находится на р. Кожим, за рамкой площади [120]. В пределах территории представительный разрез имеется на рч. Зеленом [85]. В нижней части (относящейся к среднему карбону) толща сложена светло-серыми, коричневато-серыми водорослево-детритовыми известняками с желваками и линзами серых кремней; отдельные прослои незначительно доломитизированы. В верхней части (относящейся к верхнему карбону) преобладают известняки без кремней: детритово-шламовые, прослоями гидрактиноидные. На рч. Зеленом в верхах разреза присутствуют также темно-серые глинистые известняки с частыми прослоями (0,2-1 м) глинистых алевролитов. Органогенные разности известняков состоят из фрагментов микро- и макрофауны и тонкокристаллической кальцитовой массы, заполняющей промежутки. Доломитизированные разности содержат до 40-45 % доломита и имеют сгустково-мозаичную структуру.

Средне-позднекаменноугольный возраст толщи определен по фораминиферам, характерных для башкирского, московского, касимовского и гжельского ярусов: *Eostaffella postmosquensis* Kir., *Neoarchaediscus timanicus* (Reitl.), *Pseudostaffella antiqua* (Dutk.), *Ps. gorskyi* (Dutk.), *Profusulinella prisca* (Deprat.), *Fusulinella bocki* Moell., *Obsoletes obsoletes* (Schell.), *Profusulinella usvae* (Dutk.), *Triticites arcticus* Schell., *T. acutus* Dun. et Cond. и др., конодонтов *Diclinognathodus noduliferus* (Ell. et Grav.), *D. lateralis* (Higg. et Bouck.) башкирского яруса и гастропод *Omphalotrochus canaliculatus* Traut [22, 85, 199]. На востоке (на р. Тангепче) верхняя часть толщи размыта и наиболее молодыми отложениями в ее составе являются известняки верхнемосковского подъяруса, что подтверждено определениями фораминифер из кровли *Glomospira mikhailovi* Reitl., *G. pussiliformis* Reitl., *Tetrataxis* ex gr. *parviconica* Lee et Chen, *T. ex gr. planispiralis* Reitl. и др. [199].

Верхняя граница толщи проводится в подошве трансгрессивно залегающих мергелей сизымской свиты. На рч. Зеленом и Седель последний залегает на известняках гжельского возраста [22, 85], на р. Тангепче - на верхнемосковских известняках [199]. Мощность толщи 120-270 м.

Петрофизические свойства пород известняково-доломитовой, известняково-брекчиевой и кремнисто-известняковой толщи сходны и представлены в прил. 12. В региональном плане на фоне перекрывающих низкоплотных и низкоомных терригенных отложений перми известняки карбона образуют один из опорных геоэлектрических, отражающих и петроплотностных горизонтов.

Иргизлинско-Карская подзона.

Протягивается в виде узкой полосы (первые десятки километров) от устья р. Балбанью к северо-восточной рамке листа Q-41-XIX.

Риф Бадья (*O_{3bd}*) обнажается в 1,5-2 км ниже устья р. Балбанью (обн. 41). Является фациальным аналогом верхнемалотавротинской подсвиты. Сложен толщей массивных доломитов с ре-

ликовой органогенной структурой [18, 77, 117]. Доломиты серые, желтовато-серые, неравномернозернистые, кавернозные. Многочисленные каверны инкрустированы радиально-лучистым кальцитом или доломитом. Первичные структуры и текстуры в значительной степени уничтожены вторичной доломитизацией пород, развитой по системе трещин и зон брекчирования. На отдельных участках различимы реликтовые структуры двух основных типов пород: карбонатных гравелитов и конглобрекчий с преобладанием в цементе криноидного детрита и каркасных преимущественно водорослевых известняков, среди которых определены типичные рифостроящие *Girvanella*, *Rothpletzella*, синезеленые водоросли – *Dimorphosiphon*, багряные водоросли- *Kozihymella dembovski* Shuysky, трубчатые проблематики- *Vermiporelloides kozhymicus* Shuysky [19]. Позднеордовикский возраст рифа основывается на определениях криноидей *Dentiferocrinus* cf. *subdividuus* Mil., *Obuticrinus* cf. *bullosus* (Yelt, et Stuk); конодонтов *Amorphognathus ordovicicus* Brans. et Mehl, *Belodina confluens* Sweet., *Protopanderodus insculptus* (Brans. et Mehl) [31, 77]. Весь комплекс фауны характерен для сурьинского горизонта ашгильского яруса.

Граница рифа с нижнемалотавротинской подсвитой проводится по подошве доломитовых брекчий с обломками подстилающих темно-серых слоистых биокластических доломитов. Верхняя граница проводится в подошве залегающих с размывом темно-серых доломитов с банками брахиопод *Holorynchus* яптикшорской свиты. Мощность рифа Бадья от 260 до 650 м.

Балбаньюский рифовый массив (O_3-S_2 bl) протягивается на 14 км от южной рамки листа Q-41-XIX вдоль долины р. Балбанью и далее в северном направлении и имеет ширину выхода от 2 до 5 км. Стратотип находится на р. Кожим, в районе устья р. Балбанью (обн. 42) [77, 85, 117]. Самые ранние доказанные образования массива относятся к лландовери. Они установлены на правобережье р. Балбанью к югу от рамки листа [169]. В разрезе р. Кожим они присутствуют в обломках среди венлокских предрифовых (?) конглобрекчий. Обломки (как угловатые, так и хорошо окатанные) размером 3-25 см представлены темно-серыми доломитами, светло-серым водорослевыми (биогермными) и детритовыми доломитами, редко – окатанными колониями табулят и водорослей. Цемент конглобрекчий образован преимущественно несортированным криноидным доломитом. В обломках определены конодонты лландовери: *Pterospirifer* (?) aff. *pennatus angulatus* (Wall.), *Distomodus straurogathoides* Wall., *Apsidognathus tuberculatus* Wall., в цементе - венлока: *Kockellella patula* Wall., *Ozarkodina* ex gr. *hassi* (Poll., Rexr. et Nicoll.) [77]. Видимая мощность толщи с конглобрекчиями около 200 м. Более молодые рифовые образования слагают наиболее мощную (до 500 м) толщу светло-серых массивных вторичных доломитов, в составе которой выделяются образования рифового ядра (до 200 м), представленные массивными доломитами с многочисленными инкрустационными корками, колониями гидроидов *Fistulella*, синезеленых и багряных водорослей *Girvanella*, *Renalcis*, *Ikella*, *Ephiphyton*, мшанок, крупными стеблями криноидей

(до 3 см в диаметре), скоплениями ругоз. Сохранность органических остатков из-за существенной перекристаллизации пород неудовлетворительная. Широко распространены водорослевые доломиты с бугристо-пузырчатыми отдельностями, сложенные сине-зелеными водорослями. Среди массивных биогермных доломитов выделяются межбиогермные образования, представленные линзами сортированных криноидных, оолитовых, онколитовых и полидетритовых доломитов, иногда с косой слоистостью. Из них определены типично лудловские брахиоподы *Conchidium novosemelicum* Nal., *C. vogulicum* Sap., *Septatrypa* sp., ругозы *Pseudoamplexus* ex gr. *fascicularis* Soshk., табуляты *Syringopora* ex gr. *schmidtii* Tschern [1, 117]. Возраст рифового массива принят по аналогии с синхронными образованиями Михайловско-Вайгачской подзоны в интервале кыринского горизонта позднего ордовика - гребенского надгоризонта позднего силура.

Нижняя граница рифового массива нигде не вскрыта, взаимоотношения с прилегающими с запада образованиями тектонические. На востоке наблюдается налегание венлокских обломочных известняков рифового шлейфа на детритовые известняки с прослоями глинистых сланцев устьбалбаньюской толщи, что указывает на миграцию оси массива со временем в восточном направлении. Верхняя граница рифа не обнажена. Предполагается, что по латерали к западу рифогенные образования фациально замещаются слоистыми мелководно-шельфовыми образованиями позднего ордовика-силура Михайловско-Вайгачской подзоны, к востоку – сланцево-известняковыми осадками устьбалбаньюской толщи. Мощность Балбаньюского рифового массива более 750 м.

Лемвинский рифовый массив (D_{1lm}) вытянут полосой вдоль меридианального отрезка долины р. Лемва, обнажаясь преимущественно по простиранию в многочисленных скальных обрывах по обоим берегам реки. Сложен различными типами карбонатных пород большей частью массивного облика: светло-серыми и белыми водорослевыми известняками, доломитизированными известняковыми гравелитами и конглобрекциями, средне-крупнозернистыми вторичными доломитами. Большая часть рифа полностью доломитизирована, и породы в основном представляют собой серые и желтовато-серые массивные мелко-крупнокристаллические ноздреватые доломиты, среди которых изредка угадываются полутеневые водорослевые структуры [191]. На отдельных участках первичные структуры хорошо сохраняются; в этих случаях наблюдаются фрагменты крупных биогермов, сложенных серыми фистулелловыми известняками с обильными инкрустационными текстурами (обн. 29). В межбиогермных пространствах отмечаются слоистые органо-обломочные доломиты, представляющие собой шлейфовую фацию (обн. 30). Широко развиты крупные онколиты. Основными рифостроителями являлись различные водоросли и проблематичные гидроиды *Fistullella*, в меньшей степени – колониальные кораллы, в частности, *Stylopleura*. Широко представлены брахиоподы, гастроподы, криноидеи и цефалоподы.

Возраст рифового массива обоснован остатками брахиопод и кораллов лохковского, пражского, и раннеэмского возраста: *Atrypa ex gr. devoniana* Webst., *A. flabellata* Roem., *Favosites regularissimus* Yanet., *Ivdelina ivdelensis* (Khod.), *Karpinskia conjugula* Tschern., *K. fedorovi* Tschern. и др., *Lyriellasma ex gr. petschorensis* (Soshk.), *Pseudoamplexus ex gr. subbrevis* Schnur. и др. [85, 191].

Нижняя граница массива не обнажена. С запада он по разлому контактирует со слоистыми мелководно-шельфовыми образованиями верхнегосилура-нижнего девона Михайловско-Вайгачской подзоны. К северу от рч. Тавроташор по структурным построениям предполагается налегание верхней части рифового массива на слоистые доломиты сотчемкыртинской свиты, что может указывать на миграцию осевой зоны рифа в пражское время в западном направлении. Предполагаются фациальные взаимозамещения Лемвинского рифа на западе с отложениями овинпармской, сотчемкыртинской и филиппчукской свит, на востоке - с осадками нижнедевонской части устьбалбаньюской толщи. Верхняя граница проводится по подошве пачки кварцевых песчаников надотамыльской свиты. Мощность Лемвинского рифового массива более 600 м.

В геохимическом отношении рифогенные известняки и доломиты представляют собой очень чистые образования, лишенные практически всех элементов примесей, за исключением Sr и Ba, содержание которых также ниже кларковых. Дешифрируемость рифогенных отложений удовлетворительная благодаря широкому развитию карста над карбонатными породами.

Надотамыльская свита (D_{1-2nd}) распространена от верховьев р. Б. Надота на западе до хр. Тисваиз на востоке. Представляет собой мощную терригенную линзу склоновых образований, формирование которой связано с эпохой деструкции части мелкого шельфа в раннем эмсе. В связи с этим является сквозным литокомплексом в пределах восточной части Михайловско-Вайгачской подзоны, Иргизлинско-Карской подзоны и западной части Лемвинской СФЗ в пределах Тисваизской подзоны. Свита сложена характерным литокомплексом серых глинистых сланцев, алевролитов, кварцевых песчаников с редкими прослоями и линзами известняков, соотношение которых в разрезе меняется с запада на восток, в связи с чем выделяются два основных типа разреза надотамыльской свиты - западный и восточный.

Западный тип разреза развит в пределах восточной части Михайловско-Вайгачской и Иргизлинско-Карской подзон в бассейне р. Б. Надота и р. Лемва в районе "Маячных скал". Наиболее полно представлен в опорном разрезе на рч. Матя-шор [47, 85]. Сложен переслаивающимися пачками глинистых сланцев, алевролитов, кварцевых песчаников. В верхней части разреза появляются также пачки (до 5 м) песчаных и детритовых известняков, а песчаники и глинистые сланцы нередко известковистые. Повсеместно встречаются мелкие конкреционные линзы глинисто-кремнистого состава. В породах содержатся брахиоподы *Ivdelina ivdelensis* (Khod.), *Carinatina arimaspa* Eichw., *Karpinskia fedorovi* Tschern., *Atrypa zonata* Schnur., *Leiorhynchus kellogi* Hall. и др.,

ругозы *Barrandeophyllum cantabricum* Kull.; конодонты *Polygnathus serotinus* Telf., *Po. patulus* Klapp. [47, 85]. Нижний возрастной предел свиты определяется ранним эмсом по залеганию на Лемвинском рифе, верхи которого содержат фауну низов эмса. Верхняя граница на западе с яреней-мусюрской свитой скользящая от подошвы койвенского горизонта в верховьях р. Б. Надота до кровли афонинского горизонта на рч. Матяшор. В нижнем течении р. Б. Надота (г. Олыся) верхняя граница свиты уже проходит по кровле чеславского горизонта (в подошве отложений матяшорской толщи), на что указывает находка в прослое известняка среди глинистых сланцев надотамылькской свиты конодонтов зоны “*hermanni-cristatus*” [85]. Мощность надотамылькской свиты в западном типе разреза от 500 до 950 м.

Восточный тип разреза развит в пределах Тисваизской подзоны. Надотамылькская свита здесь расчленяется на три литологически характерные подсвиты.

Нижняя подсвита (D_{1nd1}) обнажена преимущественно в осевой части хр. Тисва-из, в ядрах линейных антиклиналей. Основной объем подсвиты составляют кварцевые песчаники с подчиненным количеством алевролитов и сланцев. Внутри подсвиты хорошо выделяются две пачки: нижняя “кварцитовая” и верхняя - “алевролитово-кварцитовая” (обн. 44) [191]. “Кварцитовая” пачка (180-200 м) на 85-90% сложена ритмично переслаивающимися черными плитчатыми кварцевыми песчаниками различной зернистости. На подошвах пластов нередко присутствуют флишевые гиевроглифы. “Алевролитово-кварцитовая пачка” (около 100 м) состоит из переслаивания пакетов кварцевых песчаников, зелено-серых алевролитов и алевроглинистых сланцев. На поверхностях алевросланцев иногда отмечаются остатки тентакулитов. В пачке установлены остракоды и конодонты эмса [46] *Bairdella eleganta* Z.Egor., *Gravia* sp., *Polygnathus* ex gr. *linguiformis* Hinde. Нижняя граница подсвиты на площади не обнажена, но в принципе проходит по кровле петельчатых известняков устьбальбаньской толщи. Верхняя - проводится по исчезновению пластов кварцевых песчаников из разреза. Мощность нижней подсвиты достигает 300 м, в западном направлении подсвита выклинивается до нескольких метров. Таким образом, подсвита является типичной «толщей заполнения», сформированной на склоне в период предтакатинского размыва.

Средняя подсвита (D_{1nd2}) образует широкие элювиально-делювиальные поля по склонам хр. Тисва-из, г. Лыся, обнажена по р.р. Лемва, Парнокаю (типовой разрез, обн. 31), рч. Кедзыдшор и Тисва-шор. Основной ее объем составляют темно-серые алевролиты и глинистые сланцы с редкими прослоями кварцевых и известковистых песчаников. Очень характерно наличие значительного числа тонких (1-2 см) линзовидных прослоев и линзочек известково-глинисто-кремнистого состава. Из линз известняков определены остракоды и кораллы раннего эмса *Bairdia* cf. *stictica* Koenig, *Dendrostella* cf. *simbiotica* (Frech.), и др. [191]. Граница с верхней подсвитой проводится по появлению прослоев и пачек известняков. Мощность подсвиты 500-700 м.

Верхняя подсвита (D_{2nd_3}) развита в виде разобщенных полос в нижнем и среднем течении р. Парнокаю (типовой разрез, обн. 27) и левобережье р. М. Хайма, а также на р. Лемва в районе «Маячных скал». Сложена темно-серыми глинистыми и известково-глинистыми сланцами и алевролитами, известняками песчанистыми и глинистыми, кварцитами и известковистыми песчаниками. В районе «Маячных скал» в разрезе присутствуют также пачки высокоглиноземистых пиррофилит-хлоритоидных сланцев. По литологическим особенностям в составе верхней подсвиты выделяются три пачки [191]. Нижняя пачка (100-150 м) сложена темно-серыми глинистыми и желтовато-серыми известково-глинистыми сланцами с пластами темно-серых и серых пелитоморфных известняков. Глинистые сланцы и алевросланцы, как и в средней подсвите, содержат многочисленные конкреционные линзочки и прослои глинисто-кремнистого и известковистого состава. В районе «Маячных скал» развиты пласты так называемых «искристых» пиррофилит-хлоритоидных сланцев. Из известняков определены конодонты: *Polygnathus serotinus* Telf., *Po. foliformis* Snig., брахиоподы *Uncinulus subcordiformis* Schnur., *Vagrana (Mimatrypa) flabellata* (Roem); табуляты *Favosites cf. karpinskyi* Yanet; криноидеи: *Cupressocrinites cf. scaber* Schultze, *C. cf. digitiformis* Milic [191]. Средняя пачка (30-35 м) сложена довольно мощными слоями темно-серых, тонко-среднеплитчатых и массивных известняков, переслаивающимися с темно-серыми глинистыми сланцами. В известняках нередко присутствует рассеянный детрит криноидей, битых раковин и кораллов в виде линзовидных струй. Известняки сравнительно чистые пелитоморфные, нередко окремненные. Отсюда определены строматопороидеи *Trupestroma porosum* Lec., ругозы *Dendrostella cf. trigemme* Guenst., криноидеи *Cupressocrinites cf. gracilis* Goldf.; конодонты: *Polygnathus ex gr. xylus* Zieg., *Po. costatus costatus* Klapp., *Po. cf. timorensis* Klapp. [191]. Верхняя пачка (50 м) сложена серыми кварцитами и известковистыми кварцевыми песчаниками. Их появление в разрезе вновь после известняков отвечает этапу накопления пашийских песчаников в Бельско-Елецкой СФЗ. Таким образом, пачка является стратиграфическим маркером в Тисваизской подзоне.

Вышеприведенная фауна, в целом, свидетельствует о позднеэмском, эйфельском и живетском возрасте верхней подсвиты надотамыльской свиты. С учетом отмеченной выше корреляции верхней пачки с отложениями пашийского горизонта, верхний возрастной предел отложений надотамыльской свиты на востоке поднимается до подошвы кыновского горизонта. Верхняя граница подсвиты проводится по кровле пачки кварцевых песчаников. Мощность верхней подсвиты 180-235 м, а мощность надотамыльской свиты восточного типа в целом составляет 1000-1100 м.

Под микроскопом породы надотамыльской свиты имеют следующую характеристику [85, 191]. Песчаники кварцевые алевроитовые, мелко-среднезернистые имеют массивную или сланцеватую текстуру, состоят из кластического материала (80-85%) и цемента (15-20%). Кластический

материал представлен, в основном, кварцем, в единичном количестве - обломками циркона, турмалина, лейкоксена, полевых шпатов. Цемент базальный, поровый, обычно хлорит-кварц-серицитового состава; в известковистых песчаниках – кальцитовый. Кварцевые алевролиты имеют тоже соотношение и состав кластического материала и цемента. Глинистые сланцы обладают неяснослоистой текстурой, состоят из пелитового агрегата (60-75%), кластического материала (15-35%), лейкоксена и рутила (5-10%). Глинистое вещество представлено гидрослюдой и хлоритом в разных соотношениях. В незначительном количестве содержатся окислы и гидроокислы железа, пирит, углистое вещество, турмалин, апатит, циркон. Известняки алевритистые и песчаные с содержанием терригенной примеси 10-40%; в восточных разрезах – сравнительно чистые пелитоморфные, нередко окремненные. Детритовые известняки состоят из перекристаллизованных обломков органических остатков (60-90%) и глинисто-карбонатного цемента.

Химический состав пород охарактеризован в прил. 11. В восточных разрезах свиты во всех литологических разностях пород присутствует углистое вещество (1-1,8% $C_{орг}$).

Дешифрируемость отложений надотамыльской свиты удовлетворительная, в пределах хр. Тисва-из - хорошая. Поля преобладающего развития песчаников на АФС отличаются светло-серым фототонном и тонкополосчатым фоторисунком, обусловленным переслаиванием пачек песчаников и алевролитов. Уверенно дешифрируется граница нижней и средней подсвит.

Петрофизические свойства пород надотамыльской свиты наиболее хорошо изучены для восточного типа разреза (прил.12). Контрастность физсвойств литологических разностей свиты позволяет картировать их детальными электро- и магниторазведочными методами.

Матяшорская толща (D_{2-3mt}) распространена в районе среднего течения р. Б. Надоты. Наиболее полно обнажена в опорном разрезе на рч. Матя-шор (обн. 19). Сложена светло- и темно-серыми органогенно-обломочными, органогенно-сгустковыми, строматопорово-водорослевыми, амфипоровыми, онколитовыми и детритовыми известняками. В нижней части выделяются биостромы с ветвистыми, шаровыми и пластинчатыми строматопоратами. Присутствуют битые створки брахиопод, ругозы *Disphyllum emsti* (Wdkd), образующие в отдельных прослоях массовые скопления. Из средней части толщи определены брахиоподы *Atrypa uralica* Nal., *Hypothyridina* cf. *cuboides* Sow., *Levigatella* sp. [85]. Дополняют фаунистическую характеристику конодонты доманиковского-низов мендымского горизонтов *Palmatolepis hassi* Mull., *Polygnathus decorosus* Stauff., *Icriodus nodosus* (Huddle) из верхней части разреза скважины на правом берегу р. Б. Надота [85]. По комплексу фауны возраст толщи определяется как позднеживетско-позднефранский.

Под микроскопом известняки состоят из сгустков пелитоморфного кальцита (30-45%), органогенных остатков (45%) и цементирующей массы. Органические остатки представлены, в основном, водорослями округлой формы, размером 2,0-4,5 мм и мелким раковинным детритом. Цемент

образован микро-тонкозернистым кальцитом. Описанные известняки являются цементирующей массой в амфипоровых и органогенно-обломочных разностях. Тип заполнения базальный. Органогенные остатки перекристаллизованы с образованием крупнозернистого агрегата кальцита

Нижняя граница толщи не обнажена и вскрыта буровым профилем в районе рч. Матя-шор [85]. Проводится по кровле белесых алевролитистых доломитизированных известняков лагунного типа в верхах ярнеймусюрской свиты (наличие которых указывает на вероятность здесь кратковременного перерыва). Верхняя граница толщи фиксируется появлением в разрезе оолитовых разностей известняков большенадотинской толщи. Мощность матяшорской толщи 350-400 м.

Приведенный разрез толщи на рч. Матяшор характеризует тыловую зону позднедевонского рифа. Образования рифового ядра, представленные водорослевыми инкрустационными известняками, вскрываются в карстовых воронках на правом берегу р. Б. Надота западнее г. Олыся, а также установлены в нижней части ее склона, где по данным Д.Б. Соболева и А.В. Журавлева охарактеризованы франскими конодонтами *Polygnathus decorosus*, *Mezotaxis falsiovalis* и др. К западу матяшорская толща фациально замещается кедзыдшорской и воротской свитами сывьюской серии.

В геохимическом отношении известняки толщи очень “чистые”: в них отсутствует большинство элементов – примесей, за исключением ничтожных количеств Sr ($5-20 \times 10^{-3} \%$), Cu ($0,2 \times 10^{-3} \%$), Ba ($1-5 \times 10^{-3} \%$) в нижней части разреза [85].

Большенадотинская толща (D₃-C₁bn) развита в среднем течении р. Б. Надота, где находится ее опорный разрез по рч. Матя-шор и Северный [85]. Сложена главным образом серыми массивными оолитовыми известняками и интерпретируется как оолитовая мегабанка. Известняки состоят на 85% из оолитов размером 0,1-0,7 мм, овальной и эллипсоидальной формы с ясно выраженным концентрическим, радиально-лучистым строением. Оолиты сложены микро-криптозернистым кальцитом с хорошо выраженным ядром, выполненным пелитоморфным кальцитом или органическими остатками, детритом. Цемент - разномасштабный кальцит, с редкими обломками пелитоморфных известняков и неопределимым детритом. В породе присутствует незначительное количество доломита, образующего мелкие гнезда (до 0,03 мм). В верхней части толщи развиты прослои известняковых гравелитов. Из разреза определены фаменские и турнейские фораминиферы *Quasiendothyra konensis* Leb., *Q. communis* (Raus.), *Septatournayella rauserae* Lip., *Bisphaera malevkensis* Bir., *Tournayellina vulgaris* Lip., *Parathuramina cushmani* Sul. и др. [85].

Верхняя граница проводится по появлению известняковых конглобрекций с фауной позднего визе, которые ложатся с размывом на турнейские отложения большенадотинской толщи. Образования нижнего визе в пределах Иргизлинско-Карской подзоны, по-видимому, не накапливались. В западном направлении происходит фациальное замещение большенадотинской толщи осадками верхней части сывьюской серии. Мощность около 400 м.

Риф Олыся (С₁₀₁) объединяет комплекс осадков рифового ядра [22], слагающих одноименную гору (обн.21), а также околорифовые отмельные образования, развитые выше по р. Б. Надота. Наблюдаемые размеры рифа 2 × 4 км. Известняки рифового ядра массивные, светло-серой или кремово-серой окраски. Характерна их литологическая неоднородность, вызванная чередованием известняков с различной структурой (биоморфных, органогенно-детритовых, обломочных), тесно связанных друг с другом, а также неравномерным распределением органических остатков. Главную рифостроящую роль играли различные водоросли и органические остатки неясного систематического происхождения. Участками встречаются значительные скопления криноидей, брахиопод, гониатитов, гастропод и мшанок. Очень характерно развитие среди биогермных известняков гнезд (до 1,5 м и более) обломочных пород: известняковых брекчий, гравелитов и песчаников, а также детритовых и оолитовых известняков. Местами они преобладают над биогермными образованиями. Брекчии здесь мелкообломочные; обломки представлены биогермными известняками, в цементе - доломитистый известняк или доломит. Все известняки химически весьма чистые, практически лишены примесей и нерастворимого остатка. Известняковые брекчии к западу от рифа крупнообломочные; обломки достигают размера 60-70 см и представлены биогермными серыми известняками. Цемент - крупнодетритовый известняк, преимущественно криноидный. Оолитовые известняки светло-серые, мелкозернистые, оолиты имеют размеры 0,7-0,9 мм, их ядра состоят из агрегатов кальцита и органогенного детрита.

Возраст рифа на основании гониатитов, фораминифер и брахиопод определяется как поздне-визейско – серпуховский [22, 191]. Характерны формы: *Goniatites creniflactus* M.Bogosl., *G. shimanskyi* M.Bogosl., *Asteroarchaediscus baschkiricus* Krest. et Theod., *Endothyranopsis crassus* (Brady), *Earlandia vulgaris* (Raus et Reitl.), *Striatifera striata* (Fisch.) и др..

Нижняя граница в районе г. Олыся тектоническая; выше по р. Бол. Надота околорифовые известняковые конглобрекчии с размывом залегают на оолитовых известняках большенадотинской толщи. Верхняя граница отложений также тектоническая. На риф с востока и северо-востока надвинута пластина, сложенная терригенными отложениями гусиной-талатинской свит нерасчлененных. Мощность рифа "Олыся" более 400 м. На АФС риф уверенно дешифрируется, благодаря широкому развитию карста.

Сакмаро-Лемвинская СФЗ

Занимает практически всю территорию листа Q-41-XX, протягиваясь в виде субмеридиональной полосы из пластин, чешуй и покровов вдоль западного склона Полярного Урала. Образование Лемвинской СФЗ в пределах площади листа входят в состав двух самостоятельных структурно-тектонических единиц: Верхнелемвинского паравтохтона и Лемвинского аллохтона. Запад-

ная граница с образованиями Елецкой СФЗ в пределах Верхнелемвинского паравтохтона проводится по внешнему краю рифовых образований карбонатной платформы. На севере - она тектоническая и совпадает с границей Лемвинского аллохтона. Восточное ограничение – Главный Уральский разлом. Сакмаро-Лемвинская СФЗ в пределах листа представлена тремя типами разрезов, характеризующими различные участки бассейна седиментации, которые выделяются в ранге подзон: Тисваизской, Западнолемвинской и Восточнолемвинской.

Тисваизская подзона

Является наиболее западной и занимает территорию от южных отрогов хребта Тисва-из до рч. Валя-шор (лев. приток р. Лемва). Непосредственно примыкает к образованиям Иргизлинско-Карской подзоны Елецкой СФЗ. Восточная граница в современной структуре проходит по линии Хайминского надвига. В основании разреза подзоны, как и в Бельско-Елецкой СФЗ, залегают отложения обеизской и саледской свит нижнего ордовика, охарактеризованные ранее. Выше залегают отложения грубепендишорской толщи среднего-верхнего ордовика, устьбалбаньюской толщи силура-нижнего девона, надотамыльсской свиты нижнего-среднего девона (охарактеризована при описании Иргизлинско-Карской подзоны), устьпарнокской толщи среднего девона-верхнего карбона и западноворгашорской свиты нижнего-верхнего карбона. Все они несут признаки формирования вблизи края карбонатной платформы, содержат клиноформы обломочных склоновых образований. При районировании нередко ошибочно относились к Бельско-Елецкой зоне. Однако, автохтонные фоновые осадки подзоны сформированы в относительно глубоководных условиях и идентичны развитым восточнее типично лемвинским образованиям.

Грубепендишорская толща ($O_{2-3}gb$) распространена по северному обрамлению антиклинали Росомаха к востоку от р. Балбанью. Прежде образования данной толщи включались в состав щугорской [33] или кожимской [85] свит, от которых она отличается по литолого-генетическим особенностям. Типовой разрез находится на рч. Грубепендишор, левом притоке р. Кожим (обн. 43) [117]. Сложена переслаивающимися сахаровидными глинистыми мраморовидными известняками и зелеными и темно-серыми серицит-хлорит-кварцевыми сланцами, с преобладанием известняков в нижней части разреза. На этом фоне выделяются ритмично повторяющиеся пачки криноидных карбонатных песчаников, в основании которых нередко наблюдаются карбонатные конглобрекции; обломки в них представлены почти исключительно мшанками. Они являются аллохтонными компонентами, поступившими сюда с мелководной части шельфа в виде так называемых «зерновых или обломочных потоков» (debris flow). Под микроскопом известняки характеризуются мелко-среднезернистой гранобластовой и гетеробластовой структурой. Содержат терригенную алевроитовую примесь, представленную кварцем, тяготеющую к линзовидным прослоям сланцев угли-

сто-серицит-кварцевого состава. Часть кальцитовых зерен в известняках является перекристаллизованными остатками криноидей. Текстура массивная, неяснополосчатая или сланцеватая. Известняки сравнительно чистые, с содержанием нерастворимого остатка 3-18 %. Доломитизация пород не превышает 1-3 %. Темно-серые мраморизованные известняки отличаются повышенными содержаниями цинка и свинца [85].

Среднеордовикский возраст основной части толщи установлен на основании фауны конодонтов *Amorphognathus* sp., *Eoplacognathus* cf. *extensa* Hamar., *Pygodus* sp., *Polyplacognathus* sp., *Periodon petschornensis* Nas. и др., цистоидей и криноидей *Aristocystites* sp. ind., *Fascicrinus* cf. *foliaceus* Milic., *F.* cf. *oides* Milic., *Trilobocystites* sp., мшанок *Dianulites* ex gr. *janischevskyi* Modz. [85], [117, 194]. Позднеордовикский возраст верхов толщи предполагается на основании перекрытия ее углисто-кремнистыми сланцами устьбалбаньюской толщи.

Нижняя граница толщи проводится в подошве пачки сахаровидных известняков, согласно залегающих на терригенных отложениях саледской свиты. Мощность толщи 800-1200 м.

В фациальном отношении образования грубепендишорской толщи занимают промежуточное положение между мелководно-шельфовыми отложениями щугорской серии Бельско-Елецкой СФЗ и относительно глубоководными отложениями качамылькской свиты Западнолемвинской подзоны. В западной части района на грубепендишорскую толщу налегают отложения устьзыбской свиты и нижнемалотавротинской подсвиты. Восточнее рч. Грубепендишор перекрывающими являются уже отложения устьбалбаньюской толщи. Таким образом, верхняя граница является скользящей в восточном направлении от основания верхнего ордовика до основания силура.

Устьбалбаньюская толща (O₃-D_{1ub}) развита по берегам р. Кожим выше устья р. Балбанью, а также по рч. Бадьявож и в Кожимско-Лемвинском междуречье. В целом обнажена крайне фрагментарно. Входящие в ее состав отложения относились ранее к силуру и нижнему девону нерасчлененным [85], или к харотской свите [191]. Сложена углисто-кремнистыми, углисто-глинистыми, известково-глинистыми сланцами и известняками глинистыми и “петельчатыми”. В нижней части развиты темно-серые до черных тонкозернистые мелкоплотчатые известняки с частыми тонкими слойками углисто-глинистых (слюдисто-кварцевых) сланцев. В известняках содержатся мелкие криноидеи раннесилурийского возраста [117] *Dentiferocrinus* cf. *dentiferocrinus* (Yelt.), *Desmidocrinus* sp.ind.. Выше залегают темно-серые филлитовидные сланцы, реже – песчаные и глинистые темно-серые известняки (мергели) в частом переслаивании с филлитовидными сланцами и тонкозернистые известняки со слойками слюдистых сланцев. В филлитах определены конодонты *Ozarkodina confluens* (Brans.et Mehl) позднесилурийско-раннедевонского возраста [85]. Верхняя часть разреза сложена серыми глинистыми петельчатыми известняками с раннедевонскими конодонтами *Spathognathodus* aff. *steinhornensis* Ziegler, *Belodella triangularis* (Stauff.)

[47]. Таким образом, по фауне возраст толщи определяется в интервале силура - раннего девона. Однако очевидно, что накопление устьбалбаньюской толщи началось одновременно с заложением Балбаньюского рифа в позднем ордовике, поэтому ее нижний возрастной предел принят условно позднеордовикским. По присутствию углисто-кремнистых сланцев и петельчатых известняков она близка к харотской свите. Верхняя граница с надотамыльнской свитой не обнажена и проводится по появлению черных кварцевых песчаников. Мощность устьбалбаньюской толщи 450 м.

В западном направлении предполагается быстрый фациальный переход отложений толщи к образованиям Балбаньюского и Лемвинского рифовых массивов. При этом, вследствие миграции во времени ядра Балбаньюского рифа в восточном направлении, на р. Кожим (выше устья р. Балбанью) наблюдается налегание лудловской части рифа на нижнесилурийские образования устьбалбаньюской толщи. В целом положение границы хорошо видно в гравиметрических полях вследствие более значительной плотности рифогенных доломитов.

Устьпарнокская толща (D₂-C_{1up}) развита по берегам р. Лемва вблизи устья р. Парнокаю, нижнем течении последней и в районе «Маячных скал». Сложена пелитоморфными известняками и кремнистыми сланцами с прослоями склоновых конглобрекций. Состоит из двух пачек.

Нижняя пачка (150-200 м) ранее [191] относилась к надотамыльнской свите. Сложена серыми пелитоморфными известняками с прослоями биокластических разностей. Последние характеризуются органогенными и органогенно-сгустковыми структурами, отдельные прослои представляют собой пакстоуны из обломков и целых раковин. Из фаунистических остатков здесь определены брахиоподы и ругозы, характерные для верхов живета (кыновский горизонт) и франа *Atrypa velikaja* Nal., *A. uralica* Nal., *Levigatella* sp., *Thamnophyllum* cf. *monozonatum* (Soshk), конодонты саргаевского, доманикового и мендымского горизонтов: *Polygnathus asymmetricus asymmetricus* Zieg.et Klapp., *Ancyrognathus triangularis* Young, *Palmatolepis transitans* Mull., *Pa. hassi* Mull., *Pa. gigas* Mill. et Young., *Pa. subrecta* Mill.et Young., *Polygnathus timanicus* Ovnat и др.[191, 199].

Верхняя пачка (100-150 м) ранее [191] включалась в состав западноворгашорской свиты (типовое обн. 26). Представлена органогенно-обломочными, участками доломитизированными известняками со стяжениями черных кремней и прослоями черных кремнистых и серых глинистых сланцев; черными массивными кремнями, в том числе спонголитами. Среди переслаивания известняков и сланцев выделяются слои доломитизированных известняковых конглобрекций и гравелитов, пачки серых массивных оолитовых известняков, которые, очевидно, представляют собой аллохтонные компоненты, сброшенные к подножью карбонатной платформы с шельфового мелководья. В породах определены фаменские и турнейские фораминиферы *Quasiendothyra* ex gr. *communis* (Raus.), *Bisphaera malevkensis* Bir., *Eovolulina elementa* Antr., *Eotuberitina praecipia* Tschuv., *Tubeporina gloriosa* Pron., *Parathuramina cushmani* Sul. [191] и конодонты (определения

Л.С. Колесник и А.В. Журавлева): *Palmatolepis triangularis* Sann., *Pa. glabra pectinata* Zieg., *Pa. marginifera* Helms, *Bispathodus stabilis*, *B. aculeatus*, *Siphonodella duplicata* (Brans. et Mehl), *Gnathodus delicatus* Brans. et Mehl, *Mestognathus* cf. *harmalai* и др. [199]. В гравелитах и конглобрекциях комплексы фауны нередко смешанные, в одной пробе наблюдаются совместно конодонты характерные для разных зон, а также фамена и турне.

Под микроскопом оолиты в соответствующих разновидностях известняков составляют до 75%, комочков пелитоморфного кальцита до 15%, и базально-поровый цемент (до 25%). Оолиты округлой, реже – овальной формы, размером от 0,3 до 2,0 мм. Кремнисто-глинистые сланцы характеризуются бластопелитовой структурой, сланцеватой текстурой. Типовой состав: глинистое вещество (смесь микрочешуйчатого хлорита и гидрослюды) – 55%, кремнистое вещество (агрегаты микрозернистого кварца) – 35%, углистое вещество – 5%, гематит – 5%, лейкоксен – 2%. В глинистых сланцах глинистые минералы составляют до – 97%, рутил – 3%. Спонголиты имеют органогенно-обломочную структуру и массивную текстуру. Состав: кремнистое вещество – 97%, углистое – 3%. Порода состоит из спикул губок (70%), редких остатков радиолярий и цементирующей массы (30%). Цемент образован криптозернистым кварцем с примесью пелитоморфного углистого вещества. Известняковые гравелиты состоят из обломочного материала (85%) и цемента (15%). Обломочный материал представлен известняками оолитовыми (40%), сгустковыми (25%) и микрозернистыми (20%). Цемент поровый, образован агрегатами разномасштабного кальцита. Известняковые конглобрекции сложены угловатыми, окатанными и полуокатанными обломками (размером 8-10 см) черных кремней и различных известняков. Цемент карбонатный.

Возраст устьпарнокской толщи на основании приведенных выше списков фауны принимается в интервале кыновского горизонта живецкого яруса - турнейского яруса.

Нижняя граница проводится по кровле кварцевых песчаников надотамылькской свиты. Верхняя - практически повсеместно тектоническая, фиксируется появлением известняковых конглобрекций с фауной визе. Мощность устьпарнокской толщи составляет 300-350 м.

Западноворгашорская свита (C_{1-3zv}) развита по берегам р. Лемва ниже устья р. Парнокаю и на водоразделе этих рек, образуя мощные скальные выходы. Стратотипом является разрез по левому берегу р. Лемва (обн. 22). Свита сложена в нижней части светло-серыми доломитами, оолитовыми известняками и известняковыми конглобрекциями; в верхней – переслаиванием серых алевролитов, черных углисто-кремнистых, кремнистых и серых глинистых сланцев, известняковых мелкообломочных конглобрекций, пелитоморфных темно-серых известняков.

Известняки пелитоморфные имеют микротонкозернистую структуру и массивную текстуру. Состоят из кальцита (98%) и гематитизированного пирита (2%). Доломиты характеризуются мелкозернистой структурой и массивной текстурой. Состав: доломит – 98%, кальцит – 2%. Пет-

рографическая характеристика оолитовых известняков, сланцев и брекчий в общем аналогична таковой, приведенной в описании устьпарнокской толщи. Сланцевые отложения верхов свиты (в зоне контакта с кечьпельской свитой) значительно обогащены элементами-примесями: Ni - до 0,02%, V 0,1-0,16%, Mo – 0,01%, Ag – до 8 г/т, P₂O₅ - 1,5 – 4,5%, Zn 0,01-0,05%, Ba – до 0,3%.

Известняки содержат сравнительно большое количество органических остатков (брахиопод, фораминифер, конодонтов), которые часто переотложены. Так, наряду с визейскими формами в пробах из низов свиты наблюдаются конодонты фамена и турне. В верхней части свиты слоистые пелитоморфные известняки с фораминиферами и брахиоподами московского яруса содержат переотложенную фауну в интервале от турнейского до башкирского ярусов. Из руководящих форм в отложениях свиты определены [191, 199] конодонты *Scaliognathus anchoralis* Brans.et Mehl, *Gnathodus girtyi* Hass, *G. bilineatus bilineatus* (Roundy), *G. b. bollandensis* Higg. et Bouck., *Paragnathodus nodosus* (Bish), *Declinognathodus noduliferus* (Ell.et Grav), *Neognathodus medexultimus* Merr., фораминиферы *Archaeodiscus krestovnikovi* Raus., *A. karreri* Brady, *Eostaffella ikensis* Viss., *Endothyranopsis compressus* (Raus. et Reitl.), *Neoarchaeodiscus timanicus* (Reitl.), *Paraturrammina cushmani* Sul., и др., брахиоподы *Avonia pustulata* Keys., *Chonetes zilimi* Step., *Echinoconchus postpunctata* Step., *Lino-productus cora antiqua* Step. и др. В линзах глинистых известняков верхней части свиты содержатся иноцерамоподобные пелециподы пермского облика [52]. Таким образом, возраст западно-воргашорской свиты уверенно устанавливается в интервале: визе – поздний карбон, а состав отложений позволяет их интерпретировать, как образования склона карбонатной платформы.

Взаимоотношения с нижележащей устьпарнокской толщей тектонические. Верхняя граница с кечьпельской свитой на левобережье р. Лемва незначительно тектонизирована и проводится по появлению темно-серых аргиллитов и алевролитов нижней пачки последней. Мощность западно-воргашорской свиты 550-650 м. Петрофизические свойства пород представлены в прил.12.

Западно-Лемвинская подзона

В современной структуре локализуется в пределах Хайминского тектонического покрова. Нижнеордовикские и более древние образования подзоны на площади листов неизвестны. Наиболее низкое положение в разрезе занимает качамыльская свита среднего-верхнего ордовика, выше выделяются типично батинальные отложения харотской свиты силура-нижнего девона, пагинской свиты нижнего-среднего девона, няньворгинской свиты среднего девона-нижнего карбона и воргашорской свиты нижнего-верхнего карбона. Вследствие тектонической расслоенности покрова все взаимоотношения между свитами тектонические или тектонизированные.

Качамыльская свита (O₂₋₃к_с) составляет основной объем Хайминского тектонического покрова. Отложения свиты обнажаются в Грубеинском эрозионно-тектоническом окне, широко раз-

виты в бассейне р. Хайма и далее протягиваются полосой шириной в 2-5 км в меридианальном направлении до южной рамки листа. Наиболее изучена в пределах Парнокского месторождения железо-марганцевых руд, где является рудовмещающей [191, 194, 195]. На хорошо обнаженных участках в составе свиты выделяются [68, 194] три характерные подсвиты: нижняя (покойникшорская), средняя (пачешорская) и верхняя (парнокская). На сравнительно слабо обнаженных водоразделах к югу и северу от Парнокского месторождения и левобережье р. Лемва на карте показана качамылькская свита нерасчлененная. В мелких тектонических клиньях в районе Парнокского месторождения и Грубеинском окне вследствие невозможности выделения в масштабе карты, показан объединенный литоконкомплекс состоящий из всегда тесно ассоциирующих верхнекачамылькской (парнокской) подсвиты и харотской свиты ($O_2-k\check{c}_3+S-D_1hr$). Его наполнение полностью идентично описанным ниже отдельно его составным частям.

Нижнекачамылькская (покойникшорская) подсвита ($O_2k\check{c}_1$) сложена серо-зелеными известковистыми песчаниками и табачно-зелеными алевролитами с линзами и прослоями песчаных мраморизованных известняков. Стратотип находится на рч. Покойник-шор (обн. 17), где выделяются пачки и более дробные подразделения ее составе [18]. Для известняковых пачек характерна петельчатая или ребристая текстура выветрелой поверхности. Слоистость горизонтальная, волнистая или линзовидно-слоистая. Для нижней и средней частей отмечается обилие фауны и органогенного детрита: брахиопод, трилобитов, остракод, криноидей, конодонтов. В верхней части преобладает мелкий органогенный детрит. Верхняя граница проводится по исчезновению прослоев известковистых песчаников. Мощность покойникшорской подсвиты более 200 м.

Из отложений подсвиты определен лланвирнский комплекс фауны: брахиоподы *Archaeorthis convexus* V.Bogoyavl., *Rugostrophia explicata* V.Bogoyavl., *Platytoechia dubia* V.Bogoyavl., *Plectorthis perspicuus* V.Bogoyavl., трилобиты *Lonchodomas* aff. *parvulus* Bur., *Plectasaphus* ex gr. *plicocostis* (Torn.), *Pliomera fischeri* (Eich.), иглокожие *Asterocrinus munsteri* Eich., *Cyclocyclicus consuetus* Mil. *Pentagonocyclicus* cf. *monite* (Eich.), конодонты: *Distacodus* aff. *victrix* Mosk., *D.* aff. *rhombicus* Lind., *D.* aff. *stola latus* Lind, *Drepanodus sublongibasis* Nas., *Dr. homocurvatus* Lind. и др. [18, 194].

Среднекачамылькская (пачешорская) подсвита ($O_2k\check{c}_2$) сложена монотонной толщей зеленовато-серых и табачно-зеленых известковистых сланцев и алевролитов с линзами белых мраморизованных и тонкопетельчатых глинистых известняков, известковистых песчаников и тонкодетритовых песчаных известняков. Чередование и переплетение известкового и глинистого материала создает тонкополосчатый и линзовидно-полосчатый облик подсвиты. Наиболее типичные фрагменты разреза описаны на р. Хайма и рч. Пачвож [18], в скв. 33 [194]. Известковистые алевролиты являются наиболее характерными породами в ее составе. В шлифах имеют пелитоалевритовую структуру. Кластический материал (50-65%) представлен кварцем (до 75%) и полевыми

шпатами (25-35%). Присутствуют единичные обломки турмалина, апатита, лейкоксена, сфена. Цемент (35-50%) базальный, глинистый, карбонатно-глинистый, кремнисто-глинистый. Глинистое вещество представлено смесью агрегатов гидрослюда и хлорита. Карбонатные линзы сложены перекристаллизованным микрозернистым кальцитом. Верхняя граница проводится по подошве первой массивной пачки петельчатых известняков. Мощность подсвиты 450-500 м.

В подошве подсвиты установлена фауна лланвирна: брахиоподы *Rugostrophia explicata* V.Bogoyevlenskaya, *Lycophoria* cf. *globosa* (Eichwald), *Protambonites* cf. *soror* (Barrande), цистоидеи и криноидеи *Asterocrinus* cf. *munsteri* (Eichw), *Pentagonocyclicus* ex.gr. *monile* (Eichw), *Echinospaerites* sp., в средней части – конодонты лланвирна *Drepanodus deltifer* Lind., *Paltodus* cf. *variabilis* Serg., *P. multiformis* Nas., *Scolopodus* cf. *varicostatus* Sweet et Berg, *S. substriatus* Nas, *S. cf. memorabilis* Nas. [194]. Верхний возрастной предел пачешорской подсвиты определяется ее положением ниже парнокской подсвиты охарактеризованной фауной низов лландейло.

Верхнекачамыльская (парнокская) подсвита ($O_{2-3}k\check{c}_3$) сложена преимущественно серыми алевроитистыми петельчатыми известняками с прослоями углисто-известковистых и марганцовистых алевролитов, углисто-кремнистых сланцев. В районе Парнокского месторождения является рудовмещающей. Стратотип находится на правом берегу р. Парнокаю (обн. 32) и детально описан А.А. Беляевым. В составе подсвиты выделяются (снизу вверх) три пачки: С-3, С-2, С-1 [69, 194].

Пачка С-3 (130-200 м) сложена темно-серыми петельчатыми и линзовидно-слоистыми алевроитистыми известняками, часто тонкодетритовыми, с отдельными пластами более крупнодетритовых разностей. В шлифах известняки характеризуются криптомикрозернистой структурой с реликтами органогенно-обломочной. В обломках в основном криноидеи (80-90% объема), трилобиты, пелециподы, а также фосфатные обломки (2-3 %), обычно приуроченные к глинистым прослоям. Невыдержанные прослои глинистых сланцев сложены гидрослюдой с примесью хлотита и пылеватого углистого вещества. Алевроитовая примесь (7-10%) представлена, в основном, кварцем.

Пачка С-2 (10-40 м) представлена углисто-глинисто-известковистыми сланцами и черными углистыми известняками, ритмично переслаивающимися между собой. В шлифах известняки характеризуются криптомикрозернистыми структурами в сочетании с бластопелитовыми; размер зерен кальцита - 0, 001-0, 01 мм. Окрашены в темно-серый цвет за счет углистого вещества. В прослоях углисто-глинистых сланцев содержание углистого вещества - 2-10%, глинистого (представленного гидрослюдой, серицитом, хлоритом) - от 1 до 20%.

Пачка С-1 (0 - 60 м) сложена пелитоморфными, часто марганцовистыми известняками с пластами марганцовистых алевролитов, карбонатных марганцевых (преимущественно родохрозитовых) и железных (магнетитовых) руд. Пелитоморфные известняки темно-серые, тонкослоистые. Слойки образованы полосами по 1-3 мм светло- и темноокрашенного кальцита. Структура – мик-

рокриптозернистая. Отмечаются - кварц (до 1%), пирит, марказит, сфалерит, углистое вещество. Марганцовистые известняки черные, красновато-бурые, кремовые, на выветрелой поверхности всегда покрыты корочкой бурых окислов и гидроокислов марганца. Представляют собой криптозернистый агрегат, на фоне которого выделяются многочисленные конкреционные обособления (до 20 % объема) размером до 2-3 см, сложенные агрегатом манганокальцита-кутнагорита-родохрозита. Содержание Mn в известняках 1-8% [194]. Мощность подсвиты в целом 250-300 м.

Из нижней и средней частей подсвиты определена фауна лландейло: трилобиты *Ogygyocaris* aff. *sarsi* Ancig., *Nileus peculiaris* Ancig., конодонты *Periodon* cf. *aculeatus* (Hadding), *Pygodus anserinus* (Lamont et Lind.), *P. serra* Hadding, остракоды *Pelecypolbina* cf. *bona* Zenk.. Из верхней части (в районе Парнокского месторождения) определены конодонты *Ambalodus* cf. *mitratus nostras* Mosk, *Periodon* cf. *petschorensis* Nas., *Periodon* cf. *subvisibilis* Nas.; брахиоподы *Sowerbyella* cf. *perplexa* Соор. и др., характерные для карадокского яруса [68, 194]. Сходный фаунистический комплекс верхов карадока – ашгилла, включающий *Triplesia krotovi* (Tschern.), *Ambalodus mitratus nostras* Mosk., *Amorphognathus grubeyensis* Nas., *Am. tvaerensys* Berg. и др., определен в районе Грубеинского эрозионно-тектонического окна [18]. Из разреза рч. Юнковож близ контакта с пачкой углисто-кремнистых сланцев харотского облика определены ашгильские виды конодонтов *Amorfognathus* cf. *gerdae* (Berg.), *Ambalodus* aff. *triangularis* Bergstrom, *Belodina* cf. *compressa* Brans. et Mehl, *Scolopodus insculptus* (Brans. et Mehl), *Prionidina macrodentata* (Graves et Ellison) [18]. Таким образом, возраст подсвиты устанавливается в интервале лландейло-ашгилл.

Вся качамыльская свита отличается значительно повышенными (в 2 и более раз) по сравнению с кларками содержаниями Ni, Ti, V, Cr, Cu, Zn, Mn, Ba, приближающимися к таковым для глинистых пород. От нижней толщи вверх по разрезу отмечается последовательный рост средних содержаний V, Cr, Zn, Mn, Ba, Zr и уменьшение Sr [191], [194].

Нижняя граница свиты на площади неизвестна. Верхняя граница с харотской свитой проводится по подошве черных углисто-кремнистых сланцев и обычно тектонизирована. В западном направлении отложения качамыльской свиты замещаются осадками фациально близкой грубепендишорской толщи. В восточном - алевропелитами верхнехарбейшорской подсвиты. Общая мощность качамыльской свиты составляет 950-1000 м.

Петрофизические свойства пород качамыльской свиты (прил.12) детально изучены по большому количеству представительных выборок [194].

Харотская свита (S-D_{1hr}) в пределах территории листов характеризуется тремя типами разрезов: западным, центральным и восточным, обусловленными фациальной зональностью Лемвинской зоны [67, 191]. В пределах Западнолемвинской подзоны развиты западный и центральный типы, восточный тип характерен для Восточнолемвинской подзоны.

Западный тип разреза харотской свиты обнажается в среднем течении р. Парнока-ю, в пределах Парнокского эрозионного окна. В составе свиты выделяются две подсвиты [191]. Нижняя сложена преимущественно плитчатыми черными фтанидами, углисто-глинисто-кремнистыми сланцами, среди которых встречаются единичные тонкие прослои углистых тонкодетритовых известняков и специфические радиально-лучистые карбонатные конкреции. Отдельные разности сланцев являются фосфатсодержащими (до 5-7% P_2O_5). В сланцах содержатся граптолиты *Coronograptus* ex gr. *gregarius* (Japw.), *Monograptus* ex gr. *communis* Japw., *M.* cf. *triangulatus* Harkn., *Spirograptus turriculatus* (Barr.), *Stveptograptus exiguus* (Nich.), и др. [67, 191], указывающие на лландоверийско-венлокский возраст. Мощность подсвиты 100-120 м. Верхняя подсвита сложена тонкослоистыми углисто-глинисто-кремнистыми и углисто-глинистыми сланцами, среди которых присутствуют прослои (0,5-1,5 м) и пачки (до 10-15 м) серых пелитоморфных петельчатых известняков с характерными углистыми микропрослоями. Широкое развитие карбонатных пачек – одна из основных особенностей западного типа разреза. Верхняя подсвита по аналогии с разрезами центрального типа по всей видимости имеет лудловско-раннеэмский возраст, причем возраст верхней ее части подтверждается единичными находками птеропод [191]. Мощность подсвиты более 100 м. Взаимоотношения с надотамылькской свитой повсеместно тектонические.

Центральный тип разреза харотской свиты развит в тектонических клиньях на р. Лемва выше устья р. Хайма, в верховьях рч. Покойник-шор, по р. Б. Хайма, Грубеинском эрозионном окне, рч. Вора-вож и др. Для разрезов характерны: черносланцевый характер нижней части свиты, наличие пачки серых петельчатых известняков в средней (лудловской) части разреза и “птероподовых” петельчатых известняков в кровле свиты. Здесь также выделяются две подсвиты: нижняя – черносланцевая и верхняя – преимущественно известняковая. Нижняя подсвита (180-200 м) представлена черными плитчатыми фтанидами, углисто-кремнисто-глинистыми, кремнисто-глинистыми и глинистыми сланцами с граптолитами среднего лландовери *Gliptograptus tamariscus* Nich., *Monograptus* ex gr. *communis* Lapw., *Petalograptus palmeus* Barr., *Rastrites longispinus* Perm. и др. [67, 191]. Верхняя подсвита (45-60 м) сложена почти нацело петельчатыми известняками, в составе которых выделяются две пачки: пачка серых пелитоморфных тонкоплитчатых и петельчатых известняков с конодонтами *Polygnathoides siluricus* Brans. et Mehl верхнего силура и пачка серых петельчатых известняков с многочисленными остатками птеропод и конодонтами пражско-раннеэмского возраста: *Polygnathus dehiscens* Phil. et Jack., *Spathognathodus steinhornensis* Zieg. [67, 191]. Взаимоотношения с окружающими образованиями, как правило, тектонические. Однако, несомненно, что подстилающими являлись отложения верхнекачамылькской подсвиты, с которыми харотская свита всегда тесно ассоциирует. Верхняя граница свиты в центральном типе разреза проводится в подошве первых прослоев кварцевых песчаников пагинской свиты.

Восточный тип разреза харотской свиты развит в тектонических клиньях на р.р. М. Надота, Ниж. Надота, Лемва (ниже устья М. Надоты) и др. От центрального типа отличается преобладанием черносланцевых образований при почти полном отсутствии петельчатых известняков даже в верхней (пражско-эмской) части свиты. Полные разрезы на территории отсутствуют.

В нижней части (90-100 м) преобладают черные плитчатые (по 5-15 см) фтаниты с прослойками углисто-кремнистых, углисто-глинистых сланцев. В породах содержатся фосфатные конкреции овальной формы от единичных экземпляров до выдержанных горизонтов и прослоев фосфатных сланцев. В низах установлены раннелландоверийские граптолиты *Glyptograptus* ex gr. *tamariscus* Lapw., *Orthograptus* ex gr. *insectiformis*, *Paraclimacograptus* ex gr. *sinitzini* Khal.; выше по разрезу – граптолиты среднего лландовери *Coronograptus gregarius* Lapw., *Climacograptus* ex gr. *rectangularis* Mc.Coy, *Monograptus* ex gr. *communis* Lapw. и начала позднего лландовери: *Monograptus spiralis* Geintz, *M.* ex gr. *planus* Barr [67, 191]. Вышезалегающая часть разреза (80-90 м) сложена темно-серыми глинистыми, глинисто-кремнистыми и кремнисто-глинистыми сланцами, тонко чередующимися в различных сочетаниях, сменяющиеся углисто-глинистыми сланцами, прослоями фосфатосодержащими. Среди последних содержатся частые линзы (до 0,4 x 2,0 м) и прослои серых конкреционных известняков, в том числе радиально-лучистые карбонатных мегаконкрекции размером от 0,2 до 1,3 м, а также голубовато-серых аргиллитов, окремненных известняков и светло-серыми силицитами, пласты конкреционных фосфоритов. Характерны граптолиты *Monograptus spiralis* Geintz, *M. priodon* Bronn., *Monoclimacis* ex gr. *griestoniensis* Nikol [67, 191].

Более молодые отложения известны фрагментарно и представлены черносланцевыми образованиями. Их присутствие подтверждается определениями раннелудловских граптолитов [48]: *Monograptus* ex gr. *flemingii* Salt., *M.* ex gr. *varians* Wood., *M.* cf. *uncinatus* Wood., *Pristiograptus* ex gr. *dubius* (Suess.), *Saetograptus colonus* Barr и др.. Нижнедевонская часть свиты представлена углисто-кремнистыми фосфатсодержащими сланцами с кремнистыми конкрециями с граптолитами *Linograptus posthumus* R.Richt позднелудловско-лохковского возраста [67, 191]. В кровле отмечаются линзы петельчатых известняков с многочисленными тентакулитами.

Подстилающими образованиями для харотской свиты в восточном типе разреза являются темно-серо-зеленые алевропелиты верхнехарбейшорской подсвиты, хотя контакт чаще всего тектонический. Верхняя граница проводится по подошве голубовато-серых плитчатых алевропелитов малонадотинской свиты. Мощность харотской свиты в разрезах западного типа более 220 м, центрального - 220-260 м, восточного - не менее 250 м.

Литолого-петрографическая характеристика харотской свиты для всех типов разреза достаточно близка. Углисто-кремнистые сланцы представляют собой черные тонкоплитчатые породы, часто с антрацитовидным блеском на поверхностях сланцеватости и характерной радужной побе-

жалостью. Имеют микрозернистую структуру, нередко с элементами органогенной. Текстура сланцеватая, микроплойчатая, иногда псевдобрекчиевая. Кремнистое вещество составляет 50-98%, углистое вещество (2-40%) присутствует в виде пылеватой примеси. Довольно обычны остатки радиолярий – от 2 до 30% и более. Фтаниты представляют собой черные плитчатые или массивные породы. Под микроскопом - аналогичны углисто-кремнистым сланцам. Кремнисто-глинистые и глинисто-кремнистые сланцы темно-серого цвета обычно тонкослоистые, линзовиднослоистые или сланцеватые. Нередко присутствует алевритовая примесь (1-7%) в виде полуокатанных зерен кварца, редко – полевых шпатов. Углисто-глинистые сланцы – черные, мягкие, мажущие породы. Глинистое вещество (60-80%) представлено микрочешуйчатым агрегатом гидрослюда и хлорита. Углистое пелитоморфное вещество пропитывает всю породу, либо образует скопления по плоскостям напластования. Иногда присутствует алевритовая примесь (до 5%) и обрывки детрита. Многие разновидности сланцев содержат фосфатное вещество (1-5%, редко до 20%), аморфное или в виде конкреционных стяжений размером 2-3 мм. Известняки конкреционные серого и черного цвета образуют линзовидные прослои и специфические шаровидные и лепешковидные конкреции с радиально-лучистым строением. В шлифах характеризуются разномасштабной структурой и состоят из многочисленных субпризматических угловатых кальцитовых зерен. Известняки пелитоморфные имеют микротонкозернистую структуру, птероподовые - органогенную. Отмечается слабая доломитизация, иногда окремнение.

Геохимическое поле харотской свиты аномально и разнообразно по целому ряду элементов. Для черных сланцев характерны повышенные содержания: P_2O_5 1-9%, ртути – более 0,1 г/т, серебра – 1,2 г/т, цинка – $40-50 \times 10^{-3} \%$, никеля – в среднем $8-18 \times 10^{-3} \%$, молибдена, хрома, меди и урана. Для фтанитов свойственны высокие содержания ванадия ($30-60 \times 10^{-3} \%$) и скандия [73].

Петрофизические свойства пород харотской свиты (прил.12) характеризуются высокой электропроводностью и повышенной естественной радиоактивностью, обусловленными присутствием углистого вещества в составе пород свиты. Благодаря высокой проводимости уверенно картируются методами сопротивлений, практически однозначно выделяются в разрезах скважин при каротаже. На картах трансформаций гравиметрического поля отложения свиты выделяются локальными отрицательными аномалиями.

Пагинская свита ($D_{1-2} pg$) характеризует центральный тип разреза среднего девона в Лемвинской зоне. Развита в тектонических клиньях по правому берегу р. Лемва выше устья р. Хайма, в Грубеинском эрозионно-тектоническом окне, по рч. Вора-вож и р. Харута. Сложена черными кварцевыми песчаниками (по которым отложения свиты легко узнаваемы), серыми алевролитами с обильным растительным детритом; отмечаются прослои известковистых песчаников и алевроли-

тов, глинистых и глинисто-кремнистых сланцев, пласты глинистых известняков. В пачках алевролитов и сланцев встречаются кремнисто-глинисто-карбонатные конкреционные выделения.

Кварцевые песчаники и алевролиты под микроскопом характеризуются псаммитовой, алевропсаммитовой и алевроитовой структурой. Однородной, реже слоистой текстурой. Кластический материал (70-95%) представлен полуокатанными обломками кварца, редко обломками микрокварцитов, кремнистых сланцев, циркона, турмалина, полевых шпатов и др. В единичных случаях в составе обломков присутствует мшанково-брахиоподовый и растительный детрит, фосфатное вещество. Цемент поровый или пленочно-поровый глинистый, реже - регенерационный кварцевый или базальный, карбонатный. Глинистые и алевроглинистые сланцы характеризуются бластопелитовой и бласто-алевропелитовой структурой. Глинистое вещество (93-95%) сложено смесью микрочешуйчатых агрегатов гидрослюда и хлорита; присутствуют карбонат (1-3%), кремнистое вещество (до 1%), гидроокислы железа (1-2%), алевроитовая примесь (до 5%), фосфатное вещество. Глинисто-карбонатные конкрециты развиты среди сланцев и алевролитов в виде линзочек и линзовидных прослоев. Состоят из сидерита - 55%, глинистого вещества - 35%, гидроокиси железа - 10%, алевроитовой примеси - доли %. Известняки серые, линзовиднослоистые, участками глинистые. Состоят из мелкого раковинного детрита (70%) разной степени окатанности, на фоне которого выделяются обломки тентакулитов. Цемент микрозернистый кальцитовый.

Геохимические параметры распределения элементов-примесей в терригенных породах близки к кларковым с отдельными аномалиями ванадия (до 0,05%) и хрома (до 0,02%), приуроченными к алевросланцам с обильным растительным детритом. Прослои известковистых песчаников и известняков иногда дают аномалии по марганцу (до 0,5%). Отложения пагинской свиты в более северных районах Лемвинской СФЗ содержат промышленное баритовое оруденение гидротермально-осадочного типа. Петрофизические свойства представлены в прил.12.

Нижний возрастной предел обусловлен залеганием свиты на раннеэмских известняках верхов харотской свиты. Из средней части определены конодонты *Polygnathus serotinus* Telf., *Po. linguiformis linguiformis* Hinde позднеэмско-раннеэйфельского возраста, а также эйфельские - *Po. eiflii* Bisch. et Zieg. [191]. Верхняя граница проводится по подошве черных фтанитов няньворгинской свиты и предположительно соответствует уровню подошвы саргаевского гоизонта по аналогии с центральной частью Лемвинской СФЗ. При этом отметим, что на площади наблюдались только тектонические взаимоотношения с вышележащими образованиями. Мощность пагинской свиты колеблется в пределах 90-340 м.

Няньворгинская свита (D_2-C_{1nv}) закартирована в составе Хайминского покрова (рч. Кыншор, р. Харута и др.) и восточной части Верхнелемвинского паравтохтона (район г. Лысая и р. Хайма) в тектонических клиньях с разрозненными обрывками разрезов. Так, на левом берегу

р. Хайма свита представлена пачкой серых, голубовато-серых и черных полосчатых радиоляриевых фтанитов, содержащих позднедевонские конодонты, в частности *Palmatolepis ex gr. glabra* Ulrich et Bass. [48]. Стратиграфически выше залегает пачка черных кремнистых сланцев и массивных кремней с прослоями серых обломочно-детритовых известняков с кремнями и серых аргиллитов. Известняки представляют собой карбонатный грейнстоун с микритовым цементом, слабо доломитизированы. Большая часть обломков - перекристаллизованный органический детрит. В известняках определены конодонты лютвицкого горизонта *Palmatolepis gracilis* Brans. et Mehl, *Pseudopolygnathus trigonicus* Zieg., *Neopolygnathus communis* (Brans. et Mehl), *Bispathodus stabilis* (Brans. et Mehl) [48]. Турнейская часть разреза представлена монотонной толщей черных толстоплитчатых неяснополосчатых фтанитов и наблюдается только в элювиальных развалах.

В разрозненных выходах по рч. Кыншор и р. Харута в кремнистых сланцах определены конодонты позднего франа *Palmatolepis gigas* Mill. et Young., *Pa. cf. subrecta* Mill. et Young. возраста, раннего фамена *Palmatolepis glabra* Ulrich et Bass., *Pa. subperlobata* Brans. et Mehl, *Pa. tenuipunctata* Sann., и др. и конодонты зоны “marginifera”: *Pa. marginifera* Helms, *Pa. perlobata schindewolfi* Mull., *Pa. distorta* Brans. et Mehl. [142]. Возраст свиты по аналогии с другими, хорошо изученными разрезами Лемвинской СФЗ принимается в интервале кыновского горизонта живецкого яруса – турнейского яруса. Средний химический состав кремнистых пород свиты и петрофизические свойства приведены в прил. 11, 12. Взаимоотношения с окружающими образованиями на площади тектонические. Мощность няньворгинской свиты оценивается в 250-300 м.

Воргаишорская свита (C₁₋₃vr) развита в пределах Хайминского покрова, обнажаясь в крайней западной его части на р. М. Надота и на крайнем его северо-востоке - по рч. Кыншор и р. Харута. Отложения свиты представлены кремнистыми и глинистыми сланцами, известняками и доломитами. Разрез р. Харута наиболее полон. В составе свиты здесь выделяется пять пачек.

Первая пачка (около 12 м) представлена переслаиванием черных углистых кремнистых и глинистых сланцев и известняков. Известняки темно-серые тонкозернистые и тонкоплитчатые, образуют прослои по несколько сантиметров. С подстилающими няньворгинскими кремнистыми сланцами пачка, повидимому, связана постепенным переходом, однако, в пределах территории граница не наблюдалась. Вторая пачка (около 22 м) весьма характерна и сложена известняками и доломитами с “поясками” и линзами кремней. Известняки темно-серые тонкокристаллические, с линзами черного крупнокристаллического кальцита (антраконита). Доломиты полосчатые, известковистые. Здесь же присутствуют доломитовые брекчии (до 3 м) и редкие маломощные прослои листоватых аргиллитов. Размер обломков в брекчиях от первых см до 20 см; цемент доломитовый. В известняках содержатся конодонты позднего визе *Gnathodus bilineatus* (Roun.), *Paragnathodus nodosus* (Bisch.), *P. commutatus* (Brans. et Mehl) и др. [142]. Третья пачка (до 6 м) сложена углисты-

ми листоватыми аргиллитами с известково-кремнисто-фосфатными конкрециями. Четвертая пачка (10-13 м) имеет ритмичное строение и образована известковистыми глинистыми алевролитами и алевролитистыми темно-серыми известняками. Пятая пачка (более 20 м) сложена зеленовато-серыми, голубовато-серыми глинистыми и кремнисто-глинистыми породами (так называемыми «массивными сланцами»). В них определены конодонты *Idiognathoides sinuatus* Harr. et Holl., *Idiognathodus* sp., *Streptognathodus* sp. и др. средне-верхнекаменноугольного возраста. [22, 142].

Таким образом, возраст воргашорской свиты в районе определяется как ранневизейско-позднекаменноугольный. Верхняя граница согласная проводится в подошве терригенных пород кечьпельской свиты. Общая мощность свиты в бассейне р. Харуты составляет около 70 м.

Несколько иной характер имеют отложения вогашорской свиты на р. Мал. Надота. Нижняя часть разреза здесь близка к харутинскому типу воргашорской свиты и представлена плитчатыми серыми доломитизированными известняками, отчасти брекчированными, с конкрециями и прослоями черных кремней [47, 85]. В средней части наблюдается переслаивание черных углисто-глинистых, зеленоватых глинисто-кремнистых сланцев с полимиктовыми алевролитами, часто известковистыми; присутствуют также песчанистые детритовые известняки в виде линзовидных прослоев. В верхней части выделяется пачка голубовато-серых плитчатых фтанитоподобных аргиллитов. Наличие полимиктового кластического материала, имеющего восточный источник сноса, указывает на переходный характер данного разреза к разрезам яйюского типа. В то же время отложения находятся в наиболее западной части Лемвинского аллохтона, нарушая нормальную зональность, что свидетельствует о значительной амплитуде надвига. По разрезу из известняков свиты собраны фораминиферы *Archaeodiscus karreri nana* Raus., *A. baschkiricus* Krest et Theod., *Endothyranopsis crassus* Brady, *Eostaffella postmosquensis* Kir., *Pseudostaffella antiqua* (Dutk.) и др. и конодонты *Idiognathodus sinuatus* Harr. et Holl., *Streptognathodus parvus* Dann., *S. aff. simplex* Gunn. *Neognathodus dilatus* Merr., *N. bassleri symmetricus* Lane. *Gondolella bella* Stauff. et Plumm., *G. merrilli* Gunn. и др., определяющие возраст в интервале от визе до верхнего карбона [47, 52]. Мощность воргашорской свиты здесь 70-120 м. Взаимоотношения с окружающими образованиями тектонические. Сведения о петрофизических свойствах пород даны в прил.12.

Яйюская свита (C_{1-3jj}) выделяется в верховьях рч. Кыншор. Представлена известковистыми полимиктовыми песчаниками, алевролитами и сланцами, ритмично чередующимися между собой. Обнаженность в целом слабая. В плане выходы свиты в виде узкого «языка» внедрены в поле развития воргашорской свиты и интерпретируются как дистальная часть восточного турбидного конуса, достигшего Западнолемвинской подзоны. На площади фаунистически не охарактеризована. Контакты с подстилающими и перекрывающими отложениями не обнажены. Возраст прини-

мается по аналогии с более северными районами Лемвинской зоны ранне- позднекаменноугольным [52]. Мощность более 1000 м.

Востоchnолемвинская подзона

Локализована в пределах Грубеинского, Верхнепарнокского и Приводораздельного покровов, входящих в состав Востоchnолемвинского пакета. По особенностям разрезов в подзоне выделяются два района: Южнолемвинский и Верхнехулгинский.

В Южнолемвинский район входят образования Грубеинского и Верхнепарнокского покровов. В основании разреза с угловым несогласием на отложениях рифея-нижнего кембрия залегает погурейская свита верхнего кембрия-нижнего ордовика, сформированная в относительно мелко-водных условиях. Выше согласно залегает грубеинская свита нижнего ордовика и харбейшорская свита нижнего-верхнего ордовика, которые несут признаки формирования в условиях зарождающегося склона. Все более поздние образования - харотская свита силура – нижнего девона, мало-надотинская свита нижнего-среднего девона и няньворгинская свиты среднего девона-турне имеют типично батинальный облик.

Верхнехулгинский район локализован в пределах Приводораздельного покрова. Его восточной границей является ГУН. Основание разреза на площади не вскрыто. Наиболее древними являются образования верхнепогурейской подсвиты. Выше линзовидно (вероятно в рифтовых долинах) залегает вулканогенная кокпельская свита нижнего ордовика и в остальной части грубеинская свита. Харбейшорская свита представлена здесь только нижней подсвитой, так как верхняя ее подсвита замещается нижней (черносланцевой) подсвитой молюдшорской свиты. Однако, ввиду малой мощности поледней, она картируется с нижнехарбейшорской подсвитой в составе единого литокомплекса. Завершает разрез вулканогенная верхнемолюдшорская подсвита среднего-верхнего ордовика. Более молодые образования в районе не установлены.

Погурейская свита распространена на территории листа Q-41-XX, протягиваясь в виде нескольких линейно вытянутых полос северо-восточного простирания. Залегает с размывом на разновозрастных интрузивных и осадочно-вулканогенных образованиях “бескорневых доуралид”. С запада на восток отмечается усиление динамометаморфизма в породах погурейской свиты, и в приводораздельной части они нередко превращены в кварц-альбит-серицит-хлоритовые сланцы. По литологическим особенностям в составе подразделения выделяются две подсвиты: нижняя - псаммито-псефитовая и верхняя - алевролитно-сланцевая.

Нижняя подсвита (Є-О_{1pg1}) присутствует почти во всех полях развития свиты от р. М. Лемва на юге до рч. Вора-вож на северо-востоке. Сложена разнообломочными пестроцветными (красными, зелеными, серыми) конгломератами, гравелитами, зеленовато-серыми песчани-

ками олигомиктового, аркозового и полимиктового состава с прослоями известковистых песчаников. В основании выделяется пачка конгломератов, которая является маркером, однако, по мощности не выдержана (от 0 до 200 м) и обычно линзовидно выклинивается. Размер обломков варьирует от галечного до валунного; сортировка плохая. Состав обломков, как правило, отвечает подстилающим образованиям (рис. 1.1). Так, в наиболее западной полосе выходов между р.р. Мал. и Бол. Хайма (участок «Вершинный») среди обломков (максимальный размер валунов 20-30 см) преобладают metabазальты нижнемолдвожской подсвиты. Цемент - гранолепидобластовый агрегат гематит-хлорит-серицитового, альбит-серицит-хлоритового состава. К западу и востоку от Лемвинского массива в составе кластической части преобладают граниты. Залегающие на гранитах конгломераты представляют собой плотные массивные породы розоватого и фиолетового цвета, внешне слабо отличимые от гранитов. Гальки и валуны хорошо видны среди аркозового цемента только на смоченной поверхности, на общем же фоне выделяются только редкие гальки пород основного и среднего состава, а также риолитов. В некоторых местах (обн. 38), на гальках сохранились белесые метаморфизованные каймы выветривания, что указывает на крайне незначительный перенос и переотложение из частично выветрелого верхнекембрийского аллювия. Аркозовые песчаники – крепкие породы розоватого, фиолетового и белого цвета, внешне похожие на граниты эндоконтакта. Под микроскопом обнаруживается blastосаммитовая структура. Состоят из кластического материала (70-96%) и цемента (5-30%). В составе обломков преобладают калиевые полевые шпаты (75-80%) и кварц (15-20%), редко встречаются плагиоклазы и циркон, окатанные обломки гранитов. Цемент поровый, по составу аналогичен обломкам. В нем нередко развиваются вторичные гранофировые сростки. Об осадочном происхождении аркозов уверенно свидетельствует наличие в них местами косой слоистости (обн. 39), иногда подчекнутой послойным распределением известковистости (обн. 38), а также общая ритмичность разреза, обусловленная чередованием пачек конгломератов и аркозов в разрезе толщи. Кое-где, например, в верховьях рч. Юнковож, конгломераты настолько рассланцованы, что очертания валунов и галек можно увидеть только на плоскостях сланцеватости. Колебания мощности базальной пачки, скорее всего, связаны с первичными неровностями палеорельефа во время ее формирования. Пестроцветная окраска пачки, слабая сортировка материала, высокая валунистость, каймы выветривания на гальках, наличие косой слоистости аллювиального типа (обн. 39) указывает на субконтинентальную обстановку формирования отложений и наличие расчлененного рельефа. Л. В. Махлаевым и И.И. Голубевой [16] конгломераты и аркозы подсвиты считаются туффизитами.

Вышезалегающая (надконгломератовая) часть разреза нижней подсвиты сложена преимущественно песчаниками кварц-полевошпатового состава. Внизу присутствуют прослои гравелитов, вверху - известковистых песчаников мощностью 0,2-0,5 м, зеленых сливных кварцитов и алевро-

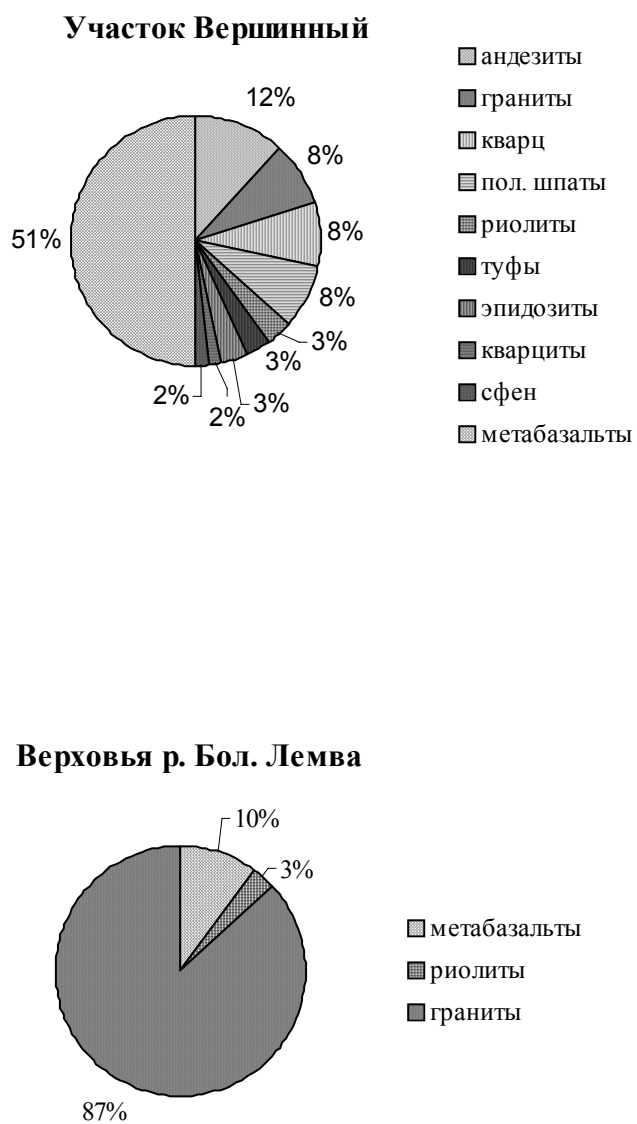


Рис. 1. Петрографический состав кластической части базальной конгломератовой пачки нижней подсвиты погурейской свиты.

литов. Строение ритмичное, в основании ритмов грубозернистые разности (до гравелитов). Переход к отложениям верхней подсвиты постепенный, граница проводится по исчезновению выдержанных пачек песчаников. Мощность подсвиты 300-500 м.

В нижней подсвите определены брахиоподы *Altorthis kinderlensis* Andr., *Alimbella* ex gr. *armata* Andr., *Apheoorthis* (?) sp., *Imbricata* sp., *Tritoechia lermontovae* (Lessn.), характерные для кидрясовского горизонта [142], цистоидеи, криноидеи: *Aristocystites* (?) sp., *Fascicrinus* cf. *foliaceus* Mil., *Pentagonocyclicus* cf. *concentricus* Yelt., акритархи *Veryhachium trisulcum* Dow., *Baltisphaeridium longispinosum* Eis. [191] и конодонты раннего тремадока *Cordylodus proavus* Mull., *Oneotodus variabilis* Lind., *Oistodus* cf. *inaqualis* Pand [142].

Верхняя подсвита (O_1pg_2) сложена алевролитами, глинистыми сланцами с прослоями зеленых серицит-хлоритовых сланцев, алевропесчаников, тонкозернистых песчаников, с редкими линзы зеленоватых известковистых песчаников. Очень характерны породы представленные тонким чередованием слоев почти белых алевропесчаников и зеленых и серых алевролитов («полосатики»). Предшественниками (за исключением [191]) подсвита рассматривалась в качестве нижней толщи грубеинской свиты [143, 174, 175]. Мощность подсвиты 450-500 м. Содержит конодонты тремадока: *Phragmodus undatus* Br. et Mehl., *Scolopodus cornuformis* Serg. [142].

Нижний контакт погурейской свиты и угловое несогласие с отложениями моллюдовской свиты описаны на р. М. Бадьяю, непосредственно за южной рамкой листа [117], залегание с размывом на гранитах Лемвинского массива наблюдается в обн. 38. В остальных случаях нижняя граница не обнажена или является тектонической. Структурное несогласие между погурейской свитой и подстилающими образованиями гораздо лучше видно в плане; базальные конгломераты залегают на различных частях разреза моллюдовской свиты, риолитах и гранитах лемвинского комплекса. Верхняя граница свиты проводится по первому появлению пачек пестроцветных алевролитов и алевропелитов грубеинской свиты, либо (на востоке) – базальтов кокпельской свиты. Общая мощность погурейской свиты 750-1000 м.

Геохимическая специализация свиты унаследована от подстилающих пород, особенно нижней подсвиты. Так, конгломераты с преобладанием галек основных эффузивов имеют повышенные концентрации Ni, Co, Ti, V, Cr; в аркозовых конгломератах меньшие количества этих элементов, но выше содержания Zr, Pb. Вверх по разрезу увеличивается количество Cu, Ni, Ba. В конгломератах отмечаются также единичные зерна золота, галенита, халькопирита, барита [191]. Сведения о петрофизических свойствах пород представлены в прил. 12.

Дешифрируемость большей площади развития погурейских отложений хорошая. Они имеют светло-серый фототон, ровный рельеф и тонкополосчатый фоторисунок, обусловленный чередованием пачек гравелитов, песчаников, алевролитов.

Палеомагнитные данные [191] свидетельствуют о том, что отложения нижней части погуреиской свиты сформировались в позднем кембрии, верхней части – в раннем ордовике, что согласуется с принятыми возрастными датировками свиты по фаунистическим данным.

Грубеинская свита (O_{1gr}) слагает значительные площади в пределах Восточнолемвинского пакета покровов. Объем свиты и ее наполнение неоднократно корректировалось и разными исследователями понимаются неоднозначно [142, 174, 175, 191]. В соответствии с Легендой.. [198] к грубеинской свите на исследуемой площади отнесены отложения, отвечающие первоначальному объему филлитовой (грубеинской) свиты К.Г. Войновского-Кригера [9]. Стратотипический район находится у слияния рек. Пр. и Лев. Грубею [142]. Строение и состав свиты довольно однообразны. Для нее характерно ритмичное переслаивание зеленых, зеленовато-серых, лиловых, вишнево-красных, серо-фиолетовых алевролитов, алевритистых глинистых сланцев и алевропесчаников. Мощность песчаных прослоев от 10-20 см до 5-10 м, при этом мощные пласты по простиранию быстро выклиниваются. Отдельные интервалы разреза (до 100 м и более) нацело сложены породами только зеленого или лилового цвета. Окраска лиловых разностей обусловлена тонкораспыленным гематитом, зеленых - повышенными содержаниями хлорита и эпидота. Породы нередко рассланцованы поперек первоначальной слоистости, параллельно кливажу осевой плоскости. На плоскостях сланцеватости повсеместно развиты примазки филлитовидных сланцев.

Верхняя граница свиты проводится по исчезновению лиловых разностей пород и появлению монотонных пачек зеленых алевропесчаников харбейшорской свиты. В Верхнехулгинском районе в грубеинскую свиту вклинивается вулканогенный разрез, относимый к кокпельской свите. Мощность грубеинской свиты оценивается в 500-800 м.

Состав зеленых алевролитов от кварцевого до кварц-полевошпатowego. Кластический материал (80-95%) полуокатанной или угловатой формы; сортировка - средняя до хорошей. Цемент поровый, базально-поровый, по составу кварц-хлоритовый или серицит-хлоритовый. Редко присутствуют эпидот, биотит, мусковит, апатит, турмалин. Лиловые алевролиты и алевритистые сланцы имеют кварц-гематит-хлоритовый состав. Гематит в виде пылевой примеси от 2 - до 15 %. Иногда в сланцах присутствует кремнистое вещество (до 30%), альбит и эпидот. Лиловые и часть зеленых разностей алевросланцев имеют аномально высокие содержания глинозема (до 21%).

Степень метаморфических изменений в целом возрастает в юго-восточном направлении, хотя и зависит от тектонической позиции блока. Так, в полосе, прилегающей к Лемвинскому массиву, под подошвами Верхнепарнокского и Приводораздельного надвигов алевролиты превращены в альбит-хлорит-кварцевые и хлорит-серицит-кварцевые парасланцы. В тоже время к востоку от

жесткого блока эффузивов кокпельской свиты протягивается полоса почти неизменных тонкослоистых алевролитов и алевропелитов.

Химический состав пород свиты и петрофизические свойства приведены в прил.11,12. Благодаря повышенной плотности отложений, западная граница свиты и соответственно, Грубеинского покрова, выделяется локальными положительными аномалиями интенсивностью 0,5-2 мГл на фоне более легких отложений юньягинской серии нижней перми, находящейся в паравтохтоне. Дешифрируемость зависит от обнаженности. В высоких предгорьях поля развития свиты выделяются мелкокрапчатым рисунком фотоизображения и белым фототонном.

Возраст грубеинской свиты принимается в интервале поздний тремадок – ранний арениг по залеганию между погурейской и харбейшорской свитами.

Кокпельская свита (O_{1kk}) развита только в Верхнехулгинском районе к востоку от Приводораздельного надвига, где образует несколько узких линзовидных полос, вытянутых в северо-восточном направлении от верховьев р. Бол. Тыкотлова до верховьев р. Грубею. Достаточно представительные разрезы наблюдаются по рч. Изъяшор, Петравож, Амбарвож и др. [167]. Сложена метабазальтами и ортосланцами с подчиненными прослоями алевролитов и серицит-хлорит-кварцевых сланцев. В метабазальтах местами отмечаются реликты подушечных и миндалекаменных текстур, секториальная и карандашная отдельность. В ряде пунктов среди подушечных метабазальтов в интерстициях развиты бордово-красные гидротермально-метасоматические яшмоиды-джаспериты. Все это указывает на формирование вулканогенной толщи в подводных условиях.

В метабазальтах нередко сохраняются реликты первичной порфировой структуры; текстуры миндалекаменные, массивные и сланцеватые. Миндалины заполнены кальцитом и эпидотом. Порфировые вкрапленники (до 1,5 мм) представлены плагиоклазом и пироксеном. Плагиоклаз альбитизирован и сосюритизирован, пироксен амфиболитизирован. Основная масса состоит из эпидот-альбит-хлоритового агрегата. Широко проявлены процессы эпидотизации. Метабазальты характеризуются значительным преобладанием натрия над калием (в среднем в 5-15 раз), сравнительно высоким содержанием щелочей (4-4,5 %) и относятся к толеитовому ряду. По химсоставу вулканогенные породы идентичны габбро-долеритам орангъюганско-лемвинского комплекса (Прил. 8). Сведения о петрофизических свойствах представлены в прил.12. Кокпельская свита выделяется повышенным уровнем гравитационного поля на фоне терригенных отложений погурейской и грубеинской свит. Дешифрируемость вулканических образований удовлетворительная.

Нижняя граница с погурейской свитой согласная, проводится по подошве первых пластов метабазальтов. Переход к грубеинской свите постепенный (рч. Изъяшор) через переслаивание метабазальтов и серо-лиловых алевросланцев. Верхняя граница проводится по кровле последних пластов метабазальтов. В целом по площади взаимоотношения с подстилающими и перекрываю-

щими образованиями носят фациальный характер; отложения кокпельской свиты, вероятно, приурочены к рифтовым долинам (или вулканическим хребтам) в пределах континентального склона, за пределами которых происходило накопление только склоновых терригенных осадков. Мощность свиты не менее 450–700 м и местами, возможно, более.

Возраст свиты принят нижнеордовикским на основании положения в разрезе с учетом находок акритарх ордовикского облика в стратотипическом разрезе на р. Кокпела [117].

Харбейшорская свита ($O_{1-3}hb$) наиболее широко развита в западной части Восточнолемвинского пакета покровов. Ее типовые разрезы находятся на р. Лемва ниже устья р. М. Надота [191] и в районе слияния рек. Пр. и Лев. Грубею. Расчленяется на две подсвиты: нижнюю - песчано-алевролитовую зеленоцветную и верхнюю - алевролитовую сероцветную. Однако вследствие сложной складчатости и недостаточной обнаженности на карте в Южнолемвинском районе показана харбейшорская свита нерасчлененная. В то же время пределах Верхнехулгинского района присутствует только нижнехарбейшорская подсвита, так как верхняя подсвита фациально замещается черносланцевыми и вулканогенными отложениями молюдшорской свиты. По условиям картирования нижнехарбейшорская подсвита объединена здесь с черносланцевой нижнемолюдшорской подсвитой в единый картируемый литокомплекс.

Нижнехарбейшорская подсвита (350–450 м) сложена серо-зелеными песчаниками, алевропесчаниками и алевролитами, дробно переслаивающимися с равными по мощности прослоями алевритистых сланцев. Количество песчаников изменяется по простиранию и местами толща состоит в основном из алевролитов. По текстурным особенностям выделяются массивные разновидности, напоминающие алеврокварциты и линзовидно-полосчатые, в которых чередуются песчаные (алевролитовые) и алевроглинистые слойки. Под микроскопом песчаники и алевролиты характеризуются бластопсаммитовой и бластоалевритовой структурой, кварц-полевошпатовым составом [191]. Кластический материал составляет 75–85% (из них 60–65% - полевые шпаты), встречаются единичные полуокатанные обломки апатита и лейкоксена. Цемент нередко перекристаллизован в лепидогранобластовый агрегат кварц-серицит-эпидот-хлоритового состава.

Начало формирования харбейшорской свиты предположительно параллелизуется с началом саледской трансгрессии на шельфе в середине аренига, вследствие которой железо в закисной форме перестало поступать в пределы континентального склона. Этому не противоречат находки в ее разрезе дендроидных граптолитов *Didymograptus* sp. на р. Грубею [33]. Переход к верхней подсвите Южнолемвинском районе постепенный, граница проводится по появлению сероцветных разновидностей алевролитов. В Верхнехулгинском районе верхняя граница с молюдшорской свитой также согласная и проводится по подошве первых пачек углисто-кремнистых сланцев.

Верхнехарбейшорская подсвита (350-450 м) развита только в Южнолемвинском районе. Сложена зелено-серыми и темно-серыми до черных алевролитами и алевроитистыми кремнисто-глинистыми сланцами [191]. Имеет значительное сходство с пачешорской подсвитой качамылькской свиты, но не содержит линзочек известняков. Лишь в районе Парнокского месторождения в ее разрезе отмечены единичные линзы алевроитистых петельчатых известняков. В верхней части отмечаются прослои (до 1,5 м) серо-голубых пиритизированных аргиллитов. Темно-серые разности отличаются массивной текстурой, для зелено-серых - обычны микрослоистые линзовидно-полосчатые текстуры, обусловленные неравномерным распределением алевроитового материала.

Под микроскопом кремнисто-глинистые, алевроитистые глинисто-кремнистые и кремнисто-глинистые сланцы имеют бластоалевропелитовую структуру, сланцеватую и слоистую текстуру. Алевроитовая примесь (5-25%) представлена полуокатанными обломками кварца при подчиненном количестве полевых шпатов. Кремнистое вещество (10-55%) образовано криптозернистым кварцем, нередко по остаткам радиолярий. Глинистое вещество (20-80%) представлено гидрослюдой и хлоритом с примесью серицита и биотита. Для темно-серых разностей обычно присутствие углистого вещества. Нередки фосфатные образования овальной и палочковидной формы, иногда отмечаются фосфатные прослои (2-4 мм) с кремнистым веществом и остатками радиолярий [191].

Химический состав алевролитов свидетельствует о преобладании кварцевой кластики; содержание $C_{орг}$ достигает 0,36 %. Петрофизические свойства представлены в прил.12. В гравитационном поле харбейшорские отложения объединяются с грубеинской свитой в составе единого комплекса и выражены локальными положительными аномалиями на фоне более легких пород паравтохтона. Органических остатков, за исключением неопределимых радиолярий и ордовикских акритархов [191], в верхней подсвите не обнаружено. В связи с постоянной ее ассоциацией с низами харотской свиты и сходством с качамылькской свитой, возраст подсвиты рассматривается как средне-позднеордовикский. Взаимоотношения с перекрывающими отложениями харотской свиты, как правило, тектонические. Однако, первоначально они являлись нормальными стратиграфическими, так как именно к контакту с харбейшорской свитой приурочены самые низы харотской свиты [191]. Мощность харбейшорской свиты в Южнолемвинском районе - 700-900 м.

Нижнехарбейшорская и нижнемоллюшорская подсвиты объединенные ($O_1hb_1 + O_2m\check{s}_1$) закартированы совместно в восточной части Верхнехулгинского района ввиду тесной ассоциации и недостаточной мощности. Описаны по ручьям Молоньявож и Грубевож [167].

Нижнехарбейшорская подсвита в районе сходна по облику и составу с охарактеризованной выше для Южнолемвинского района, отличаясь лишь меньшей мощностью (250-300 м) и менее значительной ролью песчаников.

Нижнемоллюдовожская подсвета (250-300 м) является более глубоководным фациальным аналогом верхнехарбейшорской подсветы. Согласно залегает на зеленоцветных алевролитах нижнехарбейшорской подсветы. Сложена – глинисто-кремнистыми, кремнистыми сланцами и фтанидами с подчиненным количеством маломощных прослоев туфов среднего - основного состава. Сланцы - черные, темно-серо-зеленые, темно-серые твердые, иногда хрупкие, полосчатые. Представляют собой криптомикрозернистый кремнистый агрегат, в котором неравномерно распределено глинистое и углистое вещество. Глинистое вещество перекристаллизовано в микрочешуйчатый агрегат серицита и хлорита; углистое вещество образует скопления по плоскостям наложения, либо присутствует в виде пылевой примеси. Отмечаются прослои туфосланцев мощностью до 2 мм, содержащих обломки (0,02-0,1 мм) раскристаллизованного стекла. Органических остатков в подсвете, за исключением радиально-лучистых проблематик, не встречено. Среднеордовикский возраст принимается по аналогии с северными районами Лемвинской зоны. Контакт с верхнемоллюдовожской подсветой выражается в резком увеличении объема эффузивных пород, но чаще всего он тектонический. Мощность подразделения 500-600 м.

Верхнемоллюшорская подсвета ($O_{2-3} m\check{s}_2$) развита в самой восточной части Верхнехулгинского района, в полосе, прилегающей к ГУНу. Сложена кристаллолитокластическими туфами основного и среднего состава, ортосланцами, кластолавами базальтов и андезибазальтов. В подчиненном количестве присутствуют углисто-кремнистые и кремнистые сланцы. Туфы и метатуфы представляют собой темно-зеленовато-серые массивные и слабо рассланцованные мелкозернистые породы. Под микроскопом обнаруживают кристаллолитокластическую структуру. На 75-85% состоят из пирокластического материала- обломков (размером 0,2-3мм) базальтов или андезитов, зерен пироксена, амфибола и плагиоклаза и на 15-25% из цементирующей массы эпидот-хлоритового состава. Ортосланцы - породы зеленовато-серого цвета с линзовиднополосчатой текстурой и лепидонематогранобластовой (с реликтами порфировой) структурой. Представляют собой агрегат (карбонат)-хлорит-амфибол-эпидот-альбитового состава, на фоне которого отмечаются более крупные (0,3-1 мм) катаклазированные зерна альбита.

Основные и средние породы подсветы несколько недосыщены кремнеземом, имеют повышенную щелочность и резкое преобладание натрия над калием (прил.8). Сведения о петрофизических свойствах пород моллюшорской свиты представлены в прил.12.

Возраст подсветы принят в интервале среднего-позднего ордовика ввиду находки в прослое кремнистых сланцев на рч. Грубевож ордовикских конодонтов *Drepanodus* sp. [199].

Перекрывающие отложения не наблюдались. На верхнемоллюшорскую подсвету по линии ГУН надвинуты интенсивно тектонизированные образования войкарско-кемпирсайского комплекса тектонитов. Мощность верхнемоллюшорской подсветы составляет более 450 м.

Малонадотинская и няньворгинская и свиты объединенные ($D_{1-2}mn + D_2-C_1nv$) картируются совместно в пределах Южнолемвинского района вследствие малой мощности первой. Все известные выходы обеих свит развиты в бассейне р. М. Надота.

Малонадотинская свита (более 40 м) характеризует наиболее глубоководный, или фоновый (относительно турбидной пагинской свиты), аргиллит-кремнистый разрез нижнего – среднего девона в Лемвинской зоне. Сложена чередованием пачек по 1,5-3,0 м грязно-зелено-серых ("табачных") кварцевых алевролитов (иногда с линзами алевропесчаников), голубовато-серых глинистых сланцев и аргиллитов, кремнистых (радиоляриевых) аргиллитов, глинисто-карбонатных конкрециидов. Обнажена фрагментарно в небольших тектонических клиньях.

Алевролиты, алевропесчаники под микроскопом характеризуются слоистой или пятнистой текстурой, алевроитовой или псаммоалевроитовой структурой. Кластический материал составляет 80-90 %; представлен кварцем (90-100 %), редкими зернами полевого шпата, сфена, циркона, рутила. Цемент глинистый, глинисто-карбонатный, порового типа. Присутствует растительный детрит. Глинистые сланцы и аргиллиты представлены тонкослоистыми и плитчатыми разностями. На поверхностях сланцеватости отмечаются трубочки тентакулитов. Под микроскопом породы представляют собой пелитовый агрегат гидрослюд и хлорита с примесью каолиноподобного вещества; размеры минеральных частичек 0,007 мм и менее. Глинисто-карбонатные конкрецииды образуют единичные прослои, состоят из карбоната (60%), представленного доломитом и железистым кальцитом, глинистого вещества (30-40 %) такого же, как в аргиллитах. В глинистых сланцах присутствуют остатки радиолярий и найдены эмские конодонты: *Polygnathus linguiformis linguiformis* Hinde, *Pandorinellina steinhornensis steinhornensis* (Zieg.) [191].

С подстилающими отложениями харотской свиты контакт тектонизирован. Верхняя граница с няньворгинской свитой везде тектоническая, с выпадением пограничных слоев, что затрудняет определение ее верхнего предела, который условно принимается живетским.

Няньворгинская свита в Южнолемвинском районе сложена монотонным чередованием кремнистых, кремнисто-глинистых, углито-кремнистых сланцев, разноцветных плитчатых кремней и фтанитов. Легко узнается по пестрой окраске пород. Выделяется несколько пачек, хорошо сопоставляющихся с типичными разрезами свиты в других районах Лемвинской СФЗ [191] (снизу вверх): черных фтанитов (10м), пестроцветная фтанитовая (30-40м), черносланцевая (25-30 м), сероцветная фтанитовая (50-70 м), "яшмоидная" (60-100 м). Последняя является характерной для свиты и представлена дробным переслаиванием зеленых, голубых, серых, бордовых, сургучных ленточных силицитов с многочисленными радиоляриями и конодонтами верхнего фамена.

Обильные комплексы конодонтов из разреза на р. М. Надота подтверждают возраст няньворгинской свиты в пределах франского и фаменского ярусов [47, 191]. В их составе: *Palmatolepis*

proversa Zieg., *Pa. subrecta* (Mill. et Young.), *Pa. regularis* Coop., *Pa. glabra glabra* Ullr. et Bass., *Pa. marginifera* Helms, *Pa. perlobata schindevolfi* Mull. и др. Присутствие верхней (турнейской) части на площади не доказано. Перекрывающие отложения на территории отсутствуют. Мощность более 300 м. Общая мощность няньвогинской и малонадотинской свит объединенных – 340 -380 м.

Пермская система.

В пределах территории листов для пермского периода выделяются две структурно-формационные зоны: Предуральская и Лемвинская [199]. Предуральская СФЗ отвечает Предуральскому краевому прогибу, формирование которого началось в ранней перми на месте бывшего карбонатного шельфа Бельско-Елецкой СФЗ. Лемвинская СФЗ унаследована от предыдущего этапа и в пермское время отвечает остаточному флишевому трогу, сформировавшемуся на месте глубокого шельфа и континентального склона допермской пассивной окраины Восточно-Европейского палеоконтинента.

К Предуральской СФЗ на территории листов относятся все поля развития пермских отложений от западной рамки площади до границы Лемвинского аллохтона и Верхнелемвинского паравтохтона на востоке. Кроме того, образования зоны прослеживаются по сейсмическим данным дальше к востоку под Лемвинским аллохтоном до внешней границы перекрытого им силурийско-каменноугольного барьерного рифа [127]. Разрез Предуральской СФЗ начинается депрессионными конденсированными осадками сизымской свиты, которые выше сменяются нижней (морской) молассой, образованной гусиной, бельковской и талатинской свитами, традиционно объединяемыми вместе с сизымской свитой в юньягинскую серию. Вышележащие отложения рассматриваются в качестве субконтинентальной угленосно-терригенной молассы и состоят из кожмрудницкой и интинской свит, сопоставляемых с воркутской серией, и сейдинской свиты печорской серии.

Образования Лемвинской СФЗ развиты в Верхнелемвинском паравтохтоне и Хайминском покрове Лемвинского аллохтона и представлены кечпельской свитой позднекаменноугольно-раннепермского возраста.

Юньягинская серия широко распространена в северной части листа Q-41-XIX. Расчленяется на сизымскую, гусиную, бельковскую и талатинскую свиты.

Сизымская свита (P_{1sz}) протягивается узкой полосой, окаймляя выходы каменноугольных пород. Показана на карте с некоторым преувеличением ширины вследствие ее важного маркирующего значения. Хорошие разрезы в западной части территории известны по левым притокам р. Черная, в частности, на рч. Седзель; на востоке полный разрез описан по р. Тангепче. Свита сложена чередующимися серыми волнистослоистыми глинистыми известняками и желто-зелеными сыпучими мергелями с прослоями серо-зеленых известковых алевролитов. Количество

и мощность последних увеличиваются вверх по разрезу, там же появляются пачки аргиллитов. В верхней части разреза преобладают аргиллиты и алевролиты. В шлифах глинистые известняки и мергели представляют собой вакстоуны с микритовой основной массой и редким органическим детритом (обломки криноидей, мшанок, гастропод, аммоноидей и мелких фораминифер).

На р. Тангепче (обн.12) мергели нижней части свиты залегают с карманами размыва на позднемосковских известняках кремнисто-известняковой толщи; на рч. Седзель (обн. 13) и других притоках р. Черная - на фаунистически охарактеризованных известняках верхнего карбона [85]. Таким образом, в пределах территории листа очевидно трансгрессивное налегание сизымской свиты на различные горизонты среднего-верхнего карбона. При этом максимальный предсизымский размыв наблюдается на востоке, на внешней бровке мелкого шельфа, что хорошо согласуется с данными по более северным районам. Мощность сизымской свиты от 12,5 м на востоке (р. Тангепче) до 30-40 м в бассейне р. Черная [85].

В основании свиты на р. Тангепче (в 80 см от нижнего контакта) собраны нижеассельские аммоноидеи (определения М.Ф. Богословской) *Neopronorites rotundus* (Max), *Eoasianites subhanieli* Ruzh., *Neoglyphyrites aff. sarrus* (Max) и конодонты: *Neogondolella aff. bisselli* (Clark et Behnk), *N. dentiseparata* Chern. et Resh., *Streptognathodus elongates* Gunn. и др.[199]; по всему разрезу распространены нижепермские фораминиферы *Nodosaria elabugae* Tscherd, *N. cf. netchajevi* Tscherd., *N. cf. mirabilis* Lip., *N. cf. parva* Lip., *N. cf. longissima* Lip. и др.[191, 199]. Таким образом, нижний возрастной предел свиты на территории листов не ниже ассельского яруса, в отличие от более южных районов, где он датируется поздней гжелью [45]. Верхняя граница проводится по кровле последнего мергелистого прослоя и совпадает с кровлей тастубского горизонта [45]. Не исключено скольжение верхней границы с юга на север до подошвы артинского яруса.

Гусиная свита (P_{1gs}) закартирована как самостоятельное подразделение в районе Интинского угольного месторождения и вдоль долин рек. Б. Инта и Черная. На остальной части из-за закрытости водоразделов объединяется с бельковской и талатинской свитами. Соответствует косьинской свите схемы А.П. Ротая [49]. В нижней части сложена алевролитовыми аргиллитами темно-серого цвета, переслаивающимися с алевролитами и песчаниками; включает редкие линзовидные прослои глинистых органически-детритовых известняков. Верхняя часть свиты преимущественно алевролитопесчаниковая, представлена ритмичным переслаиванием мелко-среднезернистых песчаников (33,2 %), алевролитов (61,5%) и прослоев алевролитовых аргиллитов (5,3%) [132].

Песчаники полимиктовые известковистые, зеленовато-серого и серого цвета, плотные иногда с мелкой плоской галькой аргиллитов и алевролитов. Мощность слоев колеблется от 0,2 до 15, иногда до 28 м. Под микроскопом песчаники имеют псаммитовую с фрагментами алевролитовой структуру и состоят из угловатых обломков кварца, полевого шпата, мусковита, биотита, хлорита,

амфибола, и др. В большом количестве содержатся обломки пород: силицитов, аргиллитов, реже кварцитов, эффузивов, известняков. Цемент часто смешанный: глинисто-гидрослюдисто-хлоритовый, глинисто-карбонатный, по типу пленочный, реже поровый и соприкосновения. Для отдельных пластов характерен обильный углефицированный растительный детрит. Алевролиты разнотернистые, тонкослоистые и однородные со скорлуповатой отдельностью. Мощность их прослоев от 0,1 до 1,5 м. Состав обломков тот же, что и в песчаниках; цемент глинистый, карбонатный, глинисто-гидрослюдистый, по типу поровый, базальный. Содержат известковистые конкреционные образования, в которых нередко заключены аммониты и ортоцератиты. Известняки микротернистые с редким органогенным детритом и значительной примесью глинистого вещества. Кластический материал представлен кварцем, кремнистыми породами, растительным шламом.

Фауна достаточно редка. На р. Нерцета найдены мшанки и раннепермские фораминиферы *Hemigordins grozdilovi* Igon., *H. longus* Grozd., *H. schilumbergeri* (How.), *Glomospira gordialis* (Jon. et Park.), *G. compressa* Lip. и др. [191]. В скважинах 8-10 к юго-востоку от Интинского угольного месторождения - артинские брахиоподы *Pteria* (?) aff. *artiensis* (Stuck), *Pseudotemncheilus posttberculatus* (Karp.), *Anthraconeilo artiensis* Stuck, *Chonetina* aff. *minima* Krot., *Ch. artiensis* Krot. и др. [132]. В опорном разрезе р. Кожим возраст гусиной (косынской) свиты датируется в пределах сакмарского (стерлитамакский горизонт) - артинского (саргинский горизонт) веков [45].

Верхняя граница с бельковской свитой проводится по исчезновению пластов песчаников. Мощность гусиной свиты в районе Интинского угольного месторождения не менее 800 м [132]; в восточной части района вероятно достигает 1200-1400 м. Последние цифры получаются исходя из положения кровли карбонатов в Большеинтинской синклинали по данным сейсмики на глубинах 3,8-4,5 км при очевидном отсутствии в ней и далее у востоку верхнепермских отложений.

Бельковская свита (P_{1bl}) закартирована как самостоятельное подразделение в районе Интинского угольного месторождения (где вскрыта разведочными скважинами [132]) и среднем течении р. Б. Инта. В остальных районах картируется совместно с гусиной и талатинской свитами. Соответствует по объему чернореченской свите А.П. Ротая [49]. Практически полностью сложена серыми, зеленовато-серыми алевролитами (78%) с редкими прослоями мелко-тонкозернистых полимиктовых песчаников (22%). Крайне редко встречаются аргиллиты. Среди алевролитов выделяются пачки с известковистыми и сидеритовыми конкрециями [85, 132].

Обломочная часть песчаников представлена кварцем, плагиоклазом, хлоритом, карбонатом, рудными минералами, силицитами, кварцитами и эффузивами. Цемент - соприкосновения и поровый, по составу глинисто-хлоритовый, глинистый, карбонатный. Алевролиты серые, тонкополосчатые за счет чередования прослоев разной степени зернистости; состав обломочного материала и цемент аналогичны таковым в песчаниках. Нередко по наслоению отмечаются растительный

шлам и детрит. На территории листа фаунистически не охарактеризована. Под микроскопом отмечаются спикулы кремневых губок, радиолярии, остракоды. Из флоры встречаются обрывки листьев кордаитов. Возраст свиты дискусионен: либо артинско-кунгурский [45], либо только артинский [27, 85, 166]. В данной работе принят последний вариант.

Верхняя граница проводится по подошве первых мощных пластов полимиктовых песчаников талатинской свиты. Мощность бельковской свиты 750-800 м.

Талатинская свита (P_{1tl}) закартирована только в районе Интинского угольного месторождения. На остальной части территории из-за плохой обнаженности объединена с гусиной и бельковской свитами. Сложена песчаниками (21%), переслаивающимися с пачками алевролитов (77%) и аргиллитов (2%). В резко подчиненном количестве присутствуют песчаные известняки.

Песчаники полимиктовые, часто известковистые, от тонкозернистых до среднезернистых, массивные, толстоплитчатые с растительным шламом и детритом по плоскостям напластования. Мощность слоев 0,6-0,8 м. Присутствуют линзы и конкреции терригенно-карбонатного состава. Алевролиты зеленовато-серые и серые, разномзернистые, тонко- и неяснослоистые, с мелкой скорлуповатой отдельностью; мощность прослоев 0,05-0,8 м. Под микроскопом состав песчаников и алевролитов сходен с аналогичными гусиной и бельковской свит. Аргиллиты зеленовато-серые, неяснослоистые; мощность до 0,3 м. Состоят из пелитоморфного глинистого вещества с редкими зернами кварца, полевого шпата, чешуйками хлорита и биотита. Известняки песчаные, органогенно-обломочные, с содержанием нерастворимого глинисто-песчаного остатка до 17%.

Отдельные слои разреза содержат большое количество фауны. Так во фрагментах разреза на рч. Угольный присутствуют прослои ракушняковых известняков, переполненных брахиоподами, кораллами, мшанками, гастроподами и криноидеями. Здесь определены брахиоподы *Anemonaria* ex gr. *pseudohorrida* (Wim), *Anidanthus* sp., *Spiriferella* ex gr. *saranae* (Vern.), *S.* cf. *draschei* (Toul.), *Streptorhynchus* sp., характерные для второй половины артинско-кунгурского яруса [199]. В скважине 7 на границе с кожмрудницкой свитой встречены *Wilkingia* ? ex gr. *komiensis* (Masl.) и *Anthraconeilo* cf. *coelata* Demb [132]. Возраст свиты дискусионен. В опорном разрезе р. Кожим, где она выделена согласно схеме А.П. Ротая [49] как кожмская свита, ее возраст принят в объеме иренского горизонта кунгурского яруса [45]. Согласно другим представлениям [166, 198] она отвечает саранинскому горизонту кунгурского яруса. Этот вариант и принят в данной работе.

Верхняя граница свиты и, соответственно, юньягинской серии проводится по подошве первых слоев с пресноводными пелециподами кожмрудницкой свиты. Мощность 360-400 м.

Гусиная, бельковская и талатинская свиты нерасчлененные (P_{1gs-tl}) показаны на всей остальной части развития нижнепермских отложений. Талатинская свита в изученных разрезах не обнажается, однако ее присутствие в ядре Большеинтинской синклинали весьма вероятно, исходя

из мощностей развитых здесь нижнепермских отложений по данным сейсморазведки, а в ядре Верхнеанкудинской синклинали она уверенно предполагается в виду наличия залегающей выше кожимрудницкой свиты. Мощность нерасчлененного литокомплекса составляет 2000-2400 м.

Кожимрудницкая свита (P_{1-2kr}) слагает юго-восточное крыло Интинской синклинали, ядра Кожимской и Кожимрудницкой синклиналей. Кроме того, отложения свиты по геофизическим данным предполагаются в ядре Верхнеанкудинской синклинали. Выделена вместо картировавшейся ранее в районе лекворкутской свиты из-за различий в характере угленосности при сходстве терригенной части разреза. Отличается отчетливым циклическим чередованием прибрежных (континентальных и лагунных) и морских фаций. Сложена песчаниками (40%), алевролитами (47%), аргиллитами (12%), пропластками угля и углистых аргиллитов (1%) [37]. Присутствуют также конкреционные прослои и линзы терригенно-карбонатного состава.

Песчаники зеленовато-серые, мелко- и среднезернистые, массивные и тонкослоистые, часто известковистые. По составу относятся к группе кварц-полевошпатовых граувакк, в обломочной части которых преобладают (до 80%) обломки основных, средних и кислых вулканитов, а также силицитов; полевые шпаты составляют 10-20%, кварц 7-15% [37]. Акцессорные минералы: лейкоксен и магнетит, мусковит и измененный биотит. Цемент глинисто-карбонатный, кальцитовый пойкиллитовый, глинистый поровый и хлорит-сметитовый пленочный. Алевролиты глинистые и известковистые, светло- и темно-серые, иногда буро-ржавые щебенчатые и комковатые. Как и песчаники, характеризуются полимиктовым составом и глинисто-карбонатным цементом. Аргиллиты темно-серые, иногда пестроцветные и бурые, тонкослоистые и щебенчатые, обычно содержат примесь карбонатного материала. В некоторых прослоях отмечаются комковатые текстуры. Глинистая фракция представлена полиминеральной ассоциацией с преобладанием хлорита, смектита, и гидрослюды. Терригенно-карбонатные линзы и конкреции по составу аналогичны таковым в талатинской свите, кроме того, здесь присутствуют конкреции кальцит-анкеритового состава. Уголь мягкий (мощность прослоев 4 - 7 см), переходящий в черный углистый аргиллит.

Из фауны на территории листа в основании разреза определены морские двустворки *Amphicoilum biloba* (Pog.) [132], в верхних слоях обнаружены солоноватоводные двустворки *Nuculopsis salebrosus* (Demb.), *Modiolus ellipticus* Cus. et Pog., *M. netshajevi* Lub. et Lob., в опорной скв. 6 выделены палинокомплексы уфимского возраста с *Kraeuselisporites vulgaris* (Naum. et War.), *K. pogorevitchi* Virb., *Granizonospora granifera* (Lub.), *Crucisaccites ornatus* (Samoil.), *Perulatisporites strumulosus* Virb. и др. [23]. Возраст свиты остается дискуссионным. Ряд исследователей [23, 45] коррелируют ее с соликамским горизонтом уфимского яруса. Другие [166] считают, что, по аналогии с лекворкутской свитой, она отвечает кунгурскому ярусу и нижней части соликамского горизонта уфимского яруса. Авторы отдают предпочтение последней точке зрения.

Верхняя граница кожмрудницкой свиты проводится по кровле последнего горизонта с морской фауной, который на Интинском месторождении обычно залегает в 5-20 м ниже угольного пласта №1. Мощность свиты в районе Интинского месторождения 650-685 м.

Интинская свита развита только на крыльях одноименной синклинали, где вскрыта многочисленными разведочными скважинами и шахтными выработками; является промышленно угленосной. В качестве опорного рассматривается разрез скв. 6, пробуренный с полным отбором керна. Свита сложена континентальными отложениями: циклически переслаивающимися гравелитами, песчаниками, алевролитами, аргиллитами, углями и углистыми аргиллитами [33]. Содержит 11 рабочих угольных пластов. По угленасыщенности разреза интинская свита в районе Интинского месторождения расчленяется на 4 пакета со сквозной нумерацией, которые сгруппированы по два в верхнюю и нижнюю подсвиты для корреляции с другими районами. Петрографическая характеристика, общая для пород интинской свиты, будет приведена ниже.

Нижнеинтинская подсвита. Нижняя пачка. Пакет 1 ($P_{2in_1}^1$) представлен переслаивающимися зеленовато-серыми песчаниками (48,3%), алевролитами (16%), аргиллитами (26%), пластами и пропластками углей (8,3%) и углистого аргиллита (0,8%). Содержит пять рабочих угольных пластов мощностью 1,2-1,9 м. Конкреционный комплекс в основном состоит из известково-анкеритовых разностей. Известковистость пород зависит от гранулометрического состава. Растительные остатки встречаются сравнительно редко; представлены каламитами (которые преобладают), кордаитами, папоротниками и семенами. Определены *Vorcutannularia plicata* (Pog.) Neub. Из фауны присутствуют редкие неморские двустворки *Antraconauta* aff. *subacuta* Pog., *A. adzvaensis* Kanev, *Intaella trapezoidalis* (Krot.), лингулы *Lingula orientalis* Gor., *L. hyperborea* Ifan. [37]. Горизонт с лингулами установлен во всех разрезах нижней пачки Интинского месторождения. Верхняя граница проводится по кровле угольного пласта № 5. Мощность пакета 160 м.

Нижнеинтинская подсвита. Верхняя пачка. Пакет 2 ($P_{2in_1}^2$) характеризуется следующими количественными соотношениями гранулометрических разностей пород: гравелиты - 12,6 %, песчаники - 57 %, алевролиты - 8,8 %, аргиллиты - 17,6 %, угли и углистые аргиллиты - 4 % [37]. Последние представлены большей частью пропластками. Пакет содержит два рабочих угольных пласта, мощностью 1,3 и 1,7 м. В отличие от нижней пачки здесь нет аргиллитов с лингулами. Конкреционный комплекс пачки характеризуется известково-железистым составом; преобладают известково-анкеритовые конкреции [37]. Из флоры установлены руководящие формы *Samaropsis vorcutana* Tschirk., *Viatscheslavia* sp. и др. В единичных экземплярах - *Vorcutannularia plicata* (Pog.) Neub [37]. Фауна исключительно пресноводная – антракозиды, но характерных форм не выявлено. Верхняя граница пачки проходит в кровле угольного пласта № 7. Мощность пакета 200-210 м.

Верхнеинтинская подсвита. Нижняя пачка. Пакет 3 ($P_{2in_2}^1$) отличается большей угленасыщенностью; содержит четыре рабочих угольных пласта, мощностью от 1,2 до 3,3 м, имеющих промышленное значение. Состоит из песчаников (59%), алевролитов (24%), аргиллитов (9%), углей и углистых аргиллитов (8%). В пакете встречаются все перечисленные в пачках нижней подсвиты литологические типы отложений. Песчаники известковистые; в мощных слоях наибольшая известковистость наблюдается в кровле и подошве слоя. В составе конкреций резко преобладают известково-анкеритовые и известково-сидеритовые разности. Характеризуется определенным преобладанием отпечатков кордаитов и каламитов, реже - папоротники и семена. Фаунистические остатки многочисленны. Пресноводные пелециподы представлены характерными видами *Palaeomutella grata* Kanev, *Khosedella alta* (Pog.), *Kh. subconcentrica* (Krot.), *Concinella insueta* Kanev, *Neoantraconaia vorcutica* (Pog.) и др. [37, 60], образующими интервалами массовые скопления. Верхняя граница пакета проходит в кровле угольного пласта № 11. Мощность пакета 100-102 м.

Верхнеинтинская подсвита. Верхняя пачка. Пакет 4 ($P_{2in_2}^2$) сложена песчаниками (57,5 %), алевролитами (7,7 %), аргиллитами (31,5%), маломощными пропластками угля и углистого аргиллита (3,3 %). Характер известковистости пород тот же, что и в нижней пачке. Состав конкреций заметно не изменен, кроме массовых скоплений сферолитов сидерита на отдельных участках. Растительные остатки приурочены к сероцветным глинистым породам. Часто встречаются кордаиты, каламиты, иногда папоротники. Отсюда определены *Samaropsis elegans* (Dom.) Neub., *S. postfrigida* Dombr. и др. В зеленых, пестроцветных аргиллитах, алевролитах и песчаниках растительные остатки отсутствуют. Из фауны отмечаются пелециподы *Neoantraconaia vorcutica* (Pog.), *Palaeomutella voinovae* (Kanev), *P. starobogatovi* Kanev, *Antraconaia angusta* Kanev [23, 60], остракоды и остатки рыб [37]. Мощность пакета 135-145 м.

Литолого-петрографическая характеристика пород интинской свиты следующая.

Песчаники полимиктовые зеленовато-серые, серые, мелко-среднезернистые, в верхах разреза песчанистых гравелитов. Нередко вмещают разнообразные по форме и размерам конкреции железисто-карбонатного состава, достигающие 1 м в диаметре. Мощность слоев песчаников от 3 до 30 м. Минеральные обломки представлены кварцем, плагиоклазом, хлоритом, слюдой, реже - амфиболом, гранатом, халцедоном, рудными минералами; обломки горных пород (40-70 %) - силицитами, эффузивами и кварцитами. Размер обломков 0,1-0,5 мм, окатанность различная. Цемент смешанный - хлорито-гидрослюдистый и глинисто-карбонатный, поровый или базальный. Алевролиты представлены всеми разновидностями от тонко- до крупнозернистых. Чаще они массивные, со скорлуповатой отдельностью, реже тонкослоистые. Цвет серый, серо-зеленый, темно-серый. В алевролитах обычны известковистые и песчано-известковистые конкреции. Мощность слоев 1-25 м. Состав кластического материала тот же, что и у песчаников. Цемент глинисто-

гидрослюдисто-хлоритовый, слюдисто-кремнистый, глинисто-карбонатный. Тип - поровый, базальный, пленочный. Аргиллиты темно-серые, плотные, неслоистые, реже тонкослоистые, встречаются вблизи угольных пластов. Угли месторождения гумусовые, от блестящих до матовых, довольно однородные по петрографическому составу. Состоят из чистого угля (85-88 %) и минеральных примесей (12-15 %). В органической массе углей преобладает витринит (81-86 %), присутствуют инертинит (11-15%), семивитринит (2-3%) и липтинит (1-2%). Из минеральных примесей характерны глинистое вещество (9-12%), пирит (1-2 %), кварц (1-2 %), карбонаты (0-1 %) [37].

По совокупности палеонтологических остатков интинская свита имеет уфимский возраст. Ее отложения соответствуют соликамскому (без низов) и нижней части шешминского горизонтов [60, 166]. По другим данным [23] она охватывает весь шешминский горизонт.

Верхняя граница проводится в подошве мощных пачек грубозернистых песчаников и гравелитов сейдинской свиты. Общая мощность интинской свиты 520-550 м.

Печорская серия. Сейдинская свита (P_{2sd}) слагает ядро Интинской синклинали, где вскрыта многочисленными разведочными скважинами. Сложена песчано-алевро-глинистыми породами с прослоями гравелитов и углей. В основании залегает пачка гравелитов, сменяющихся кверху крупнозернистыми песчаниками. Выше разрез состоит из чередования песчано-глинистых и песчаниковых пачек с прослоями и линзами гравелитов, тонкими пропластками и пластами углей и углистых аргиллитов. отношение основных литологических разностей следующее: песчаники и гравелиты - 32, 8%, алевролиты - 13, 5%, аргиллиты 47,7% [37]. В более высоких горизонтах преобладают песчаники. Характерна зеленая и пестрая окраска пород. Петрографический состав основных разностей аналогичен таковому в кожимрудницкой и интинской свитах. Конкреции известковистого и сидеритового состава. Угленосность распределена неравномерно. Наиболее высока в средней части вскрытого разреза, в нижней и верхних частях - низкая. Пласты и пропластки угля по площади выклиниваются или переходят в углистые аргиллиты.

Палеонтологические остатки редки и представлены пресноводными пелециподами, остракодами, остатками рыб и насекомых, листовой флорой и миоспорами [23, 37]. Палинокомплекс из низов сейдинской свиты (в опорной скв. 4) содержит споры *Leiotriletes egregius* Virb., *Laevigatosporites plicatilis* Virb., *Punctatisporites* sp. и пыльцу *Cordaitina uralensis* (Lub.), *Florinites luberae* Samoil, *Protohaploxypinus suchonensis* (Sed.), *Vesicaspora schemeli* Kl. и др., что является основанием для сопоставления вмещающих их отложения с нижней частью казанского яруса [23]. Согласно другим представлениям [60, 166], нижняя часть сейдинской свиты соответствует верхнешешминскому горизонту уфимского яруса, а верхняя имеет казанский возраст. Нами принят последний вариант. Верхняя граница свиты не вскрыта. Вскрытая мощность около 300 м [37].

Кечьпельская свита (C_3-P_{1kp}) закартирована по берегам р. Лемва, рч. Воргавож и р. Харута. Литологически очень однообразна и сложена большей частью серыми полимиктовыми (часто слабоизвестковистыми) песчаниками, алевролитами, глинистыми сланцами (аргиллитами), ритмично переслаивающимися между собой. Цикличность турбидитного типа с присутствием как дистальных (доминируют), так и проксимальных фаций. В разрезах преобладают мелкозернистые песчаники и алевролиты. Мощность слоев песчаников 0,5-5 м, алевролито-глинистых пачек - до 4 м. Нижние поверхности песчаных ритмов иногда неровные, со следами внедрения. Обычно присутствие растительного детрита, особенно обильного в алевролитах. В нижней части разреза свиты на левобережье р. Лемва выделяется пачка (100-150 м) темно-серых глинистых сланцев с подчиненными прослоями (0,1-0,5 м) серых алевролитов. В ее основании среди глинистых сланцев присутствуют единичные линзы серых мергелей с гониатитами. В бассейне р. Харуты в низах свиты залегает пачка (около 100 м) углеродсодержащих кремнисто-глинистых (иногда алевролитистых) сланцев с конкрецитами, реже с песчанистыми доломитами (Харутское ванадиевое проявление). Пачка легко узнается по присутствию пропластков (до 20 см) бурых «песчаников» с анкеритовым цементом и батонообразных шамозит-кремнистых конкреций. Характерны повышенная ванадиевость (до 0,11%), аномалии меди и высокая радиоактивность (до 100 мкр/час).

Песчаники состоят из кластического материала (92%), цемента (7%) и органического вещества (1%). Кластический материал представлен полевыми шпатами (40%), кварцем (15%), обломками глинистых сланцев (25 %), силицитов (15%) и основных эффузивов (5 %). Цемент - пленочно-поровый глинистый (с единичными зернами карбоната) или неоднородный с преобладанием коррозионного карбонатного. Углистое вещество образует скопления неправильной формы. Алевролиты состоят из кластического материала (80%), представленного обломками полевых шпатов (40 %), кварца (30 %), глинистых сланцев (20 %), силицитов (10%) и цемента (15 %), по составу глинистого (микроцешуйчатый хлорит и гидрослюда). Органическое вещество (5%) в виде углефицированного растительного шлама и обрывков детрита; приурочено к отдельным прослоям. Глинистые сланцы (аргиллиты) сложены смесью микроцешуйчатых хлорита и гидрослюда. Алевролитовая примесь (5%) представлена полуокатанным кварцем, редко - полевыми шпатами, органическое вещество углефицированным растительным шламом.

Результаты химических анализов пород кечьпельской свиты (прил. 11) указывают на их существенно граувакковый состав. Сведения о петрофизических свойствах приведены в прил.12.

Нижняя граница в пределах Верхнелемвинского паравтохтона на левобережье р. Лемва рассматривается, как согласная и проводится по кровле черных углисто-кремнистых сланцев западно-воргавожской свиты, в подошве описанной выше базальной аргиллит-алевролитовой пачки. В Хайминском покрове (бассейн р. Харута) она проводится по кровле пачки массивных сланцев

воргашорской свиты. Отложения, перекрывающие кечпельскую свиту, неизвестны. Мощность кечпельской свиты более 1000 м. В кечпельской свите на площади не установлено фаунистических остатков, за исключением отмеченных выше гониатитов, оставшихся неопределенными, и многочисленных сферических акритарх, близких к родам *Protosphaeridium*, *Lophominuscula*, *Lophomarginata*, *Trematosphaeridium*, *Trachysphaeridium* [142]. По залеганию на верхнекаменноугольных отложениях воргашорской свиты возраст кечпельской свиты определяется условно как позднекаменноугольно-раннепермский. При этом верхний возрастной предел, по-видимому, не моложе нижней подсвиты гусиной свиты, так верхнегусиная подсвита представлена уже проксимальными турбидитами, более грубыми, чем отложения кечпельской свиты.

Мезозойская эратема

Меловая система. Нижний отдел

Коры выветривания (K_1) установлены поисково-картировочным бурением в северной части листа Q-41-XX [142]. Представляют собой пестроцветный глинистый структурный элювий по сланцам грубеинской свиты. По минеральному составу гидрослюдистые (иллит до 78%) и кварц-каолинит-гидрослюдистые. По химическому составу (прил.11) сиаллитные, по морфологическим особенностям - площадные и линейно-площадные. Установленная мощность элювия от первых метров до 25-30 м. Возраст кор по перекрытию их морскими отложениями позднего мела дотуронский. По аналогии с Западной Сибирью, где максимальной являлась баррем-аптекакая эпоха латеритного корообразования, наиболее вероятным временем формирования кор выветривания западного склона Урала также можно считать этот возрастной интервал.

Верхний отдел.

Песчано-глауконитовая толща (K_{2pg}) закартирована в изолированных полях вдоль северной рамки площади. Обнаженность толщи плохая. Единичные выходы глауконитовых песчаников известны на рр. Б. Инта, Лемва и Воравож. Основные данные по их стратиграфии базируются на материалах скважин [142]. В опорном разрезе (скв.12) в разрезе выделяются две пачки.

Нижняя пачка (инт. 448,0-422,5 м) сложена зеленоцветными средне-мелкозернистыми кварц-глауконитовыми песчаниками с опоковым цементом. Насыщенность пород глауконитом высокая. В основании отмечаются маломощные (20-40 см) слои базальных галечниковых конгломератов, гравелитов (иногда нелитифицированных) и темно-зеленых глауконитовых глин. Конгломераты сложены хорошо окатанной ("полированной") плоской галькой, обычно с примесью дресвы и щебня обеленных подстилающих пород. В составе галек присутствуют только зрелые породы, состоящие практически нацело из кремнезема (в основном силициты, схожие с няньворгинскими). Глауконитовые песчаники представляют собой массивные мелко-среднезернистые породы густо-

зеленой окраски с темно-серой до черной коркой на выветрелой поверхности. Очень характерно обилие ходов иложивущих организмов разнообразной формы, размером 0,5-10 см, выполненных более светлым мелкозернистым материалом, или опокой. Иногда присутствуют обрывки листовой флоры, размером до 3 см. Кластический материал - кварц, глауконит (окатанной и полуокатанной формы), кремниевый органический детрит (спикулы губок, пелеципод, диатомей). Базальный цемент - опал-халцедонового состава. Мощность пачки 25,5 м.

Верхняя пачка (инт. 422,5-347,5 м) сложена сероцветными мелкозернистыми опоковидными глауконитсодержащими песчаниками и алевролитами. Мощность 75 м.

Макрофаунистические остатки встречены в единственном обнажении на р. Б. Инта и представлены: *Actinocaniax* sp. (indet), *Pteria teuicosta* Rom, *Inoceramus* sp. и зубами акул. В скв. 12 в низах верхней пачки установлен коньякский комплекс радиолярий *Ommatodiscus mobilis* [142]. Споро-пыльцевой спектр бедный, содержит споры сфагновых мхов, пыльцу таксодиевых и древних покрытосеменных *Tricoplites* sp., *Retitricolpites* sp., *Tricolporopollenites* sp., *Tripoporopollenites* sp. [40] позднемелового возраста. В целом, с учетом данных по более северным районам, возраст толщи принят туронско-раннесантонским. Мощность 100 м.

Песчано-глауконитовая толща залегает с размывом и угловым несогласием на палеозойских отложениях и раннемеловых корях выветривания. К северу перекрывается непредставленной на площади опоковой толщиной сантонско-раннекампанского возраста. На территории листа на песчано-глауконитовой толще залегают опоки кыршорской свиты палеогена [142].

Особенностью петрофизических свойств отложений толщи является их низкая плотность и относительно высокая электропроводность (прил.12).

Кайнозойская эратема

Палеогеновая система.

Палеогеновые отложения на территории листа относятся к двум структурно-формационным зонам: Предуральской и Уральской, граница между которыми пространственно совпадает с границей аккумулятивно-денудационной предгорной равнины и низких предгорий Полярного Урала. Образования Предуральской СФЗ принадлежат к ее Харутскому району и представлены морскими отложениями кыршорской и воровожской свит палеоцена-раннего эоцена и береговой толщей олигоцена. Образования Уральской СФЗ относятся к ее Кожимскому району и представлены на территории листа аллювием малдинской свиты и корами выветривания олигоценового возраста.

Палеоцен-эоцен. Кыршорская и воровожская свиты нерасчлененные (P_{1kr} - P_{2vr}) развиты на севере листа Q-41-XX, в нижнем течении р. Воровож. На дневную поверхность не выходят и выделены при ГДП-50 в скв. 12 [87, 142]. В разрезе уверенно отделяются друг от друга по литоло-

гическим особенностям и комплексам фауны. На карте показаны нерасчлененными, а контуры их развития нанесены по геофизическим данным, так как в поле силы тяжести они выделяются достаточно интенсивным Воравожским локальным минимумом Δg .

Кыршорская свита (72 м) представлена переслаиванием зеленовато-серых и темно-серых опок, в разной степени глинистых или песчаных, с линзами и прослоями слаболитифицированных кварцевых песчаников, диатомовых алевролитов и черных гидрослюдистых глин. Последние характерны для верхов свиты. Слоистость параллельная, субгоризонтальная; мощности слоев 0,1-2 м. Опоки сложены однородным опал-халцедоновым веществом (до 70%). Содержание песка от 1 до 8%. В нижней части свиты в терригенной примеси преобладает алевроитовая фракция (до 59%), в верхней – пелитовая (до 52-59%). В шлифах отмечаются мельчайшие зерна глауконита. Глинистый материал имеет неоднородную темно-бурую окраску, представлен тонкочешуйчатой гидрослюдой. Средние содержания основных окислов приведены в прил. 11.

Отложения свиты содержат многочисленные спикулы губок, остатки рыб и комплекс агглютинирующих фораминифер, включающий виды, характерные для талицкого горизонта верхнего палеоцена Западной Сибири: *Haplofragmoides peripheroexcavatus* Subb., *Trochamina pentacamerata* Lipman, *Cyclamina cokcuworovae* Ushakova, *Verneulinoides paleogenicus* Lipman. Палеоценовый возраст отложений подтвержден также результатами споро-пыльцевого анализа. Более 20% от общего состава представлено экваториально-трехпоровой пылью стеммы *Normapolles Pflag*: *Trudopollis speciosus* Zakl., *T. cf. parvotrudens* Pfl., *Triatriopollenites pseudorurensis* Pfl., *T. Roboratus* Pfl. и др. Около 25% составляет пыльца *Nothofagus*, *Alnus*, *Tricolporopollenites nenrici* Kedr., *Ulmoidesipites* sp., *Corylopsis* sp. и др. Среди голосеменных преобладает пыльца *Taxoidaceaepollenites*, менее многочисленны *Cunninghamia*, *Pinus*., 18% общего состава комплекса принадлежит спорам папоротников. В разрезе скважины свита залегает на размытой поверхности песчаников верхнего мела и перекрывается диатомитами воравожской свиты.

Воравожская свита (199 м) сложена диатомитами, диатомовыми глинами и алевролитами, в меньшей степени кварцевыми и глауконитовыми песками. Мощности слоев 2-6 м (реже 10 м). Слоистость параллельная, редко линзовидная. Почти по всему разрезу встречается редкая мелкая галька темных кремней, кварца, разноокрашенных кварцитопесчаников, реже - алевропесчаников и ярко-зеленых глауконитовых песчаников. Характерны гнездообразные и точечные включения оксидов марганца, марказита, глауконита, обломки раковин пелеципод, спикулы губок и кости рыб. Кремнистая часть пород представлена створками диатомей, радиоляриями и их обломками. Содержание кремнезема изменяется от 54 до 74%. Средние содержания основных оксидов приведены в прил. 11. Свита содержит комплексы диатомовых раннеэоценового возраста *Coscinodiscus uralensis* в нижней части, и с *Coscinodiscus payeri* – в средней. В верхах обнаружен комплекс с

Pyxilla gracilis и *Coscinodiscus polyactis*, который известен в верхнелюлинворской подсвите Западной Сибири. В целом диатомеи воровожской свиты характерны для позднеипрского этапа биогенного кремненакопления, широко распространенного в Зауралье, Прикаспии, Северной Европе и Северной Атлантике [40]. Кроме того, в верхней части свиты выделены обильные, удовлетворительной сохранности радиолярии двух комплексов позднего ипра *Spongotrochus paciferum* и *Heliodiscus lentis*. Наполненность свиты спорами и пылью слабая. В средней части определен комплекс тропической и субтропической флоры с *Rhus*, *Ylex*, *Acer*, *Quercus*, *Carya*, *Castanea*, *Carpinus*, *Alnus*, *Corylus* и др. В верхней - определена пыльца широколиственных пород (*Castaneae*, *Castanopsis*, *Quercus*, *Ylex*, *Carya*, *Tillia*, *Juglandaceae*, *Myrica* и др.), в том числе отмечена характерная для эоцена пыльца *Trudopollis pompecky* (R. Pototie). Голосеменные представлены *Pinus strobiformis* Zakl., *Taxodium*, *Ginko*, *Picea* sp. и *P. omorica*. Изучение диатомовых совместно с силикофлагеллатами и диноцистами позволяют по заключению З.И. Глезер и А. Яковлевой, отнести воровожскую свиту к ипрскому ярусу нижнего эоцена. В опорном разрезе свита перекрыта аллювием позднего плиоцена. Общая мощность кыршорской и воровожской свит нерасчлененных 271 м.

Особенностью петрофизических свойств отложений кыршорской-воровожской свит также является высокая электропроводность и низкая плотность (прил.12), благодаря чему они уверенно картируются методами гравиразведки и электроразведки.

Олигоцен. Береговая толща (Р₃br) установлена при ГДП-200 [199] в естественных обнажениях вдоль р. Лемва (обн. 11). По всей видимости, она выполняет субмеридиональную эрозионно-структурную депрессию, заложенную в палеогене. Толща сложена плотными слабо литифицированными серыми алевропелитами и буровато-серыми песчано-глинистыми плитчатыми алевритами, которые содержат до 10% «плавающей» разноокатанной мелкой гальки черных кремней, кварца, выветрелых зеленовато-серых песчаников. В составе толщи выделяются две литопачки. Нижняя пачка (17 м) характеризуется тонкой горизонтальной слоистостью, обусловленной чередованием слойков более глинистого и более песчаного состава. В подошве пачки фиксируется слой (1,3 м) песчано-гравийно-галечной смеси с валунами, залегающий с резким угловым несогласием на алевролитах гусиной свиты. В гальке и валунах преобладают кварциты, кремни, кварц, а также слабо окатанные обломки залегающих рядом пермских песчаников и меловых глауконитовых песчаников. Выше наблюдается слой (2 м) плитчатых по 5-8 см алевритов (залегающих наклонно под углом 8-12° к северо-востоку). Верх пачки слагают песчанистые массивные алевриты. Верхняя пачка (до 3 м) сложена серовато-желтыми алевритами со слабым зеленоватым оттенком и частыми охристыми пятнами окислов железа. Содержат до 15% разноокатанной гальки и валунов различного состава (кварцитопесчаники, песчаники, темные кремни, кварц, габброиды); часть обломков представлена выветрелая. В основании располагается слой (0,5 м) мелкозернистого гори-

зонтально-слоистого песка буровато-серого цвета с включениями среднеокатанной гальки кварца и песчаников. Слоистость подчеркнута ожелезненными прослоями (до 10 см). Кровля слоя интенсивно ожелезнена и участками превращена в конгломерат. Верхняя граница пачки не вскрыта. В одном из разрезов наблюдается залегание алевроитов падимейской серии на алевроитах нижней пачки со слоем погребенной почвы в основании. Мощность береговой толщи более 20 м.

Спорово-пыльцевые спектры нижней пачки представлены комплексом [199] *Betula-Carya*, в составе которого преобладает пыльца покрытосеменных *Betula gracilis*, *Alnus guadrupoilenites*, *A. cf. robus*, *Salix* sp., *Corylus cf. aveilana*, *Carya spackmania*, *C. exilis*, *C. cf. ovalis*, *C. communis*, *C. oranica*, *Platycarya aff. strobilaceae*, *Pterocarya*, *Juglans sibirica*, а также представители семейства *Myricaceae*, *Fagaceae*. В отдельных пробах отмечены *Rhus regularis*, *Hamamelis scotica*, *Liquidambar*, *Nyssa crassa*, *Magnolia* и экзоты *Trudopollis*. Травянистые представлены луговым разнотравьем (до 6-18%), *Ranunculaceae* (до 9%), *Chenopodiaceae* (до 4%), *Ericaceae* (1-9%); редкими *Tupha*, *Sparganium*, *Cyperaceae*, *Compositae*, *Artemisia*, *Careophyllaceae*. Голосеменных мало – это, в основном, представители семейств *Pinaceae* (*Picea tobolica*, *Pinus cembraeformis*, *P. protocembra*, *P. sibiriciformis*), *Taxodiaceae*. Среди спор преобладают сфагновые мхи (5-9%), кочедыжниковые папоротники (2-10%), плауны *Licopodium* (1-6%). Описанные палинокомплексы хорошо сопоставляются с таковыми хоседаюской свиты Печорской СФЗ, а также атлымского горизонта Западной Сибири. В алевроитовых разностях верхней пачки выделен спорово-пыльцевой комплекс тургайской флоры позднего олигоцена [199], характерный для журавского горизонта Западной Сибири. В составе комплекса доминирует пыльца голосеменных *Pinus protocembra*, *P. cibiricoformis*, *Picea tobolica*, *Podocarpus*, *Cedrus cf. crispa*, *Taxodiaceae*. Покрытосеменные представлены *Betula gracilis*, *Alnus cf. robus*, *Salix* sp. Теплолюбивые - *Corylus*, *Myrica pseudogranulata*, *Comptonia*, *Juglans sieboldianiformis*, *Platycarya*, *Carya spackmania*, *Quercus gracilis*, *Q. sibirica* и др. Травы и споры немногочисленны: *Erycaceae*, *Compositae*, *Artemisia*, *Sphagnum*, *Polypodiaceae*, *Licopodium*. Таким образом, возраст толщи датируется в интервале раннего-позднего олигоцена.

Малдинская свита (P_3ml) установлена в Малдинской эрозионно-структурной депрессии на правобережье р. Балбанью и долине р. Б. Надоты. Представлена аллювиальными отложениями. Залегает с размывом на палеозойских породах. Перекрывается неогеновыми или четвертичными образованиями. Сложена пестроцветной песчано-глинистой смесью с гравием, галькой и валунами, хорошей окатанности. В обломках - кварц, кварциты, кремни, эффузивы, граниты, габброиды. Весь обломочный материал (кроме кварца и кремней) несет следы гипергенных изменений; валуны и галька выветрены до глинистого состояния, хотя форма и текстура сохранены. В составе тяжелой фракции полностью отсутствуют минералы, неустойчивые к выветриванию; преобладают серицит, ильменит, турмалин, циркон, из вторичных - лейкоксен, гидроокислы железа и марганца.

Среди глинистых минералов преобладают каолинит (до 75%) и гидрослюда (18 %) [170]. Ранне-олигоценый возраст свиты принимается условно на основании гипергенных изменений обломочного материала и цемента, а также существенного каолинитового состава глинистой фракции. Вскрытая мощность свиты достигает от 3 до 10 м.

Коры выветривания (P_3) распространены широко, как в выходах на дневную поверхность, так и под покровом неоген-четвертичных отложений. По морфологическим особенностям они делятся на площадные и линейные. Площадные коры развиты в зоне отпрепарированного пенеплена на части Кожимско-Лемвинского водораздела, в меньшей степени в пределах структурно-эрозионных депрессий (ЭСД) зоны высоких предгорий. Площадь сохранившихся участков их развития варьирует от первых сотен до 10-14 км². Мощность колеблется от первых метров до 50-70 м. Линейные коры распространены более широко и развиты вдоль зон тектонических нарушений и контактов толщ разного литологического состава. Ширина их первые десятки метров, длина достигает нескольких километров, глубина гипергенной проработки до 100 м.

По химическому составу коры выветривания относятся к трем основным геохимическим типам: сиаллитному (глинистые-**gl**), ферритному (окисных рудных шляп-**os**) и силицитному, с переходными между ними разностями [156]. Кроме того, местами выделяются фосфатные коры (**f**).

По генезису коры выветривания в большинстве случаев являются остаточными, поэтому их внешний облик и состав во многом определен субстратом. Так, площадные коры хр. Ярней-Мусюр, развитые на терригенных образованиях девона пестроцветные глинисто-дресвяно-щебнистого облика. В зонах с сульфидной минерализацией развита охристо-глинистая и охристая (FeO_2 до 65%) гидрогематит-гидрогетитовая кора выветривания. Отмечаются также коры выветривания с повышенными содержаниями Ni, Co, V, Mn, U [156]. В долине рч. Пачвож (где коры приурочены к фрагментам днища Пачвожской ЭСД) по углисто-глинисто-кремнистым сланцам харотской свиты развиваются белоцветные маршаллитоподобные коры выветривания с желваками осветленных кремней, карбонатные прослои превращаются в коричневые «шоколадные суглиники и супеси»; по терригенно-карбонатным породам среднекачамыльсской подсвиты образуются ярко-желтые глинистые коры выветривания. По чистым карбонатным породам верхнекачамыльсской подсвиты в корях выветривания обычно идет кремневый метасоматоз, в результате которого известняк с 3-10% SiO_2 превращается в породу, содержащую 65-80% SiO_2 . При этом на месте первичных пород образуются силицитные коры выветривания, представленные слоистыми, тонкопористыми, легкими, структурными, шоколадно-бурыми породами, напоминающими пемзу, но очень мягкие, разламывающиеся руками. На свежем сколе в них хорошо видны реликтовые структуры. Главными компонентами «шоколадных суглинков» являются тонкозернистый кварц, гидрослюда и слюда мусковитового типа. Значительна роль окислов и гидроокислов Mn (3-10%), и

Fe (3-11%), представленных обычно рентгеноаморфными фазами. В зоне гипергенеза по первичным марганцевым и железным рудам формируются желто-бурые и кирпично-красные лимонит-гидрогетитовые и черные псиломелан-пирролюзитовые образования землистого или каменистого облика, чередующихся в разрезе послойно. Слоистость кор унаследована от субстрата.

Подробная характеристика кор выветривания района приведена в ряде отчетов [156, 193, 194]. Органических остатков коры выветривания не содержат, поэтому их возраст принимается условно олигоценовым в виду того, что коры выветривания нередко развиты в днищах и бортах эрозионно-структурных депрессий палеогенового заложения, наряду с также интенсивно вывереными аллювиальными отложениями малдинской свиты.

Неогеновая и четвертичная системы.

Неоген-четвертичные отложения в пределах картируемой территории развиты повсеместно. Они представлены комплексом ледово-морских, морских, континентальных и субконтинентальных образований. Характер их распределения и мощность находятся в прямой зависимости от морфологии погребенного и современного рельефа. Максимальные мощности осадков (до 40-80 м) приурочены к древним эрозионно-структурным депрессиям (ЭСД) низких и высоких предгорий, а также к отдельным участкам долин водотоков зоны кряжа, где развиты конечно-моренные образования горно-долинных ледников. Согласно [198] схема основная часть территории входит в состав Уральской СФЗ, северная часть (около 20% площади) относится к Предуральской зоне.

Предуральская СФЗ пространственно совпадает с областью денудационно - аккумулятивной равнины Печорской низменности и Усинско-Лемвинской депрессии, которые на территории представлены своими юго-восточными окраинами. Аккумулятивный чехол в ее пределах развит повсеместно и имеет относительно равномерные мощности. В его составе преобладают морские, ледово-морские, аллювиально-морские образования, в меньшей степени континентальные (аллювиальные и озерно-болотные осадки).

Уральская СФЗ охватывает предгорья и горную часть Уральского кряжа. Неоген - четвертичные отложения здесь развиты неравномерно. Преобладают континентальные образования аллювиального, пролювиального, озерно-болотного, ледникового генезиса и, наиболее широко, образования склонового ряда. В низких предгорьях и переуглубленных долинах высоких предгорий распространены ледово-морские и аллювиально-морские образования. Значительные участки по бортам речных и троговых долин, водораздельные гребни, отпрепарированные гряды на плоских водоразделах сложены донеогеновыми коренными образованиями (в их числе обширные участки развития олигоценовых кор выветривания).

Неоген-четвертичные отложения Уральской и Предуральской СФЗ тесно связаны между собой в пределах древних ЭСД и современных долин. Выделяется 4 крупных этапа осадконакоп-

ления, каждый из которых начинался глубоким эрозионным врезом и заканчивался полным погребением речной сети в пределах предгорной зоны под толщами осадков различного генезиса. Впервые эта закономерность была установлена сотрудниками ЦНИГРИ в Кожимском районе [155, 170] и подтверждена значительными объемами бурения в пределах всей картируемой территории. Самый древний этап аллювиального осадконакопления (малдинский) отнесен к олигоцену и охарактеризован выше. В плиоцене выделено два этапа: балбаньюский и санавожский. Балбаньюский этап начался с формирования глубоких эрозионных врезов, выполненных балбаньюским аллювием, впоследствии погребенного чигимшорской и большенадотинской толщами в пределах Уральской СФЗ, колвинской серией и лыммусюрской свитой в Предуральской зоне. Санавожский этап ознаменовался новыми эрозионными врезами, выполненными санавожским аллювием, погребенным ледово-морскими осадками падимейской серии, как в Уральской, так и в Предуральской зонах. В эоплейстоцене - раннем неоплейстоцене выделяется тавротинский этап, в течение которого были сформированы в эрозионных врезх тавротинская толща и погребавшие ее ледово-морские отложения роговской серии и водэтытской толщи. В эрозионных врезх среднего неоплейстоцена формируется бадьявожский аллювий, перекрытый пачвожской мореной и ее флювиогляциалом. С позднего неоплейстоцена начинается последний (кожимский) этап осадконакопления, связанный с заложением и развитием современной речной сети. К нему в обеих зонах относятся аллювий четырех надпойменных террас (якшинский, седловой, сырьяхинский, ярвожский) и современные пойменно-русловые отложения. При этом якшинский аллювий в Усинско-Лемвинской депрессии Предуральской СФЗ фациально замещается аллювиально-морской чулейской толщей, а седловой и ярвожский аллювий в верхних отрезках долин Уральской СФЗ – ханмейской и полярноуральской моренами и их флювиогляциальными образованиями. Повсеместно развиты озерные и болотные отложения среднего-позднего неоплейстоцена-голоцена, и современные техногенные образования в районах промышленной отработки полезных ископаемых. В голоцене формируется пролювий конусов выноса и морены каровых ледников. Ниже приводится описание всех выделенных в Уральской СФЗ неоген-четвертичных отложений с попутной характеристикой одновозрастных подразделений Предуральской зоны.

Неогеновая система

Элювиоделювий (edN) выделен только на разрезах. Вскрыт скважинами в предгорьях и районе Интинского угольного месторождения. Залегает на палеозойских породах и перекрывается неоген-четвертичными образованиями. Гипсометрический интервал распространения отложений изменяется в пределах 80-450 м. Они представлены (суглинисто)-дресвяно-щебнистой смесью. Механический состав, петрографическая, минералогическая характеристика элювиоделювия полностью зависят от субстрата. Максимальные мощности (до 40 м) вскрыты на Кожимско-

Лемвинском водоразделе. Возраст принят неогеновым на основании положения в разрезе под верхнеплиоценовыми или эоплейстоцен-нижнелютоценными образованиями.

Верхний плиоцен. Кустанайский горизонт

Балбаньюский аллювий (aN₂bl) впервые выделен А.А.Котовым [134] в бассейне верхнего течения р. Кожим. а затем более детально изучен сотрудниками ЦНИГРИ в долине р. Балбанью [155]. Заполняет нижнюю часть погребенных палеодолин балбаньюского этапа. Вскрыт многочисленными скважинами, добычными траншеями в пределах Лимбекской, Малдинской, Большенадотинской, Малонадотинской, Покойникшорско-Воравожской ЭСД, где залегает на размытой поверхности палеозойского цоколя, либо вложен в олигоценные коры выветривания. Согласно перекрывается чигимшорской толщей или с разрывом более молодыми отложениями. Естественные выходы аллювия наблюдаются на левом берегу р. Бол. Надота, в среднем течении р. Лемвы и на рч. Покойникшор. Русловая фация аллювия сложена хорошо окатанной галькой и валунами в супесчано-суглинистом, либо в песчано-гравийном цементе буровато-желтого, желтовато-серого или серовато-зеленого цвета. Обломочный материал хорошо окатан, петрографический состав его разнообразный. Верхняя (пойменная) часть аллювия сложена серыми мелкозернистыми песками с редкой галькой и гравием. Характерной особенностью балбаньюского аллювия является выветренность части обломочного материала вследствие переотложения из малдинских долин олигоценного возраста. В глинистой части цемента, наряду с серицитом, тонкодисперсными обломками кварца, полевых шпатов и гидрослюдой, присутствуют монтмориллонит (иногда до 45%) и каолинит, что наряду с гипергенными изменениями послужило основанием для отнесения этих отложений к неогену [170]. Этому не противоречит и характер спорово-пыльцевых комплексов. В них преобладают мелколиственные и хвойные древесные: *Betula sect Albae*, *Picea* sp, *Pinus sibirica*, *Alnus*, *Alnaster*, *Salix*, много теплолюбивых форм: *Corylus simplex*, *Corylus* sp, *Myrica*, *Comptonia*, *Quercus sibirica*, *Q. confecta*, *Carya spakmania*, *Juglandaceae*, *Castanea*, реже встречаются *Taxodiaceae*, *Liquidambar*. Травы представлены разнотравьем, характерны *Careophyllaceae*, *Artemisia*, *Chenopodiaceae*, *Ranunculaceae*. В составе споровых преобладают сфагновые мхи, сем. *Polypodiaceae*, *Licopodiaceae*. Встречается *Osmunda*. По составу основных компонентов спектры близки к таковым в колвинской серии. Мощность балбаньюского аллювия до 22 м.

Чигимшорская толща (am,mN₂čg) выделена Т.А. Афанасьевой [87] на левом берегу р. Лемва напротив устья рч. Чигимшор в скв. 52. Развита только в палеодолинах балбаньюского этапа развития речной сети Лимбекской, Малдинской, Большенадотинской, Малонадотинской и Покойникшорско-Воравожской ЭСД, где также вскрыта скважинами. Выходы на дневную поверхность встречены вблизи уреза воды в долинах рек Бол. и Ниж. Надота, Лемва. Залегает на

балбаньюском аллювии или цоколе палеозойских пород, перекрывается песками большенадотинской толщи или с размывом более молодыми отложениями. Гипсометрический интервал ее распространения изменяется от 160-200 м на северо-востоке (в палеодолинах Грубеинско-Харутского водораздела) до 300-340 м в палеодолинах Кожимско-Лемвинского водораздела.

Состав толщи везде однообразен. Она сложена плотными, слоистыми, часто ленточными, синевато - желтовато-серыми, зеленовато-темно-серыми или черными глинами и алевроитами, редко супесями, обычно лишенные обломков или содержащие редкую мелкую гальку, дресву, единичные валуны. Слоистость обусловлена чередованием слоев более глинистых и более алевроитистых разностей, а также послойными включениями мелкозернистого песка. Мощности слоев изменяются от 1 мм до первых см. Содержание глинистой фракции в чигимшорской толще изменяется от 33% до 85%, алевроитовой от 12,1% до 40%; количество песка достигает 4%, гравия 2%, гальки 0,2%. Средний химический состав алевроитов толщи приведен в приложение 11. В нижнем течении р. Бол. Надота для нее характерны повышенные содержания глинозема (до 27,72%) и каолина (до 5,2%) [191], что связано с размывом кор выветривания. Спорово-пыльцевые комплексы чигимшорской толщи по содержанию основных компонентов аналогичны вышеописанным спектрам балбаньюского аллювия. По условиям распространения и литологическим особенностям генезис чигимшорской толщи принимается аллювиально-морским (лиманские и лагунные фации), а возраст позднеплиоценовым, соответствующим времени формирования колвинской серии. Мощность отложений от 24 до 42 м.

Большенадотинская толща (alN₂bn) впервые выделена М.А. Шишкиным [191], как надотинская толща лихвинского горизонта. В дальнейшем название было уточнено [198]. Развита в палеодолинах балбаньюского этапа. Вскрыта скважинами в Лимбекской, Большенадотинской и Малонадотинской ЭСД. Естественные выходы толщи наблюдаются в долинах рек Бол., Мал. и Ниж. Надота, а также в нижнем течении р. Лемва. Согласно залегает на чигимшорской толще. С размывом перекрывается (а чаще пререзается) санавожским аллювием или более молодыми отложениями. Гипсометрический интервал распространения от 210 м до 358 м. Толща сложена хорошо сортированными мелкозернистыми и слоистыми тонкозернистыми кварцевыми песками с прослоями алевроитов. Цвет отложений светло-серый и желтовато-серый. Слоистость горизонтальная, косая и линзовидная, обусловленная включениями глинистых фракций по плоскостям наслоения. Содержание песчаной фракции в толще изменяется от 44 до 73%, алевроитовой – от 17 до 50%, пелитовой – от 2 до 5%. Характерны точечные и линзовидные включения марганца. Содержание основных породообразующих оксидов приведены в прил. 11.

Спорово-пыльцевые комплексы в большинстве случаев отсутствуют; в редких пробах встречены бедные палиноспектры лесостепного типа. Отмечаются спикулы, геммулы губок, единичные раковины фораминифер. Генезис толщи рассматривается как аллювиально-озерный (воз-

можно, лиманный). По положению в разрезе возраст ее принимается плиоценовым, условно она сопоставляется с лыммусюрской свитой. Мощность толщи до 24 м.

Колвинская серия и лыммусюрская свита нерасчлененные (m, gmN₂kl-lm) закартированы в Предуральской СФЗ в нижнем отрезке долины р. Б. Инта и р. Медвежка, где фрагментарно наблюдаются в естественных обнажениях. Предшественниками [32] данные осадки рассматривались в качестве московской морены. Подошва отложений часто уходит под урез воды, реже лежит на палеозойском цоколе. С размывом перекрываются тавротинским лимноаллювием или роговской серией. Гипсометрический интервал распространения осадков от 100 до 132 м. Это очень плотные, синевато-серые и буровато-серые глинистые и песчано-глинистые алевриты с галькой, гравием и валунами. Содержание обломочного материала от 2% до 15%. Галька и валуны разного размера, окатанности и состава: кварциты, темные кремни, кварц, песчаники, известняки, мелкие обломки угля. Часть обломков с признаками выветривания. Характерны включения мелких фрагментов раковин моллюсков. Химический состав алевритов приведен в приложение 11.

Микрофаунистические комплексы, в отличие от типичных разрезов Печорской низменности, бедны (до 26 видов, до 157 экземпляров на пробу) и представлены бореальными и арктическими формами: *Milliolinella* sp., *Tappanella arctica* (Gud. et Said.), *Alabaminoides* cf. *mitis* (Gud.), *Cribronunion obscurus* (Gud.), *Elphidium subclavatum* (Gud.), *E. obesum* (Gud.), *Haynesina orbicularis* (Brady), *H. asterotuberculata* (Voorth.), *Toddinella lenticulare* (Gud.), *Cassidulina subacuta* (Gud.), *C. reniformis* (Norv.), *Retroelphidium atlanticum* (Gud.), *R. propinquum* (Gud.), *R. hyalinum* (Brodn.) и др. Спорово-пыльцевые комплексы достаточно представительны, отражают растительность лесов смешанного типа. Преобладает пыльца мелколиственных и широколиственных пород: *Betula* ex. sect *Albae*, *Salix*, *Alnus*, *Corylys*, *Quercus*, *Fagus*, *Castanea*, *Castanopsis*, *Jugfans*, *Carya*, *Nyssa*. Единичны *Rhus*, *Liquidambar*. Хвойных мало: *Pinus silvestris*, *P. sibirica*, *Picea tobolica*, редко *Taxodiaceae*. Значительно содержание трав. Из споровых характерны *Polypodiaceae*, *Sphaqnum*, *Lycopodium*. Для верхов разреза отмечается сокращение количества древесных форм, но качественный их состав не меняется. Вскрытая мощность отложений достигает 16 м.

Формирование осадков, происходило в морском и ледово-морском бассейнах в условиях постепенного похолодания климата близком к зоне смешанных лесов. По результатам палеомагнитных исследований, на соседней к северо-западу территории описываемые подразделения имеют прямую полярность ортозоны Гаусс и сопоставлены образованиями с акчагыльской трансгрессии Каспия [74, 75], в связи с чем, их возраст принят позднеплиоценовым.

Аккулаевский горизонт

Санавожский аллювий (aN₂sn) широко развит в погребенных долинах предгорий, где вскрыт многочисленными буровыми скважинами. Естественные выходы встречены в долинах р.р.

Лемва, Бол. и Мал. Надота, Бол. Инта, Черная. Отложения заполняют палеодолины санавожского этапа, имеющие как унаследованное, так и секущее положение относительно балбаньюских врезов. Чаще всего аллювий залегает на цоколе палеозойских пород, реже на чигимшорской толще и балбаньюском аллювии, линия контакта его при этом с подстилающими осадками четко выражена и интенсивно ожелезнена. В палеодолинах предгорий перекрыт толщей ледово-морских осадков падимейской серии или более молодыми отложениями. Русловая фация аллювия сложена галечно-валунной или валунно-галечной смесью с супесчано-гравийным или дресвяно-гравийным заполнителем (от 20% в нижней части до 60-70% в верхней). Галька и валуны хорошо окатаны, размер их иногда достигает 0.8 м в диаметре. В петрографическом составе преобладают устойчивые магматические и метаморфические породы, а также кварцитопесчаники, развитые в горной полосе Урала. Часть обломочного материала с каймами выветривания. В заполнителе преобладают гравий до 55% и мелкая галька 30%, пески 13%, алевроитовая и глинистая фракции около 2%. Пойменная фация представлена серыми мелкозернистыми песками или слоистыми смесями песчано-гравийного, супесчаного, реже глинистого и суглинистого состава, серовато-бурого, бурого или светло-серого цвета с включениями хорошо окатанной гальки (до 10%) и единичных валунов. Мощность отложений 20-40 м.

Возраст санавожского аллювия определяется позднеплиоценовым по результатам палеомагнитных исследований в долине р. Лемвы, где отвечает нижней части палеомагнитной ортозоны Матуяма (обн. 24) [191], а также многочисленных определений спор и пыльцы, которые по составу близки к лесостепным комплексам падимейской серии [170, 199]. В спектрах доминируют травы и споровые растения: луговое разнотравье, *Careophyllaceae*, *Erycaceae*, *Tupha*, *Cyperaceae*, *Artemisia*, *Polypodiaceae*, *Sphagnum*. Среди древесных преобладают мелколиственные *Betula ex. sect. Albae*, *Salix*, *Alnus*; хвойные включают *Picea tobolica*, *Pinus sibirica*, *P. silvestris*, в небольшом количестве присутствует пыльца широколиственных: *Corylus*, *Carya*, *Platycarya*, *Myrica*, *Liquidambar*, *Castanopsis*, *Quercus*, *Hamamelis*. Характерно присутствие переотложенных форм (от 22 до 49%).

Падимейская серия (gmN₂pd) заполняет палеодолины санавожского этапа и покрывает прилегающие склоны палеоводоразделов; залегает на санавожском аллювии, корях выветривания, палеозойском цоколе, реже на большенадотинской или чигимшорской толщах. Практически повсеместно она перекрыта тавротинским аллювием или роговской серией. В естественных выходах наблюдается в долинах рек Лемва, Б. Надота, Черная, в основании эрозионных уступов разного уровня. Предшественниками [32] данные осадки рассматривались здесь в качестве московской морены. Сложена буровато-серыми и зеленовато-серыми алевроитами, супесями и суглинками, реже песками с включениями разноокатанной гальки, гравия, валунов. Содержание обломочного

материала от 5-10% до 30%. Петрографический состав обломков разнообразный, но вблизи выходов палеозойского цоколя характерно преобладание местных пород. Часть включений представлена выветрелыми разностями. Для отложений характерно чередование супесей и алевроитов, либо песков и супесей; контакты между слоями нередко ожелезнены. Средний химический состав алевроитов приведен в приложение 11. Мощность свиты до 27 м.

Ледово-морской генезис серии подтверждается присутствием в ней на разных гипсометрических уровнях (от 120 до 400 м) бореально-арктических фораминифер широкого стратиграфического диапазона (до 7 видов, 24 экземпляров на образец) [191, 199]: *Retroelphidium atlanticum* (Gud), *R. hyalinum* (Brodn.), *Haynesina orbicularis* (Brady), *H. asterotuberculata* (Voorth), *H. parva* (Gud), *Toddinella lenticulare* (Gud.), *Cassidulina subacata* (Gud.), *Planocassidulina norcrossi* (Cushm.), *Buccella frigida* (Cushm.), *B. hannaia arctica* (Voloshin) и др. Реже встречаются *Retroelphidium propinquum* (Gud.), *R. cf. propinquum* (Gud.), *R. boreale* (Nuzhd.). Спорово-пыльцевые комплексы отражают лесостепной тип растительности с участием широколиственных пород. В составе древесных преобладают *Betula sect. Albae*, *Alnus*, *Corylus*, *Salix*; в меньших количествах присутствуют теплолюбивые: *Quercus*, *Castanea*, *Carya*, *Platycarya*, *Myrica*, *Juniperus sibirica*. Встречаются хвойные: *Picea tobolica*, *Pinus sibirica* и кустарниковые: *Betula sect. Nana*. Много лугового разнотравья, характерны споровые семейства *Polypodiaceae*, *Sphaqnum*, *Lycopodium*. Содержание переотложенных форм мезозойского и палеозойского возраста достигает 55%. Аналогичные комплексы характерны для падимейской серии Полярного Предуралья [118]. Позднеплиоценовый возраст серии подтверждается результатами палеомагнитных исследований в долине р. Лемва, где она по данным Н.Ф. Данукалова [191], имеет отрицательную полярность ортозоны Матуяма.

Неогеновая и четвертичная системы нерасчлененные

Элювий (eN-Q) развит на выровненных площадках остаточных поверхностей выравнивания зоны кряжа. Состав его полностью зависит от палеозойского субстрата. На кварцитах, гранитоидах и габброидах – это крупные остроугольные глыбы и плиты, достигающие 1 м в диаметре; на сланцах – мелкий щебень и дресва с примесью супесей или суглинков. Мощность отложений 0,5-3 м. Основной объем элювия составляют четвертичные образования среднего-позднего неоплейстоцена; нижний возрастной предел принят неогеновым с учетом достаточно древнего возраста самих площадок и находок миоценовых споро-пыльцевых комплексов на смежном с юга листе Q-40-XXV (Иванов и др., 2002 г.).

Четвертичная система. Эоплейстоцен. Увельский горизонт

Тавротинская толща (a,lEtv) представлена аллювиальными и озерными осадками. Заполняет палеодолины тавротинского этапа развития речной сети, нередко смещенные относительно

ранее выработанных санавожских врезов. Эти отложения впервые были выделены и изучены сотрудниками ЦНИГРИ [170] в Малдинской и Лимбекской ЭСД (в частности, в долине р. Бол. Таврота) и сопоставлены в тот период с днепровским и московским горизонтами. Толща с размывом залегает на падимейской серии, санавожском аллювии или цоколе палеозойских пород, повсеместно перекрыта роговской серией. Нижняя, аллювиальная часть толщи, сложена хорошо и среднеокатанной галечной или валунно-галечной смесью с гравийно-песчаным полимиктовым заполнителем. Состав обломков: кварциты, песчаники, известняки, кремни, габброиды, кварц. Выше по разрезу аллювий постепенно замещается озерными осадками. Это плотные серые глины с тонкими прослоями суглинков и белесых супесей, либо светло-серые и желтовато-серые алевриты и мелкозернистые пески с включениями мелкой, хорошо окатанной гальки. Мощность отложений от 15 до 22 м. Спорово-пыльцевые спектры толщи по данным Н.М. Риндзюнской [170], отражают тундровый, реже лесотундровый тип растительности, характерный для эпох оледенений. В их составе преобладает пыльца кустарниковой березки (52-80%). Характерно присутствие пыльцы древовидной березы, сосны, ольхи. Травы представлены редкой пылью вересковых, лебедевых, полыней и разнотравья. Из споровых присутствуют тундровые виды плаунов (*Licopodium pungens*, *L. appressum*, *Selaginella selaginoides*) и сфагновые мхи. Возраст тавротинской толщи принят условно зоплейстоценовым по положению в разрезе под роговской серией.

Увельский-сарыкульский (?) горизонты

Роговская серия (gmE-Irg) широко развита в пределах аккумулятивно-денудационной равнины и низких предгорьях. Сложена буровато-серыми и серыми, плотными суглинками и алевритами, в разной степени глинистыми и песчанистыми, с разноокатанным обломочным материалом (до 30%), ленточными глинами. Вблизи подошвы количество обломков может достигать 40-50%, в их составе преобладают породы зоны кряжа. Чаще всего это кварцитопесчаники, песчаники, алевролиты, кремни, нередко известняки, доломиты, гранитоиды. Залегает в пределах палеодолин на тавротинской толще или падимейской серии, на водоразделах - на цоколе палеозойских пород. Местами перекрыта песками водэтыской толщи. В долинах рек Лемва, Черная, Б. Надота, Б. Инта нередко служит цоколем надпойменных террас. Гипсометрическое залегание отложений изменяется от 85 м в долине р. Б. Инта до 430 м на Кожимско-Лемвинском водоразделе. Мощность отложений до 20 м. Предшественниками данные отложения на территории листов на ранних этапах изучения обычно рассматривались в качестве ханмейской (валдайской) морены [32, 85] или среднеплейстоценовых озерно-ледниковых образований [170]. В дальнейшем при ГДП-50 сопоставлялись с роговской свитой [191] или относились к средней и верхней подсвитам молюдтывисской свиты позднего плиоцена [142].

В истоках р. Б. Надота (скв. 43) на самом высоком уровне залегания серии (430 м), в районе

Интинского угольного месторождения (скв. 1), правобережье р. Лемва (скв. 21,22), в долине рч. Покойник-шор (скв. 26), в бассейне р. Воравож (скв. 3 12, 17), роговские суглинки содержат раковины фораминифер (до 8 видов, 24 экземпляра на образец), представленные бореально-арктическими формами, широко распространенными по всему разрезу верхнего кайнозоя: *Criboelphidium goesi* Stschtdr., *Retroelphidium atlanticum* (Gud.), *R. hyalinum* (Brodn.), *Protelphidium asterotuberculata* (Norv.), *P. lenticulare* (Gud.), *P. orbiculare* (Brady), *Buccella* cf. *inusitata* (Anderss.), *B. frigida* (Cushm.), *Cassidulina subacuta* Gud., *Globigerinella aspera* Ehrend. и др. [132, 142, 191, 199]. Палинологические комплексы отражают тундровый и лесотундровый типы растительности. В основе спектров кустарничковые, споровые растения и травы: *Betula ex. sect. Nana*, *Selaginella*, *Polypodiaceae*, *Lycopodium*, *Sphagnum*, *Ranunculaceae*, *Polygonaceae*, *Compositae*, *Typha* и др. Среди древесных преобладают *Betula sect. Albae*, *Alnus*, *Salix*, из хвойных *Picea obovata*, *Pinus sibirica*, *P. silvestris*. Значительный объем часто составляют переотложенные мезозойские формы.

На основании литологических особенностей (суглинисто-алевритовый состав, наличие разноокатанных обломочных включений, местами тонкая до ленточной слоистость, преобладающий синевато-серый цвет), результатам определения палеосреды формирования (опресненная морская по методу Г.И. Стадникова), находок бореально-арктических видов фораминифер - данный комплекс осадков уверенно сопоставляется нами с аналогичными ледниково-морскими образованиями, традиционно выделявшимися как роговская свита под символическим покровом ханмейской морены севернее территории листа [7, 15], где помимо фораминифер в разрезе встречены и остатки морских моллюсков *Astarte crenata* Gray, *A. borealis* Chemn., *Cyprina islandica* L. и др. [7]. Поэтому, с учетом вышеизложенного, а также по характеру палинологических комплексов, отражающих характерный для эпох оледенений климат, генезис роговской серии принимается ледниково-морским, а возраст на основании палеомагнитных данных по более северным районам Большеземельской тундры [198] условно эоплейстоцен-ранненеоплейстоценовым (?).

Неоплейстоценовый раздел. Нижнее-среднее звенья

Водэтыйская толща (l,amIvd) впервые выделена сотрудниками ЦНИГРИ [170] как нерасчлененные образования микулинского возраста, сформированные в период, так называемой, водэтыйской площадной аккумуляции. Названа по оз. Водэты, в районе которого находится один из типичных водораздельных останцов толщи. Наиболее широко она развита на уплощенных водоразделах аккумулятивно-денудационной равнины. Отдельные фрагменты толщи в виде остаточных гряд и холмов встречены в высоких предгорьях: на водоразделе р. Хамбалью – рч. Лыесшор и у подножья северо-западных склонов хр. Зап. Саледы. Как правило, залегает на роговской серии, реже коренном цоколе. Гипсометрический интервал распространения толщи изменяется от 120 м на равнине до 430-460 м в предгорьях. Толща хорошо дешифрируется светло-серому, почти бело-

му фототону и слабоконтрастным пятнистым рисунком. Поверхность ее на равнине в значительной степени заболочена, вследствие чего обнажена она лишь на отдельных участках.

Основной объем толщи составляют слоистые песчано-гравийно-галечные смеси с валунами, реже мелкозернистые желтовато-серые пески, супеси и алевроиты. Слоистость обусловлена разным распределением гальки и песчаного цемента. Мощность слоев 0,5-4 м. Для грубообломочных разрезов характерна многопорядковая горизонтальная ритмичность, обусловленная закономерным изменением крупности обломочного материала от гравийно-галечного в основании ритмов до гравийно-песчаного в кровле. Переходы между слоями постепенные, реже четкие, волнистые. Отдельные разрезы сложены преимущественно гравийными песками. Количество алевроитов редко достигает 20%, а глинистой фракции менее 2%. Мощность отложений до 15-19 м.

Все литологические разности толщи на различных гипсометрических уровнях (в бортах долин рек Кожим и Лемва, на водоразделе р. Хамбалью – рч. Лыесшор) содержат редкие (до 7 видов 13 экземпляров) и единичные раковины фораминифер *Retroelphidium atlanticum* (Gud.) *R. cf. obesum* (Gud.), *R. propinquum* (Gud.), *Haynesina cf. orbicularis* (Brady), *H. asterotuberculata* (Voorth), *Criboelphidium granatum* (Gud.), *Buccella frigida* (Cushm.), *Cassidulina subacuta* (Gud.) и др. [199]. Сохранность их очень плохая, скорее всего большая часть их переотложена из подстилающих роговских образований. Относительно холодные климатические условия формирования толщи подтверждают и палинологические комплексы, представленные лесотундровой, тундровой и лесостепной растительностью обедненного типа. Практически повсеместно в комплексах присутствуют *Betula ex. sect. Albae*, *Alnus sp.*, *Salix*, *Picea*, *Pinus silvestris*, *P. sibirica*, *Betula sect. Nanae*, встречается *Corylus*, характерно луговое разнотравье, *Compositae*, *Artemisia*, *Rosaceae*, споровые *Polypodiaceae*, *Sphagnum*, *Lycopodium*. Характерно обилие переотложенных форм, иногда до 80-100%. Среда накопления осадков, определенная методом Г.И. Стадникова для мелкозернистых песков очень сильно опресненная морская.

А.Д. Миклухо-Маклаем данные отложения в пределах площади рассматривались в качестве нерасчлененных позднемосковских флювиогляциальных - микулинских аллювиально-озерных образований, которые вследствие представлений о покровном характере ханмейского оледенения показывались только вдоль эрозионных врезов [32]. Д.В. Зархидзе [142] в северо-восточной части листа Q-41-XX относились к таряхинской аллювиально-озерной толще среднего-позднего плиоцена. М.А. Шишкиным [191] выделялись как водораздельные флювиогляциальные образования позднемосковского возраста.

По залеганию на роговской серии, особенностям литологического состава, характеру органических включений водэтыйская толща сопоставляется нами с озерно-аллювиальной дозмерской

толщей предгорий Полярного Урала, в связи с чем ее возраст условно принят раннелепидеоплейстоценовым.

Аллювиальные, аллювиально-морские и ледово-морские отложения нерасчлененные (a,am,gm N₂-Q₁) объединяют отложения балбаньюского и санавожского аллювия, падинской и роховской серий. Выделены вдоль южной рамки листа Q-41-XIX в пределах Малдинской и Верхнекожимской ЭСД для сбивки с принятым листом Q-40-XXV. Их характеристика аналогична приведенной выше для конкретных подразделений. Мощность нерасчлененных отложений до 49 м.

Среднее звено

Отложения среднего звена включают бадьявожский аллювий сыльвицкого горизонта, пачвожскую морену и пачвожский флювиогляциал среднеуральского надгоризонта.

Сыльвицкий горизонт. Бадьявожский аллювий (aIIbd) выделен впервые авторами при ГГД-200 в скважинах картировочного бурения по литологическому составу, положению в палеорельефе и разрезе. Назван по ручью Бадьявож (правый приток р. Воравож). Вскрыт скважинами в эрозионных палеоврезах верхних отрезков долин р.р. Лемва, Прав. Грубею, Грубеювож, где повсеместно залегает на цоколе палеозойских пород и перекрывается пачвожской мореной. Отложения представлены гравийно-мелкогалечными смесями с валунами, супесями и разнозернистыми песками. Обломочный материал хорошо окатан, разного состава. Опорный разрез описан в истоках р. Грубею (скв. 39), где под пачвожской мореной сверху вниз залегают:

1. Супеси коричневые с мелкой галькой (до 28%) кварца, габброидов, кварцитов – 6 м;
2. Галечники с супесями буровато-серого цвета (до 30%). В составе гальки преобладают кварциты, песчаники, фельзиты – 2,5 м;
3. Галечно-валунная смесь с редкими глыбами. Состав обломков: габброиды, кварцитопесчаники, яшмоиды, песчаники, кварц – 4,5 м.

Ниже коренные породы. Общая мощность аллювия 13 м. Максимальная мощность аллювия в Верхнекожимско-Пачвожской ЭСД достигает 17 м. К сыльвицкому горизонту отнесен условно по положению в разрезе под пачвожской мореной.

Среднеуральский надгоризонт

Пачвожская морена (gPrс) объединяет ледниковые отложения среднелепидеоплейстоценового возраста, название дано по рч. Пачвож. [198]. Она широко развита у подножья зоны кряжа, где занимает верхние отрезки долин многих водотоков (Джагалъяптикшор, Рошавож, Лев. и Пр. Грубею, Воравож и др.) и прилегающие склоны. В виде отдельных пятен, морена сохранилась на плечах трогов вдоль долин рек Парнокаю, Мал. и Бол. Хайма, рч. Пачвож. Гипсометрический интервал распространения отложений 240-500 м (в горной части до 700 м). В большинстве случаев мо-

рена в значительной степени переработана склоновыми процессами и собственно ледниковые формы плохо сохранились. В виде гряд и отдельных холмов с редкими озерами она выражена лишь в истоках ручья Воравож и Рощавож. В верхних отрезках долин часто перекрывается ханмейской мореной с хорошо выраженными ледниковыми формами рельефа.

Пачвожская морена сложена серыми, серовато-бурыми, коричневыми плотными суглинками и супесями с обилием щебня, дресвы, разноокатанной гальки, глыб и валунов, часто расколотых и со шрамами. Содержание грубообломочного материала изменяется от 50 до 90%, в его составе характерно преобладание пород, развитых в зоне кряжа. При этом к западу от Лемвинского массива преобладают граниты и габброиды массива, на плечах трога р. Бол. Хайма - долериты оранг-юганско-лемвинского комплекса и метабазальты кокпельской свиты, в истоках рек Грубею и Воравож – габброиды и песчаники с их верховьев. Эти данные однозначно указывают на движение ледниковых масс с Урала. Мощность морены изменяется от первых метров на плечах трогов до 15-22 м в долинах рек. Максимальные значения зафиксированы у подножья северо-западных склонов кряжа на правобережье рч. Бадъявож и в истоках р. Грубею (скв. 35, 40).

В долинах рек Лемва и Пачвож морена содержит спорово-пыльцевые комплексы тундрового типа. Основу комплекса составляют споровые (*Polypodiaceae*, *Lycopodium*, *Sphagnum*) и *Betula sect. Nana*, характерны *Betula sect. Albae*, *Salix* и травы.

Возраст морены определен среднелепистоценовым по наличию четырех надпойменных террас, выработанных в долинах ее распространения. Оледенение, как следует из анализа расположения остатков морены и фрагментов троговых долин, носило полупокровный характер. В то же время широкое развитие эрратических валунов на поверхностях выравнивания высоких предгорий указывает на вероятность существования еще одного, более древнего, покровного оледенения.

Пачвожский флювиогляциал (fIIpč) ранее выделялся на территории листов как флювиогляциальные отложения московского горизонта [191]. Развита в долинах рек Парнокаю, Мал. Хайма, Мал. Надота. Отдельные фрагменты отложений сохранились в бортах Верхнекожимско-Пачвожской ЭСД. Гипсометрический интервал распространения осадков 260-640 м. Залегает на палеозойском цоколе и отложениях роговской серии. Сложен дресвяно-галечно-гравийными, песчано или гравийно-галечными смесями с валунами. Заполнитель - супесчаный, реже суглинистый. Отложения в значительной степени промытые, выход тяжелой фракции незначителен. Обломочный материал разноокатан, в составе присутствуют как местные, так и дальнепринесенные породы. Генезис отложений принимается флювиогляциальным, а возраст среднелепистоценовым на основании их высокой промытости и тесного сопряжения этих осадков с пачвожской мореной. Вскрытые мощности достигают 15 м.

Среднее-современное звенья (QII-H)

Нерасчлененные отложения среднелепистоцен-голоценового возраста выделяются в составе обеих СФЗ. Они включают элювий, элювиоделювий, элювиально – коллювиально - и делювиально-десерпционные отложения, делювиосолифлюксий, лимний и палюстрий. В пределах аккумулятивно-денудационной равнины и низких предгорьях их формирование началось после отступления водэтытского бассейна, в высоких предгорьях и зоне кряжа связано с началом деградации среднелепистоценового оледенения и продолжается до настоящего времени. В горах они слагают наиболее высокие уплощенные грани рельефа в которые вложены более молодые позднелепистоценовые тороги и кары.

Элювий (eII-H) развит на уплощенных вершинах осевой зоны кряжа, плоских водоразделах предгорий и денудационно-аккумулятивной равнины на высотах от 200 до 1400 м. Дешифрируется по участкам гладкого, светло-серого или серого фототона, с «просвечивающим» строением коренных пород. Представлен глыбовыми и щебнистыми образованиями с незначительной супесчано-суглинистой примесью. Мощность отложений 0,5-2 м.

Элювиоделювий (ed II-H) - наиболее широко развитый тип склоновых образований в предгорьях и на выходах палеозойского цоколя в пределах денудационной равнины. Гипсометрический интервал распространения осадков 110-600 м. Отложения хорошо дешифрируются на АФС по светло-серому пятнистому фототону и точечно-пятнистому рисунку на залесенных склонах. Представлены глыбово-щебнистым материалом с незначительным количеством дресвяно-суглинисто-супесчаного заполнителя. Мощность элювиоделювия 0.5-3 м.

Элювиальные и десерпционные отложения нерасчлененные (e,drII-H) развиты на пологих склонах и уплощенных водоразделах горной части. Гипсометрический интервал распространения отложений 600-1200 м. Генезис их обусловлен совместным действием процессов физического разрушения коренных пород и криогенных процессов приводящих к перемещению щебнисто-глыбового материала. Мощность отложений до 2 м.

Коллювиальные и десерпционные отложения нерасчлененные (c,drII-H) и **делювиально-десерпционные отложения** (ddrII-H) - широко развитый тип склоновых образований в горной части территории, где они покрывают крутые и относительно пологие внешние склоны крупных горных хребтов. Генезис их обусловлен совместным действием гравитационных и криогенных процессов, вследствие чего происходит медленное перемещение щебнисто-глыбового материала. Мощность отложений до 1,5 м на склонах, до 6 м и более у подножий

Делювиосолифлюксий (dsII-H) выделяется на пологих, частично задернованных склонах низких предгорий. Хорошо дешифрируется темно-серым фототонном с заметным линейно-

полосчатым рисунком, обусловленным сериями выпуклых бровок солифлюкционных террас. Сложен (глыбово)-щебнисто-дресвяным материалом с суглинистым наполнителем, содержание которого может достигать 50-60%. Мощность отложений 0,5 - 5 м.

Лимний и палюстрий нерасчлененные (I, pII-H) заполняют неглубокие понижения на в пределах водэтыйской толщи и роговской серии. Поверхность отложений часто осложнена термокарстовыми озерами и буграми, хорошо выделяется на АФС контрастным черно-белым фототонном с пятнистым, струйчато-полосчатым и точечным рисунком. Озерная часть разреза сложена синевато-серыми и зеленовато-серыми глинистыми алевроитами, мелкозернистыми супесями с редкой мелкой хорошо окатанной галькой и обугленными растительными остатками. Болотные осадки представлены торфом: от светло-бурого, слабо разложившегося, до темно-бурого, почти черного, хорошо разложившегося, с древесными остатками. Последние разности обычно слагают торфяные бугры высотой до 5 м, наиболее ярко представленные в истоках р.р. Нерцета, Бетью, в долине рч. Покойник-Шор и др. Максимальные мощности отложений (5-6 м) вскрыты скважинами на водоразделах Бол. Таврота – Таврота-шор, Грубею – Воравож, [85, 142]. Спорово-пыльцевые комплексы из торфяников отражают таежный тип растительности, характерной для сулинского горизонта Тимано-Печорского региона. В комплексах преобладают хвойные (*Picea obovata*, *Pinus sibirica*), меньше мелколиственных и кустарничковых (*Alnus*, *Yuniperus sibirica*), характерны травы, много споровых (Polypodiaceae, *Lycopodium*, *Dubium*). В озерных разностях преобладает *Betula sect. Albae*, меньше хвойных, много осоковых трав и разнотравья. Переотложенные формы в этих комплексах практически отсутствуют.

Верхнее звено. Первая ступень. Стрелецкий горизонт

Чулейская толща (amIIIcl) впервые выделена Р.Б. Крапивнером [25, 26] в ранге свиты, объединяющей морские и аллювиально-морские отложения IV надпойменной террасы рек Печора и Уса. На площади развита в северо-западной части листа Q-41-XIX, в бассейне нижнего течения р. Бол. Инта. Слагает аккумулятивный чехол слабо наклонной к северо-западу морской террасы с абсолютными отметками поверхности 85 - 100 м. Вверх по р. Бол. Инта поверхность террасы, постепенно повышаясь, достигает абсолютных высот 120-125 м и ее осадки фациально замещаются аллювием IV надпойменного уровня. В настоящее время аккумулятивные отложения террасы в значительной мере эродированы и в районе г. Инта на дневную поверхность выходит ее цоколь, сложенный роговской серией. Отложения чулейской толщи сохранились полосой шириной до 1-2 км вдоль тылового шва террасы, где представлены прибрежной фацией валунно-галечно-песчаного состава. Для них характерна косая слоистость. Контакты между слоями часто ожелезнены, наклонены под углами 5-30°. В нижней части толщи преобладают валунно-галечные или

песчано-гравийно-галечные смеси с валунами, а также буровато-серые разнотернистые пески и супеси. Содержание гальки и валунов в отдельных прослоях достигает 60-80%. Они хорошо окатаны, разного размера и петрографического состава. В долине р. Бол. Инта в нижней части разреза присутствуют прослои темно-коричневого торфа мощностью до 5 см. Верхняя часть толщи сложена светло-серыми и желтовато-серыми слоистыми среднетернистыми песками, супесями и алевритами. Слоистость косая, горизонтальная и линзовидная, подчеркнута включениями крупнотернистого песка с гравием и галькой и прослоев глинистого алеврита по плоскостям наложения, разной степени ожелезнения прослоев песка однородного состава. Нижний контакт толщи, как правило, четкий, часто ожелезнен и омарганцован. Мощность чулейской толщи до 17 м.

В нижнем отрезке долины р. Бол. Инта песчаные разности содержат фораминиферы (до 9 видов, 20 экземпляров на образец): *Buccella hanai arctica* (Voloshin), *Retroelphidium atlanticum* (Gud.), *Haynesina orbicularis* (Brady), *H. parvam* (Gud.), *Criboelphidium goesi* Stshedr., *Cr. cf. subarcticum* (Cushm.), *Cassidulina subacuta* (Gud.), *Milliolinella sp. ind.*, *Planocassidulina norcrossi* (Cushm.), *Pateoris cf. arctica* (Gud. et Said.) [199]. Последние два вида, по мнению Л.А. Тверской, характерны для морских осадков верхнего неоплейстоцена побережья Арктики. По текстурно-литологическим особенностям, геоморфологическому положению и находкам раковин фораминифер генезис толщи определяется аллювиально-морским, а возраст-первой ступенью позднего неоплейстоцена (стрелецкий горизонт). А.Д. Миклухо-Маклаем описанные выше отложения рассматривались в качестве флювиогляциальных образований зырянского оледенения. В.И. Астаховым [6] тыловой шов IV террасы, хорошо выраженный на уровне высотной отметки 100 м в бассейне р.р. Печоры и Усы, рассматривается в качестве берегового уступа подпрудного ранневалдайского палеозера Коми, хотя приведенные им данные по термолюминисцентным датировкам из прибрежных песков на отметке 90 м у дер. Гаревое (88 и 93 тыс. лет) свидетельствуют об их стрелецком (микулинском) возрасте. Б.А. Борисовым формирование этого же абразионного уступа связывается с поздневалдайским подпрудным озером.

Якшинский аллювий ($a^4\Pi jk$) слагает аккумулятивный чехол IV надпойменной террасы высотой от 20 до 30 м над урезом воды. Предшественниками картировался в составе аллювия третьей надпойменной террасы микулинского возраста [191] или как аллювий четвертой надпойменной террасы среднего неоплейстоцена [177]. Развита по долинам рек Кожим, Бол. Инта, Лемва, Парнокаю. Залегает на цоколе палеозойских пород или вложен в более древние неоген-четвертичные отложения. По механическому составу в разрезах аллювия преобладают образования русловой фации: галька (до 40-60%), валуны (до 20-40%), гравий (до 40%). Лишь в самой верхней части появляются прослои песка, супеси, реже суглинка. Галька и валуны хорошо окатаны, размер валунов обычно не превышает 40 см. Петрографический состав обломочного материала уральского происхождения. Мощность отложений 7- 25 м. В долине р. Кожим в якшинском

аллювии выявлены спорово-пыльцевые комплексы с преобладанием спор папоротника (*Polypodiaceae*) и хвойных древесных: *Pinus silvestris*, *Picea obovata*, характерно присутствие *Betula sect. Albae*, трав и споровых. Стрелецкий возраст принимается по геоморфологическому положению.

Вторая ступень. Ханмейский горизонт

Ханмейский флювиогляциал (fIII_{hn}) развит локально по периферии ханмейских конечных морен в долинах р.р. Хамбалью, Кожим, Петравож и др.. Хорошо дешифрируется на АФС по светлому линзовидно-струйчатому фоторисунку. Отложения представлены буровато-серой песчано-гравийно-галечной смесью с валунами размером до 0,6 м. Содержание гальки и валунов 40-60%, они средние и хорошо окатаны, преобладают породы областей питания ледников. Распределение обломков по слою равномерное. Заполнитель – разнотравный полимиктовый песок. В отложениях иногда наблюдаются маломощные (до 1 м) прослои глинистого буровато-желтого алевролита с галькой (до 30 %). В долине р. Хамбалью для флювиогляциальных отложений установлены тундровые спорово-пыльцевые комплексы с преобладанием споровых: *Polypodiaceae*, *Sphagnum*, присутствует кустарниковая березка, береза древовидная и разнотравье. Мощность отложений до 10,5 м.

Ханмейская морена (gIII_{hn}) широко развита в верхних отрезках долин крупных водотоков при выходе их в зону высоких предгорий. Отложения формируют серию конечных и основных морен хорошо выраженных в современном рельефе. Гипсометрический интервал распространения морены 400-620 м, лишь в долине р. Тыкотлова она опускается до 260 м. Морена сложена серовато-бурыми, щебнисто-дресвяными суглинками или супесями с обилием (до 80%) плохо и средне окатанных глыб, валунов и гальки разного состава. Размер отдельных валунов достигает 0,8 м. Петрографический состав обломочного материала полностью отвечает таковому в областях питания ледников. Максимальные мощности морены, вскрытые скважинами, не превышают 15 м, но, судя по высоте слагаемых ею конечных гряд, могут достигать 20-30 м. В моренных суглинках установлены спорово-пыльцевые комплексы тундровой растительности в составе которых преобладают споровые: *Polypodiaceae*, *Licopodium*, *Sphagnum*, характерны *Betula sect. Nana*, *Betula sect. Albae*, *Alnus*, разнотравье, иногда встречается *Picea obovata*. Возраст морены определен ханмейским из-за повсеместного развития в ее пределах аллювия двух надпойменных террас.

Седловой аллювий (a³III_{sd}) развит в долинах крупных водотоков. Слагает аккумулятивный чехол III надпойменной террасы высотой от 13 до 16 м над урезом воды. В масштабе карты он часто объединен с якшинским аллювием. Как самостоятельное подразделение закартирован на р. Кожим, в среднем и нижнем течении р. Лемва. Залегает как на палеозойском цоколе, так и более древних неоген-четвертичных образованиях. Русловая фация галечно-валунного состава с приме-

сью разнозернистого песка. Галька и валуны (до 0,4 м) средне и хорошо окатаны. Для пойменной фации характерно преобладание желтовато-бурых суглинков и алевроитов с линзами и прослоями песчано-гравийно-галечного состава. Галька мелкая, хорошо окатанная. Мощность отложений 5-7 м. Спорово-пыльцевые комплексы, изученные в долинах р.р. Бол. Инта и Лемва, изменяются от тундровых в русловой фации до арктических пустынных в пойменной. Преобладают споры сфагновых мхов и папоротников. Характерны пыльца кустарничковой березы, ивы и разнотравья. В связи с чем возраст аллювия принимается ханмейским.

Первая и вторая ступени. Стрелецкий и ханмейский горизонты

Якинский и седловой аллювий нерасчлененные ($a\Pi/k-sd$) показаны на участках, где раздельное выделение отложений в масштабе карты невозможно. Литологический состав отложений и их палинологическая характеристика аналогичны вышеописанным якинскому и седловому аллювию. Суммарная мощность осадков достигает 14-20 м.

Третья ступень. Невьянский горизонт

Сырьяхинский аллювий ($a^2\Pi/sj$) слагает аккумулятивный чехол II надпойменной террасы высотой от 6 до 10 м. Развита в долинах большинства водотоков гипсометрически ниже уровня развития полярноуральской морены. Залегают на коренном цоколе или более древних неоген-четвертичных образованиях. Представлен двумя фациями: русловой (валунно-гравийно-галечного состава) и пойменной (пески, суглинки, супеси, алевроиты с мелкой галькой и гравием). В верхней части пойменной фации встречаются прослои погребенной почвы. Мощности аллювия 6-9 м. Спорово-пыльцевые комплексы аллювия отражают лесной тип растительности с преобладанием пыльцы древесных пород (до 90%), трав – 3-16%, споровых – 7-18%. Доминирует пыльца ели, сибирского кедра, сосны и древовидной березы, с примесью кустарничковой березки. Пыльца трав представлена разнотравьем и полынями; споровые – папоротниками, плаунами, мхами. В Предуральской СФЗ абсолютный возраст костных остатков из русловой фации аллювия второй надпойменной террасы р. Усы (Мамонтова Курья) 37,4-34,4 тыс. лет [84], что подтверждает принятый каргинский возраст отложений.

Четвертая ступень. Полярноуральский горизонт

Ярвожский аллювий ($a^1\Pi/jr$) развита в долинах большинства водотоков гипсометрически ниже развития полярноуральской морены. Слагает аккумулятивный чехол I надпойменной террасы высотой от 3 до 5 м над урезом воды и представлен валунно-гравийно-галечной смесью с песчаным или супесчаным заполнителем в русловой фации и слоистыми песками, супесями и суглинками или алевроитами в пойменной фации. Залегают на коренном цоколе, или более древних неоген-четвертичных образованиях. В долинах рек Кожим и Лемва отложения содержат спорово-

пыльцевые комплексы тундрового типа с преобладанием споровых растений: *Licopodium Selaginella*, *L. alpinum*, *Polypodiaceae*, *Sphagnum*. Характерна примесь кустарничковой березы, ивы, трав. Мощности отложений 3-5 м.

Полярноуральская морена (gIII_{pu}) широко развита в зоне кряжа по долинам крупных водотоков и в верхних отрезках долин их боковых притоков. Гипсометрический интервал распространения морены 400-1000 м. Морфологически она выражена моренными грядами и холмами высотой до 3-5 м. Состав морены характеризуется обилием крупнообломочного материала и его сравнительным однообразием, отражающим локальные области питания ледников. Размер слабоокатанных глыб иногда достигает 1,5 м. Подчиненную роль в составе играют щебень, дресва, галька, гравий и супеси. Мощность отложений, судя по высоте слагаемых ими холмов, 3-5 м, конечно-моренных гряд до 30 м (район оз. Лымья-ты).

Полярноуральский флювиогляциал (fIII_{pu}) развит по периферии конечно-моренных гряд одноименной морены и обычно слагает наклонные зандровые конуса, состав и строение которых различны в зависимости от масштаба и положения питающего ледника. Зандровые конуса в долинах крупных рек (наиболее типичный - конус на р. Бол. Лемва) сложены буровато-серой песчано-гравийно-галечной смесью с валунами. Содержание гальки и валунов достигает 60-70%, они средне и хорошо окатаны, равномерно распределены по слою, петрографический состав отвечает области питания ледника, поэтому чаще других встречаются граниты и габброиды. Мощность уменьшается с 14 до 5-7 м по мере удаления от конечно-моренного вала. Зандровые отложения небольших, по сути, каровых ледников в высокогорной части района (пример – район оз. Лымьяты) сложены неокатанным глыбово-дресвяно-щебнистым материалом с примесью плохоокатанной гальки и дресвяно-супесчаного суглинка. Мощность от 2 до 10 и более метров.

Третья и четвертые ступени. Невьянский и полярноуральский горизонты.

Сырьяхинский и ярвожский аллювий объединенные (aIII_{sr+jr}) Показаны совместно там, где раздельно не выражаются в масштабе карты. Характеристика отвечает описанным выше раздельно аллювию I и II надпойменных террас. Мощность подразделения 5-6 м на мелких водотоках и до 10-14 м на крупных реках.

Верхнее звено неоплейстоцена - голоцен

Элювиodelювий (edIII-H) показан локально на выступах днищ трогов внутри полярноуральской, ханмейской и пачвожской морен. Сложен уплотненным глыбово-щебенчатым материалом местных пород. Формирование отложений началось после деградации верхнелепестовых морен и продолжается поныне. Мощность 0,5-2,0 м.

Делювиосолифлюксий (dsIII-H) развит на пологих эрозионно-экзарационных склонах высоких предгорий и зоны кряжа, сложенных, как правило сланцевыми толщами, не дающими при разрушении крупнообломочного материала. Представлен глыбово-щебнисто-дресвяными суглинками. На АФС характеризуется струйчато-полосчатым рисунком фотоизображения, с серповидными выступами солифлюкционных террас. Формирование отложений началось после деградации пачвожской и ханмейской морен и продолжается поныне. Мощность достигает 5 м.

Коллювиальные и десерпционные отложения нерасчлененные (с,drIII-H) и **делювиальнодесерпционные отложения** (ddrIII-H) - широко развитый тип склоновых образований в горной части территории, где они покрывают крутые и относительно пологие склоны эрозинных и троговых долин, каров. Генезис их обусловлен совместным действием гравитационных и криогенных процессов, вследствие чего происходит медленное перемещение щебнисто-глыбового материала. Мощность отложений до 1,5 м на склонах, до 6 м и более у подножий

Лимний и палюстрий нерасчлененные (l,plIII-H) в основном вложены в чулейскую толщу и аллювий надпойменных террас. Отдельные их фрагменты развиты в пределах пачвожской и ханмейской морен в зоне кряжа и предгорьях. Нижняя часть отложений сложена супесями, песками и алевроитами с редкой мелкой галькой, а верхняя часть – торфом мощностью от 0,5 до 2,5 м. Формирование их началось после накопления осадков соответствующего уровня террас или морен и продолжается в настоящее время. Мощности отложений - 6-9 м.

Голоцен

Морена каровых ледников (gH) развита в пределах высоких горных массивов зоны кряжа, у подножья современных каров. Гипсометрический интервал распространения отложений, как правило, превышает 1000 м. Они образуют невысокие валы и холмики, сложенные несортированным грубообломочным материалом (глыбами, щебнем) с суглинисто-дресвяным заполнителем) или хаотичные скопления глыбовых пород перед краем современных ледников. Формирование отложений продолжается и сейчас. Видимая мощность 3-5 м.

Пролувий (pH) слагает конусы выноса в приустьевых частях боковых притоков многих долин рек зоны кряжа (Хамбалью, Мал. и Бол. Хайма, Бол. Лемва, Бол. Тыкотлова, Грубею Вост. и др.). Конусы хорошо выделяются на АФС характерной формой и веерообразному рисунку фотоизображения. Сложены глыбово-валунно-щебнисто-галечной смесью с примесью дресвяно-гравийных суглинков. Вскрытая мощность отложений достигает 5 м.

Аллювий русел и пойменных террас (aH) слагает русла, низкую и высокую поймы. Доминирующая часть отложений представлена русловой фацией аллювия – песчано-гравийно-галечными смесями с валунами. Галька и валуны, как правило, хорошо окатаны. Подчиненное

значение имеют пойменные фации – слоистые пески, алевриты, суглинки. Контакты между слоями обычно четкие, волнистые, наклонены в сторону течения реки. В долине р. Лемва пойменные фации содержат спорово-пыльцевые комплексы современной флоры с преобладанием споровых растений *Polypodiaceae*, *Lycopodium alpinum*, *Sphagnum*. В составе пыльцы доминируют травы: *Compositae*, *Onograceae*, разнотравье. Мощность аллювия зависит от порядка водотока и достигает 3-5 м.

Техногенные образования (tH^2) локализованы в районе шахты Южная, пос. Верх. Инта, а также в долинах р.р. Кожим и Балбанью. В их составе выделяются 2 основных типа: а) отложения, образовавшиеся в результате шахтной угледобычи и строительства железной дороги и б) отложения, являющиеся следствием добычи россыпей и их рекультивации.

Первый тип отложений развит в пределах пос. Южный, Верх. Инта и Угольный. Образован отвалами шахтных пород, отсыпными площадками под зданиями и дорогами. Сложен щебнем, глыбами и дресвой измененных (горелых) аргиллитов и алевролитов с примесью супесей, глин и суглинков. Отвалы слагают серию искусственных холмов высотой 5-6 м, редко 10-15 м, с крутыми склонами (до 50-60°) и плоскими вершинами. Ширина полос, занятых отвалами, достигает 500 м, а длина до 2-2,5 км. Их формирование продолжается в настоящее время. Техногенные отложения второго типа развиты в пределах бывших контуров аллювиальных террас вдоль долин р.р. Кожим и Балбанью. В составе эйфельных отвалов преобладают чистые промытые галечники, валуны; в отстойниках – пески и глины. На рекультивированных участках в нижней части разрезов техногенных образований преобладают глины с валунами, в верхней – гравийно-галечные смеси и промытые галечники. Мощность техногенных отложений до 15 м.

Покровные образования, представленные суглинками палевого и желтовато-бурого цвета, пользуются весьма широким площадным распространением в пределах аккумулятивно-денудационной равнины, низких предгорьях и днищах структурно-эрозионных депрессий, залегая на поверхности различных неоген-четвертичных образований. На карте чехол покровных образований снят. Мощность покровных суглинков колеблется от 0,3 до 2,5 м, составляя обычно 0,5-1,0 м. Происхождение их достоверно не установлено. Наиболее вероятно, что они имеют элювиальный генезис и являются продуктом морозного выветривания.

3. ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ

Интрузивные горные породы развиты главным образом в юго-восточной части листа Q-41-XX и незначительно на южной рамке листа Q-41-XIX. Среди них выделяются интрузивные образования байкальского и каледоно-герцинского тектоно-магматических этапов.

Интрузии байкальского тектоно-магматического этапа.

Субвулканические образования саблегорского риолит-базальтового комплекса. Вторая фаза. Метариолиты ($\lambda\pi V_1sb_2$). Представлены фрагментом Малдынырдского риолитового массива в северной части хр. Малды-нырд. Контакты массива с породами саблегорской свиты расланцованы, однако, присутствуют признаки активного воздействия риолитов – гидротермальные изменения в метабазах и филлитовидных сланцах, вкрапленность магнетита, отмечаются апофизы риолитов во вмещающие породы [56].

Риолиты – обильнопорфировые породы (20-25%, нередко до 50% вкрапленников кварца, альбитизированного микроклина, реже – плагиоклаза) с микрогранобластовой и гранобластовой структурой основной массы. Вкрапленники представлены двумя генерациями, различающимися по размеру: 1) микроклин и плагиоклаз размером 4-6 мм и кварц размером 2-3 мм и 2) микроклин размером 1-2 мм, кварц 0,5-1 мм. Часто встречаются обломки вкрапленников. Риолиты с небольшим количеством вкрапленников (5-10%) распространены реже, фенокристаллы в них в основном представлены кварцем (50-100%). Акцессорные минералы – сфен, циркон, ортит, апатит и, реже, рутил. По химическому составу (прил. 8) риолиты относятся к умеренно-щелочному типу известково-щелочной серии. Петрофизические свойства риолитов (прил.12) определяют картирование Малдынырдского массива в гравитационном поле интенсивным минимумом V_{zzz} . Геохимические особенности пород (прил. 9) свидетельствует об их родстве с эффузивными риолитами саблегорской свиты, с одной стороны, и гранитами Малдинского массива с другой, и, таким образом, образуют, по-видимому, единую вулканоплутоническую ассоциацию. Кроме того, А.А. Соболева [57], детально изучавшая малдынырдские риолиты, делает вполне обоснованный вывод об идентичности этой вулканоплутонической ассоциации и гранитоидов Лемвинского комплекса. Вендский возраст Малдынырдского массива принимается на основании наличия интрузивных контактов с покровными фациями саблегорской свиты [108]. Радиологический возраст цирконов из субвулканических риолитов (519 ± 17 млн. лет), полученный методом термоионной эмиссии свинца, отвечает раннему кембрию [57] и, по-видимому, омоложен.

Лемвинский габбро-гранитовый комплекс на территории листа представлен одноименным массивом и рядом гипабиссальных тел риолитов к северу от него. Западная часть Лемвинского массива сложена преимущественно офитовыми габбро, восточная – гранитами. Последние имеют с габбро активные интрузивные контакты и, кроме того, образуют среди них небольшие тела размером от первых десятков метров до 5 км^2 , являющимися апофизами главного тела. Между габбро и гранитами локализованы диориты, имеющие метасоматическую природу. Граниты прорваны дайками риолитов и долеритов. Поэтому в составе комплекса выделяются три фазы внедрения.

Лемвинский массив на дневной поверхности имеет размеры 1-5 x 40 км и прослеживается в виде линзы северо-восточной ориентировки, слагаая в современной структуре основание Верхнепарнокского тектонического покрова. Морфологически представляет собой пластообразное тело, падающее на северо-восток под углом 45-70 градусов, что подтверждается анализом геофизических материалов. Западный контакт массива с верхней подсвитой моллюдовожской свиты повсеместно тектонический, за исключением небольшого блока в каньоне р. Лев. Парнок, который находится выше подошвы надвига и сложен интенсивно ороговикованными породами. Восточный эндоконтакт (в первоначальной структуре верхний) характеризуется со стороны массива развитием мелкозернистых гранитов, наличием среди них ксенолитов и реликтов кровли (до 0,4 км²). В экзоконтакте проявлены процессы гранитизации, присутствуют инъекции гранитного состава. С востока граниты часто контактируют с базальными конгломератами и аркозовыми песчаниками погурейской свиты, которые с размывом залегают на массиве и вмещающих его породах моллюдовожской свиты. Они закартированы в виде узкой (до 100 м) прерывистой полосы и сохранились в углублениях на палеоповерхности массива. Поэтому в современной структуре они находятся с массивом в одной тектонической пластине и отделены Верхнелемвинским надвигом от основного поля развития погурейской свиты. Отложению конгломератов и аркозов предшествовал перерыв во времени, в течение которого массив был выведен на дневную поверхность и частично эродирован. В виду того, что конгломераты залегают на различных по глубинности образования гранитах, а также ксенолитах кровли, уровень эрозии гранитов составляет не менее 300-400 м.

Первая фаза лемвинского комплекса (vV_1I_1 , $v\sigma V_1I_1$) представлена породами основного состава, среди которых выделяются: амфиболовые перидотиты, габбронориты и офитовые габбро. А.М.Пыстиным [168] они включались в самостоятельный верхнелемвинский габбровый комплекс.

Амфиболовые перидотиты ($v\sigma$), чередующиеся с кварцсодержащими габброноритами слагают небольшое (750x70 м) линзовидное тело среди офитовых габбро в западном эндоконтакте Лемвинского массива. Взаимоотношения вышеназванных пород не совсем ясны. Амфиболовые перидотиты (с переходами в оливиновые горнблендиты) представляют собой меланократовые средне-крупнозернистые породы, сложенные роговой обманкой (в среднем около 50%), клинопироксеном (до 30%) и оливином (до 20%) с небольшим количеством плагиоклаза и биотита (доли %). Аксессуары: магнетит, апатит, сфен. Роговая обманка и клинопироксен образуют крупные ксеноморфные ойкокристаллы, включающие округлые зерна нацело серпентинизированного оливина. Порода представляет собой ортокумулат, кумулюсной фазой в котором является оливин. Зональная бурая роговая обманка и клинопироксен замещаются зеленой роговой обманкой и, затем, актинолитом и хлоритом. Химический состав амфиболовых перидотитов дан в прил. 8.

Габбронориты (v) – средне-крупнозернистые породы пойкилоофитовой структуры, сложенные клинопироксеном (55%), плагиоклазом (25%), биотитом (10%), ортопироксеном (5%); в большинстве случаев присутствует интерстиционный кварц (до 3%). Акцессорные минералы представлены очень малыми количествами магнетита, апатита и сфена. Клинопироксен образует изометричные ойкокрystalлы (2-8 мм), включающие короткопризматические выделения основного плагиоклаза (0,5 – 2,5 мм). Реже плагиоклаз располагается в промежутках между зернами клинопироксена. Ортопироксен встречается в редких субтаблитчатых кристаллах размером 2-4 мм. Бурая роговая обманка развивается по клинопироксену, иногда образует реакционные каймы на стыке зерен клинопироксена и плагиоклаза. Зеленая роговая обманка замещает бурую, но иногда образует самостоятельные зерна. Вторичные изменения – оталькование и хлоритизация клинопироксена и практически полная сосюритизация плагиоклаза. Средний химический состав габброноритов приведен в прил. 8. На диаграмме AFM роговообманковые перидотиты и габбронориты образуют четкий толеитовый тренд. Тесная ассоциация этих пород, в которой перидотиты представляют собой ортокумулат, показывает, что, вероятно, здесь мы имеем дело, во-первых, с фрагментом нижней части габброидной магматической камеры, в которой интенсивно проявлялись процессы гравитационной кристаллизационной дифференциации, причем состав дифференциата приближался к составу офитового габбро и, во-вторых, исходный для всей серии пород состав был субщелочным с существенно повышенным содержанием калия и фосфора.

Офитовые габбро (v) слагают в Лемвинском массиве основную часть главного тела меланократовых пород. Это темные зеленовато-серые массивные породы с редкими порфировыми вкрапленниками плагиоклаза и (очень редко) амфибола. Обладают существенно различной зернистостью – от мелкозернистых долеритов в эндоконтактах до крупнозернистых роговообманковых пегматоидов в центральной части тела; переходы постепенные. Структура пород офитовая и пойкилоофитовая. Иногда отмечается линейная ориентировка кристаллов плагиоклаза, что свидетельствует о течении расплава в процессе кристаллизации. Офитовые габбро сложены плагиоклазом (60-64%), амфиболом (31-32%), биотитом (4,5-5,5%) и клинопироксеном (авгит); количество последнего варьирует от 1% в большинстве разновидностей до 10-12% в породах центральной части тела. Кварц присутствует в единичных зернах. Порфировые кристаллы плагиоклаза (до 2,5х4,5 мм) идиоморфны, а более мелкие кристаллы основной массы часто включены в зерна железо-магнезиальной роговой обманки (железистость по данным химических анализов 54,2-59,2). Вкрапленники плагиоклаза обладают обратной и повторяющейся зональностью, что указывает на резкие колебания в условиях кристаллизации расплава. Акцессорные минералы: магнетит, ильменит, апатит, сфен, циркон, пирит. В отдельных пробах встречены молибденит, галенит, муассонит и ортит. Химический состав габбро главного интрузивного тела приведен в прил. 8.

Вторая фаза лемвинского комплекса ($\epsilon\gamma V_1 - \epsilon_1 l_2, \tau\lambda V_2 - \epsilon_1 l_2$) представлена умеренно-щелочными гранитами, трахириолитами и образованными в результате гранитизации габброидов первой фазы метасоматическими «диоритами».

Среди гранитов ($\epsilon\gamma_2$) выделяются на породы главной интрузивной фации и фации эндоконтактов. Наибольшим распространением пользуются первые, слагающие практически весь массив, а также апофизы в габброидах. Они представлены розовато-серыми, светло-серыми, зеленовато-серыми, крупно-среднезернистыми разновидностями с типичной гипидиоморфнозернистой структурой. Сложены зональным плагиоклазом (альбит с сосюритизированным ядром, в котором просматривается прямая зональность из 3-4 каевок) – 24%, ортоклаз-микропертитом (с пертитами распада и замещения) – 37-42%, биотитом – до 6% и кварцем – 31-36%. Граниты фации эндоконтактов сохранились узкой полосой вдоль восточной границы массива, а также на северном и южном его замыканиях. Они характеризуются насыщенной розовато-лиловой окраской, обусловленной примесью тонкораспыленного гематита в калиевых полевых шпатах, мелкозернистым строением и массивной порфировидной гранитовой текстурой, обусловленной распределением кристаллов ортоклаза (до 3 мм) на фоне микропегматитовой кварц-полевошпатовой основной массы. Общее количество калиевого полевого шпата достигает 60%, он часто пелитизирован. Плагиоклаз составляет 5-10%. Иногда в эндоконтакте наблюдаются своеобразные «орбикулярные» текстуры. Взаимопереходы с гранитами главной интрузивной фации постепенные. Описанные породы относятся к группе биотитовых двуполевошпатовых умеренно-щелочных гранитов. В апикальных частях массива и в апофизах содержание плагиоклаза несколько повышается (32-33%), а ортоклаза и, отчасти, кварца – понижаются (до 28-34% и 20% соответственно). Акцессорные минералы гранитов – магнетит, ильменит, циркон, сфен, апатит, турмалин, ортит, монацит, рутил, пирит и флюорит. Химический состав гранитов приведен в прил. 8.

«Малоглубинная компонента» второй фазы лемвинского комплекса представлена трахириолитами, развитыми на северном продолжении массива и мелкими телами трахириолитовых брекчий в полосе молюдвожской свиты к востоку от него. Наиболее крупным из них является риолитовое тело в междуречье Бол. Хаймы и Лев. Грубею размером 3 км х 200-500 м, сложенное темно-серыми с вишневым оттенком обильнопорфировыми риолитами (количество вкрапленников калиевого полевого шпата и кварца в равном соотношении – до 50%) с микрогранобластовыми в основной массе. Акцессорные минералы: циркон, сфен, ортит; рудный – титаномagnetит. Химический состав трахириолитов дан в прил. 8.

«Диориты» и «дириотоиды» образованы в результате гранитного метасоматоза габброидов с образованием гибридных по составу пород, напоминающих по своим текстурным особенностям эруптивную брекчию, в которой состав обломков всегда более основной, чем состав цементирую-

щего материала. В результате контаминации в пределах габброидной части массива произошло образование целого спектра пород, по химическому составу варьирующих от «кварцсодержащих и кварцевых умеренно-щелочных габбродолеритов» до «кварцевых монцодиоритов» и «гранодиоритов». Петрографические границы между этими типами пород из-за постепенных взаимопереходов в значительной мере условны. Отмечается не только переработка и изменение состава габброидных обломков, но и изменение состава самих гранитов за счет ксеногенного материала. В зависимости от степени проработки контакты гранитов и габброидных обломков резкие или постепенные. В крайних вариантах обломки габброидов полностью усваиваются гранитной магмой и превращаются в «диоритоиды». Последние сложены субидiomорфным зональным плагиоклазом, в переменных количествах зеленой роговой обманкой (включающей иногда реликты бурого амфибола) калиевым полевым шпатом (ортоклаз-микропертит и микроклин), биотитом и кварцем. Акцессорные минералы: циркон, апатит, магнетит, титаномagnetит, ильменит, сфен, пирит, редко – ортит и молибденит. Средний химический состав «диоритов» приведен в прил. 8.

Третья фаза лемвинского комплекса ($\tau\beta\epsilon_1l_3$) выделяется условно и включает жильные тела и дайки умеренно-щелочных долеритов, прорывающих граниты второй фазы. Они являются наиболее поздними среди малоглубинных образований и секут также жилы трахириолитов и гранит-аплиты. Ориентировка – преимущественно северо-западная. Мощность даек варьирует от 0,5 до 25 м, на контактах наблюдаются зоны закалки. Долериты сложены сосюритизированным основным плагиоклазом (60-65%) и хлоритизированной роговой обманкой (35-40%), формирующими мелкозернистую (0,2-1,0 мм) офитовую, слабо порфировидную структуру с вкрапленниками плагиоклаза, редко – амфибола размером 1,8-3,6 мм. Акцессорные минералы: титаномagnetит, ильменит, магнетит, сфен, апатит, ортит и пирит. Средний химический состав их дан в прил. 8. Частные анализы образуют поле составов, продолжающих известково-щелочной тренд габброидов ранней фазы Лемвинского массива. Характерны повышенные фоновые содержания урана.

Геохимические характеристики горных пород лемвинского комплекса (Прил. 9) позволяют сделать следующие выводы:

- все горные породы комплекса принадлежат к одной магматической серии и характеризуются практически одинаковым уровнем концентраций редких элементов, который ближе всего соответствует коллизионным магматитам;
- спектры РЗЭ всех разновидностей пород существенно (и одинаково) дифференцированы;
- плагиоклаз из габбро имеет значительный европиевый максимум при несколько пониженном общем содержании РЗЭ. Фракционирование его в ходе магматической дифференциации могло привести к наблюдаемому в гранитоидах слабо повышенному содержанию РЗЭ и появлению четкой отрицательной аномалии европия.

Петрофизические свойства пород лемвинского комплекса чрезвычайно контрастны ввиду трехфазности его строения (прил.12). Широкий диапазон изменения магнитной восприимчивости свидетельствует об отсутствии общей закономерной зависимости между магнитной восприимчивостью и основностью интрузивных образований комплекса. По характеру магнитной восприимчивости как среди габбро, так и среди гранитов можно выделить группы ферропарамагнитных и ферромагнитных пород. Высокомагнитные разности гранитов встречаются в основном в зонах эндоконтактов. В гравитационном поле Лемвинский массив выделяется двояко: на фоне легких погурейских и грубеинских отложений западная часть массива, сложенная габброидами, образует положительную гравитационную ступень; сами же граниты на их фоне выделяются четкими локальными минимумами. В магнитном поле Лемвинский массив картируется контрастными мозаично-знакопеременными аномалиями.

Совместно с эффузивами верхнемоллюдовжской подсветы лемвинский комплекс, вероятно, образует единую вулcano-плутоническую ассоциацию. Возраст комплекса доверхнекембрийский по перекрытию базальными конгломератами погурейской свиты ($\text{Є}_3\text{-O}_1$). Радиологические датировки методом термоэмиссии свинца по цирконам дают значения 530 ± 20 - 564 ± 6 млн. лет для гранитов и 526 ± 7 млн. лет для трахириолитов северного обрамления Лемвинского массива [56], что свидетельствует о поздневендско-раннекембрийском возрасте пород второй фазы. Соответственно первая (габброидная) фаза условно датируется ранним вендом и коррелируется с парнукским комплексом Хобеизской подзоны. Завершающая третья фаза отнесена к раннему кембрию.

Интрузии каледоно-герцинского тектоно-магматического этапа.

Подразделяются на образования палеоконтинентального (Сакмаро-Лемвинская СФЗ) и палеоокеанического (Войкарская СФЗ) секторов. В пределах Сакмаро-Лемвинской СФЗ к ним относятся: в западной части - несколько небольших тел основных, средних и кислых магматитов усть-хайминского габбро-диорит-плагиогранитового комплекса позднеордовикского возраста; в восточной части - позднекембрийско-раннеордовикский пожемский риолитовый, ранне-среднеордовикский орангьюганско-лемвинский габбро-долеритовый и позднекаменноугольно-пермский погурейский плагиогранитовый комплексы. В составе Войкарской СФЗ, в пределах Западно-Войкарской подзоны выделяется дзеляюский гипербазит-габброноритовый комплекс позднего венда-раннего кембрия, а на небольшой площади в юго-восточном углу листа присутствуют габброиды кэршорского габбрового комплекса раннедевонского (?) возраста, входящие в состав образований Центрально-Войкарской подзоны. Кроме того, в поле габброноритов и амфиболитов дзеляюского комплекса отмечена единичная дайка габбродолеритов мусюрского комплекса раннекаменноугольного (?) возраста.

Интрузии палеоконтинентального сектора.

Пожемский риолитовый комплекс ($\lambda\epsilon_3\text{-O}_{1p}$) выделен И.А.Петровой (Еномян и др., 1976ф) в бассейне рч. Пожематывис к северу от площади. На карте к данному комплексу отнесены мелкие гипабиссальные тела риолитов среди отложений погурейской свиты к западу от Лемвинского массива на участках «Парнокский» и «Свинцовый», которые ранее включались в состав лемвинского комплекса [191], а также мелкие тела риолитов среди отложений погурейской и грубеинской свит в восточной части территории, наиболее крупным из которых является Амбарвожский массив. Дайкообразные тела и небольшие удлиненные массивы риолитов залегают обычно согласно с общим простираанием вмещающих пород. Протяженность тел от первых десятков до 1500 м, мощность до 200 м.

В составе комплекса выделяются фельзитовые и порфиновые риолиты, а также гранит-порфиры (массивные и полосчатые флюидальные) с вкрапленниками (до 25% объема породы) калиевого полевого шпата (15-20%), кварца (2-5%) и плагиоклаза (1-3%). Основная масса сложена микрофельзитовым агрегатом калиевого полевого шпата (30-40%), кварца (25-40%), плагиоклаза (5-25%), мусковита и серицита (5-10%). Вторичные изменения выражаются в серицитизации, пиритизации, баритизации и окварцевании. Крупные тела риолитов имеют зональное строение. На участке «Свинцовый» северная (верхняя) часть тела сложена автомагматическими брекчиями с обломками риолитов, сцементированными риолитовым материалом и кварцем. Южная (более глубинная) часть массива выполнена флюидальными риолитами. Массив на участке «Парнокский» в северной части сложен фиолетовыми риолитами с вкрапленниками полевых шпатов и кварца, центральная и восточная части представлены яблочно-зелеными и фиолетово-коричневыми фельзитами, брекчированными вблизи контакта с вмещающими породами, а в южной части тела локализованы зеленоватые риолиты с крупными (3 мм) вкрапленниками розового ортоклаза. Мелкие тела однородны: это либо фельзиты, либо порфиры. Химический состав риолитов (прил. 8) вполне специфичен. Это пересыщенные глиноземом горные породы с высоким содержанием щелочей (8-9 вес.%) при резком преобладании K_2O . По данным С.Г.Червяковского [191] риолиты обогащены некогерентными элементами – Nb, Zr, Rb и обеднены когерентными – Cr, Ni, Co, а так же Sr. Имеющиеся данные не позволяют однозначно судить о происхождении риолитов пожемского комплекса, однако их эвтектоидный состав, высокая глиноземистость и геохимическая характеристика позволяют предположить частичное плавление осадочных пород при их прогреве при подъеме глубинной базальтоидной магмы. Не исключено, что риолиты сформировались на самом раннем этапе становления орангъюганско-лемвинской базальтоидной магматической системы. Возраст комплекса условно принимается позднекембрийско-раннеордовикским по наличию активных контактов с

вмещающими породами преимущественно погурейской и отчасти грубеинской свит. Интрузивные контакты с более молодыми образованиями не известны.

Оранжево-лемвинский габбро-долеритовый комплекс ($v, v\beta, \beta O_{1-2} ol$) наиболее широко развит в Восточнокемвинской подзоне на территории листа Q-41-XX. Представлен многочисленными пластообразными телами (силлами) габбро, габбро-долеритов, долеритов среди отложений грубеинской, погурейской и, отчасти, кокпельской свит. Размеры тел варьируют от 1 до 200 м по мощности и от первых сотен метров до 2000 м в длину. Насыщенность осадочного разреза гипабиссальными телами возрастает к востоку и достигает до почти трехкратного превышения их над вмещающими породами в бассейне р. Бол. Тыкотлова. Строение тел довольно однородное, наблюдается некоторое увеличение зернистости к центру силлов. Появление миндалекаменных разностей и брекчирование пород в верхней части отдельных тел, а также местами наличие шаровой отдельности в долеритах свидетельствует о внедрении интрузий в водонасыщенные неконсолидированные осадки, т.е. оранжево-лемвинский комплекс формировался в целом синхронно с отложениями раннего-среднего ордовика.

В верхнем течении р. Бол. Тыкотлова наряду с однородными силлами габбродолеритов установлено присутствие расслоенных пикрит-габбро-долеритовых силлов, в лежащем боку которых развиты пикриты, а верхняя часть имеет основной состав. Протяженность тел первые километры, мощность ультраосновной части 5-30 м при общей мощности силлов 50-200 м. Пикритовая составляющая силлов хорошо выделяется на местности по ржавым коркам выветривания. Вмещающие породы - метаморфизованные до кварц-хлорит-серицитовых сланцев алевролиты и алевропелиты грубеинской и кокпельской свит нижнего ордовика. В подошве тел развиты зоны ороговения мощностью 1-2 м. В кровле явных экзоконтактовых изменений не наблюдается. Смена пикритовой фазы габбродолеритовой происходит сравнительно резко, но изменения в кристалличности пород в одних случаях не наблюдаются, в других на контакте фиксируется зона более крупнозернистых габбродолеритов.

Пикриты (ω) являются по сути оливиновыми кумулатами и сложены идиоморфными кристаллами оливина ($Fa < 13\%$ по оптическим параметрам) – 80-85%, погруженными в стекловатый базис (5-20%), полностью преобразованный в серпентин-хлоритовый агрегат, или заключенными в относительно крупные (5 - 20 мм) ойкокристаллы клинопироксена (5 – 15%). Размер зерен оливина (0,1 - 2,2 мм) не зависит от положения их относительно контактов; в отдельных случаях от нижнего контакта тела к верхнему несколько увеличивается количество клинопироксена. Из аксессуаров присутствуют апатит и рудные минералы представлены хромшпинелидами, ильменитом, мелкими рассеянными сульфидами никеля и кобальта (пентландит, глаукоdot, бравоит, миллерит и др.). В единичных случаях в виде мелчайших зерен обнаруживаются минералы платиновой

группы. С процессами вторичного преобразования связано появление в породах флогопита, бурой роговой обманки, минералов группы серпентина, амфиболов, магнетита. По химическому составу (прил. 8) отвечают пикритам и коматиитам.

Габбродолериты ($v\beta$) сложены фенокристаллами и лейстами нацело соскюритизированного плагиоклаза (40-45%), крупными (более 15 мм) ойокристаллами клинопироксена, полностью хлоритизированным стеклом (5-10%) и характеризуются пойкилоофитовыми, реже гломеропорфировыми среднезернистыми структурами и в основном массивными однородными текстурами. Апатит (в ассоциации с рудным минералом) составляет около 1%. Ранний парагенезис вторичных минералов связан с постмагматическими изменениями габброидов. Представлен бурой роговой обманкой, кварцем, сфеном и, возможно, измененным плагиоклазом. Вторая минеральная ассоциация связана с этапами бластокатаклаза и образована бесцветным тремолитом, бледно-зеленым актинолитом, соскюритом, эпидотом, лейкоксеном и хлоритом. Химический состав габбродолеритов и других разновидностей пород комплекса приведен в прил. 8. В недифференцированных телах во всех разновидностях присутствуют кварц и стильпномелан в переменных количествах. При увеличении количества кварца и «раскислении» плагиоклаза иногда наблюдаются переходы к кварцевым диоритам; последние в структурно-минералогическом отношении больше ничем не отличаются от габбродолеритов. В целом, породы комплекса соответствуют толеитам, на диаграмме AF'M показывают четкий толеитовый тренд дифференциации от магнезиальных оливинных кумулатов до средне- и высокожелезистых габбродолеритов. Возрастание количества кварца и щелочей приводит к появлению известково-щелочных трендов дифференциации, причем начало их располагается как среди относительно магнезиальных, так и среди железистых составов. Долериты и габбродолериты характеризуются недифференцированным спектром РЗЭ (прил. 9), практически точно соответствующим таковому для нормальных базальтов срединно-океанических хребтов, и несколько повышенным содержанием крупноионных литофильных элементов (Ba, K, Th, Sr), что, так же как возрастание щелочности и появление известково-щелочных трендов дифференциации, может быть связано либо с контаминацией расплава вмещающими осадками, либо с наложенными метасоматическими процессами.

Сведения о петрофизических свойствах представлены в прил. 12. В большинстве своем габбродолериты слабомагнитны в связи с процессами зеленокаменного их изменения, но встречаются и магнитные разности (до 2400×10^{-6} ед.СГС).

Ранне-среднеордовикский возраст комплекса принимается на основании изложенных выше представлений о почти синхронном формировании силлов и вмещающих осадков и локализации интрузий исключительно среди стратифицированных образований нижнего-среднего ордовика. Становление комплекса связывается с процессами рифтогенеза на континентальном склоне.

Устьхайминский габбро-диорит-плагиогранитовый комплекс (δO_{3u}) впервые выделен при ГДП-50 [191]. В его составе объединен ряд мелких (70х20 – 700х200 м) вытянутых и слабо изогнутых согласно с вмещающими породами качамылькской свиты тел преимущественно диоритового состава. Габбро и плагиограниты выделяются как фациальные разновидности в пределах некоторых интрузий. Распространен на р. Лемве выше устья р. Хайма, в среднем течении р. Мал. Хайма и в верховьях рч. Пачвож. В современном эрозионном срезе габбро составляют до 20% объема магматической серии, диориты – 65-70%, плагиограниты - 10-15%. Интрузивные контакты тел непосредственно не наблюдались из-за наложенных тектонических срывов, однако, в эндоконтактах иногда отмечается присутствие ксенолитов вмещающих пород.

Габбро – темно-серые с зеленоватым оттенком мелко-среднезернистые равномернозернистые массивные породы, сложенные полностью измененным зональным плагиоклазом (55-65%) и зеленой, зеленовато-бурой роговой обманкой (35-45%), образующей ойкокристаллы, заключающие лейсты плагиоклаза. Рудные и акцессорные минералы: ильменит и титаномagnetит (до 2 %), magnetит, апатит, пирит, гранат, вторичные – альбит, серицит, хлорит, сфен, лейкоксен, соссюрит, цоизит, пренит. Структуры пород габбровые и габброфитовые с пойкилитовыми участками.

Диориты – серые, темно-серые с зеленоватым оттенком среднезернистые массивные, иногда такситовые породы. Диориты сложены неотчетливо зональным и полностью измененным плагиоклазом (70-85%), зеленой роговой обманкой (15-25%), выполняющей промежутки между призматическими кристаллами плагиоклаза, и хлоритизированным биотитом (до 14%), замещающим роговую обманку. Микроклин (до 10%) в отдельных зернах неправильной формы полностью альбитизирован и серицитизирован, сохраняется только в антипертитах. Кварц (до 2%) распространен неравномерно и иногда содержит вроски хлорита. Акцессории – те же, что и в габбро. Структура призматическизернистая, гипидиоморфнозернистая.

Плагиограниты – серые среднезернистые такситовые породы, сложенные альбитизированным плагиоклазом (40%), ксеноморфным катаклазированным кварцем (30%), значительно менее измененным микроклином (25%) и зеленой интерстициальной роговой обманкой (3%). Биотит в составе мелкозернистого биотит-хлоритового агрегата замещает роговую обманку. В сложении породы участвуют также мусковит (по биотиту), титаномagnetит (до 1%) и стильпномелан, развитый по трещинам в виде сноповидных агрегатов и отдельных чешуек.

Химический состав всех разновидностей комплекса дан в прил. 8. Все породы серии относятся в высокоглиноземистому натриевому типу. Микроэлементный состав отвечает кларковому или чуть ниже его. На диаграмме АF'М составы горных пород образуют четкий известково-щелочной тренд, соответствующий таковому для орангьюганско-лемвинского комплекса, а составы габброидов устьхайминского и орангьюганско-лемвинского комплексов почти идентичны. Можно предполо-

жить, что габбро-диорит-плагиогранитная серия пород устьхайминского комплекса является последним по времени продуктом функционирования долгоживущей магматической системы, формировавшейся на протяжении всего ордовика. Возраст комплекса принимается позднеордовикским в виду наличия активных контактов со средне-верхнедевонскими известняками качамыльской свиты и отсутствию таковых с развитыми поблизости образованиями харотской свиты.

Погурейский плагиогранитовый комплекс ($\text{pyC}_3\text{-P}_{1pg}$) выделен Ю.Е. Молдаванцевым в 1969 году, изучался А.М. Пыстиным и др. [167]. На территории съемки представлен западной частью петротипического Хулгинского массива и рядом мелких тел на его юго-западном продолжении. Массив залегает среди отложений молюдшорской, харбейшорской и грубеинской свит, имеет с ними активные контакты, пересекая складчатые структуры, однако, не сечет зону ГУНа, как это было показано у А.М. Пыстина и др. [167].

Плагиограниты – массивные или гнейсовидные белые, светло-серые мелко- и среднезернистые породы. Структура пород гранитная и гранобластовая. Плагиограниты сложены плагиоклазом (альбит) и кварцем с небольшим количеством мусковита, актинолита и эпидота. Иногда присутствует гранат. Данные по химическому составу плагиогранитов (прил. 8) свидетельствуют об широких вариациях основности (66-76 вес.% SiO_2) при однородном высоком содержании $\text{Na}_2\text{O}=6,5\text{-}7,5$ вес.%. По имеющимся в наличии ограниченным данным среди гранитоидов могут быть выделены тоналиты и трондьемиты. А.М. Пыстин и др. [167] отмечали большое сходство в микроэлементном составе плагиогранитов и вмещающих пород. Плагиограниты, вероятно, возникли в результате глубинной метасоматической переработки вмещающих пород, которая в центральной части массива достигла стадии частичного плавления при скучивании осадков континентального подножья в эпоху позднепалеозойской коллизии. Поэтому с учетом того, что плагиограниты прорывают покровно-складчатую структуру восточной части Лемвинского аллохтона их возраст принимается позднекаменноугольно-раннепермским.

Интрузивные образования палеоокеанического сектора.

Дзеляюский ультрамафит-метагаброноритовый комплекс ($\Sigma, \text{v}'\text{V}_2\text{d}$) расположен в северо-восточной части листа и составляет самостоятельную структурную единицу, надвинутую на раннепалеозойские отложения западного склона Урала по зоне ГУН и выделяемую нами в качестве пластины Дзеляю. Последняя выделялась ранее в составе Хулгинского покрова Войкаро-Сыньинского массива А.А. и Г.Н. Савельевыми или как Южнохордьюский блок Хордьюского эклогит-амфиболит-метагабброидного комплекса А.М. Пыстиным [167-169].

Общая структура Дзеляю может быть интерпретирована как брахиантиклиналь, центральная и восточная части которой расположены за восточной рамкой листа. Длинная ось брахиантикли-

нали ориентирована на северо-восток и погружается в том же направлении. Ядро структуры сложено гигантозернистыми метасоматическими пегматоидами и обрамлено гранатовыми амфиболитами. Вблизи сводовой части восточного крыла антиклинали согласно с вмещающими меланократовыми гранатовыми амфиболитами залегает Дзелявожский гипербазитовый массив размером 12 x 2 км, юго-западное окончание которого попадает на территорию. Массив сложен пироксенитами, перидотитами и дунитами. Степень серпентинизации их не превышает 20-50%.

Западное крыло антиклинали в пределах листа сложено интрузивными равномернозернистыми мезо-лейкократовыми гнейсовидными норитами и габброноритами с вариациями состава до кварцевых диоритов, чередующимися с апогаббровыми амфиболитами. С запада поле амфиболитов и габброноритов обрамлено хлоритовыми сланцами с отдельными пластами слюдяных сланцев на контакте с амфиболитами. Далее картируется полоса глаукофановых сланцев. Заканчивает разрез (на западе) монотонная хоймадвожская толща (V-Є?hm) эпидот-хлорит-кварц-альбитовых сланцев, контактирующая с зелеными сланцами нижнего ордовика по зоне ГУНа. Западное крыло брахиантиклинали осложнено складками второго и больших порядков, что следует из прямых наблюдений малоамплитудной складчатости, меняющихся элементов залегания гнейсовидности пород и присутствия мелких тел гипербазитов в замках складок второго порядка. Тела гипербазитов сложены слабо измененными перидотитами и пироксенитами и полностью идентичны гипербазитам Дзелявожского массива. Таким образом, в составе пластины Дзеляю могут быть выделены продукты двух крупных эндогенных процессов – магматического и метаморфического. Магматические горные породы являются протолитом для более поздних метаморфитов амфиболитовой и глаукофансланцевой фаций.

Магматические горные породы.

Ультрамафиты (Σ) Дзелявожского массива представлены разностями, переходными от дунитов с небольшим количеством ортопироксена до практически безоливиновых вебстеритов и полосчатых оливиновых клинопироксенитов. Переходы между горными породами постепенные и выражены в вариациях содержаний оливина, ортопироксена, клинопироксена и рудного минерала. Наибольшее количество интерстициального рудного минерала (до 10-12 %) отмечается в дунитах-гарцбургитах с крупными (3,5 мм) пойкилитовыми кристаллами ортопироксена, слагающими 5-15 % горной породы. Степень серпентинизации оливина не более 10-15 %. При постепенном возрастании содержаний ортопироксена в породе появляется клинопироксен, что знаменует переход к оливиновым вебстеритам. Наиболее меланократовые вебстериты сложены серпентинизированным на 30-50 % оливином, ортопироксеном и клинопироксеном в равных количествах. Магнетит составляет до 10% объема горной породы, слагая включения в пироксенах и мелкозернистый агрегат

в апооливиновом серпентините. Составы вебстеритов варьируют от меланократовых оливиновых разностей до оливиновых клинопироксенитов и безоливиновых вебстеритов с преобладанием клинопироксена. По мере уменьшения содержаний оливина в породах снижается содержание магнетита, вплоть до единичных зерен. Структуры пород – аллотриоморфнозернистые, на участках, обогащенных магнетитом – сидеронитовые. Текстуры массивные, пятнистые или полосчатые, связанные с обособлениями агрегатов оливина неправильной амебообразной или ориентированной линзовидной формы в пироксенитовой матрице.

Химические составы основных разновидностей ультраосновных пород даны в прил. 8. Оценки температур и давлений при образовании пироксенсодержащих перидотитов дают значения около 20-23 кбар при 900°C.

Габбронориты (v) - массивные или слабо гнейсовидные светло серые породы аллотриоморфнозернистой или гипидиоморфнозернистой. Структуры сложены плагиоклазом (An_{55-70}), гиперстеном и клинопироксеном. В значительных количествах присутствуют магнетит, апатит и циркон. Содержание плагиоклаза в породах колеблется от 45 % в меланократовых до 70-75 % в лейкократовых разностях. В последних резко снижается содержание клинопироксена, вплоть до образования лейкократовых норитов. В мезократовых и меланократовых габброноритах клинопироксен преобладает над гиперстеном и присутствуют небольшие количества мелких выделений серпентинизированного оливина. В этих породах гиперстен обладает большей степенью идиоморфизма по отношению к клинопироксену, который обрастает субидиоморфные кристаллы гиперстена. Вместе они формируют удлиненные субпараллельные агрегаты, обуславливающих гнейсовидную текстуру пород. Буровато-зеленая роговая обманка обрастает агрегаты кристаллов пироксенов. В меланократовых габброноритах возрастает содержание магнетита (до 10 %), на отдельных участках образуется сидеронитовые структуры и симплектитовые сноповидные сростки магнетита и пироксена. В бассейне р. Хоймадю обнаружены окварцованные разновидности лейкократовых габброноритов. Породы сложены гипидиоморфнозернистым агрегатом сосюритизированного плагиоклаза (An_{25-27}) с реликтами гиперстена, эпидотом и кварцем. Кварц образует мелкозернистые агрегаты линзовидной и неправильной формы. Присутствуют отдельные чешуйки парагонита. Появление кварцевых и парагонитовых разновидностей габброидов и амфиболитов связано с метасоматическими процессами.

Акцессорные минералы габброноритов представлены апатитом, цирконом, лейкоксеном и зеленой шпинелью, образующей, в том числе, симплектитовые сростки с клинопироксеном. Химический состав габброноритов дан в прил. 8. Содержания и распределение РЗЭ в габброноритах соответствуют базальтам срединно-океанических хребтов (прил. 10).

Метаморфические горные породы.

В ходе метаморфизма амфиболитовой фации первично ультраосновные и основные магматические породы преобразовывались соответственно в гранатовые горнблендиты и гранат-плагиоклазовые амфиболиты. В современном ядре брахиформы этот процесс был максимально интенсивным и привел к формированию поля роговообманковых пегматоидов (**u**-уралитов), сложенных плагиоклазом (или цоизитом) и крупными кристаллами роговой обманки. В приконтактовых частях Дзелявожского массива в метаморфитах (гранатовых горнблендитах) сохраняются реликты пироксенов и тeneвые структуры вебстеритов в виде цепочек зерен магнетита, окаймляющих крупные кристаллы зеленой роговой обманки, нацело заместившей пироксен. В отдельных зернах амфибола сохраняется ортогональная сетка тонких магнетитовых пластинок, образовавших структуры распада в пироксенах гипербазитов. Во всех амфиболизированных вебстеритах и апогипербазитовых амфиболитах присутствует зеленая шпинель, что позволяет четко отличать их от апогаббровых амфиболитов. Метаморфизованные гипербазиты Дзеляю проявляют четкое обособление амфиболизированных разностей (с отрицательной аномалией Eu и пониженным содержанием легких РЗЭ) с одной стороны, и гранатовых перкнитов (с положительной аномалией Eu и повышенным содержанием легких РЗЭ) – см. прил. 10.

В главной полосе *гранатовых амфиболитов* (цоизит- и эпидот-гранатовых) гранат выступает в качестве одного из главных породообразующих минералов, составляя 10-30 % объема породы, а иногда и более. Он локализуется в тонких прожилках и в виде редкой вкрапленности. По периферии прожилков гранат замещает плагиоклаз. Цоизитизация накладывается на весь структурный комплекс в виде секущих зон, полностью уничтожая плагиоклаз и роговую обманку и не затрагивая гранат. Химический состав амфиболитов приведен в прил. 8. Содержания РЗЭ в габброноритах и гранатовых амфиболитах (прил. 10) очень близки друг другу и MORB.

К западу от полосы габброноритов и амфиболитов прослеживается полоса *глаукофановых и гранат-глаукофановых сланцев*. В составе сланцев преобладают глаукофан и альбит (до 20 %), присутствуют небольшие количества серицита. Количество плагиоклаза убывает по направлению к центру Дзеляюской структуры. Полосчатые глаукофановые сланцы представлены чередованием преимущественно, глаукофан-эпидотовых и парагонит-глаукофан-кварцевых прослоев. Химический состав голубых сланцев дан в прил. 8. Продукты глаукофансланцевого метаморфизма отчетливо обособлены в пространстве, подчиняются структурному плану ГУНа и секут структуры, сформированные магматитами и гранатовыми амфиболитами. Среди них отмечаются реликты амфиболитов. Поэтому они рассматриваются нами в качестве тектонитов.

Геохимическая характеристика горных пород Дзеляю приведена в прил. 10. Наблюдается соответствие параметров перидотитов Дзеляю и кумулатов офиолитов Троодос [178], для которых в

последние годы предполагается происхождение в задуговом бассейне. Перидотиты Дзеляю имеют ярко выраженную отрицательную аномалию Eu, что свидетельствует о фракционировании плагиоклаза в магматическом процессе или при метаморфической дифференциации.

Возраст дзеляюского комплекса длительное время являлся предметом дискуссий. А.М. Пыстиным [167-169] на основании высокой степени метаморфизма он относился к раннему протерозою. В серийной легенде предполагался ранне-среднеордовикский возраст комплекса. В последнее время непосредственно за восточной рамкой площади в образце габбронорита по единичным зернам циркона уран-свинцовым методом по цирконам определен возраст протолита 578 ± 11 млн. лет и возраст амфиболитового метаморфизма около 500 млн. лет [78]. Для другой пробы габбронорита получен возраст 501 ± 11 млн. лет. Таким образом, начало формирования Дзеляюского комплекса - рубеж раннего-позднего венда, а время амфиболитового метаморфизма приходится на кембрий. Описанные выше явления фельдшпатизации и гранатизации гипербазитов, формирование апогаббровых гранатовых амфиболитов лучше объясняется процессами средне- и высокотемпературного метаморфизма и метасоматоза в основании островной дуги. Глаукофансланцевый метаморфизм наложен на высокотемпературные метаморфиты, в структурном плане конформен ГУНу и скорее всего обусловлен субдукционными процессами в области проявления метаморфизма низких температур и высоких давлений, связанными с сутурной зоной ГУНа в девоне. Таким образом, метаморфизм дзеляюского комплекса в целом не является зональным.

Кершорский габбровый комплекс ($vD_1?k$). Габброиды кершорского комплекса на описываемой территории слагают небольшой участок в юго-восточном углу листа Q-41-XX, который располагается к юго-востоку от метаморфитов Дзеляюского комплекса и отделен от них линией Войкарского надвига. На смежном листе габбро кершорского комплекса ассоциируют с гипербазитами, участвуя в сложении дунит-верлит-клинопироксенит-габбровой ассоциации.

На территории листа развиты лейкократовые и мезократовые габбро - плотные, пятнистые породы мелко-среднезернистой, средне-крупнозернистой, реже гигантозернистой до пегматоидной габбровой структурой и массивной, иногда линзовидно-полосчатой текстурой (с поверхности рыжие, за счет железистых корок). Первичные минералы сохраняются редко. Моноклинный пироксен уралитизирован, плагиоклаз замещается соссюритом, агрегатами эпидота и цоизита. Наиболее характерными акцессорными минералами являются рутил, сфен, лейкоксен, апатит, ильменит, пирит, гематит, магнетит. По данным А.М. Пыстина и др. [167] наблюдаются все переходы от клинопироксеновых габбро к амфиболовым габбро, а также к габброноритам и габбродиоритам. Поздние изменения проявились в окварцевании, альбитизации, мусковитизации и калишпатизации пород. В целом, габброиды кершорского комплекса метаморфизованы в зеленосланцевой фации с отчетливым преобладанием новообразованного эпидота, чем резко отличаются от габброидов

дзеляюского комплекса, которые либо хорошо сохраняют первичный облик, либо преобразованы в гранатовые амфиболиты, а уж затем – в эпидот-цоизит-хлоритовые метаморфиты с явным преобладанием цоизита в их составах. Внешне эти различия четко фиксируются зеленовато-серым («эпидотовым») цветом габброидов кершорского и преимущественно черно-белыми цветами горных пород дзеляюского комплекса. Средний химический состав габбро дан в прил. 8. Геохимические параметры лейкогаббро характеризуются крайне низким содержанием редкоземельных элементов (сумма РЗЭ = 2,40 г/т), «бонинитовым» профилем спектра РЗЭ слабо V-образной формы с четкой положительной аномалией Eu, что позволяет отнести габбро кершорского комплекса к формациям ранней энсиматической островной дуги. От габброидов Дзеляю их отличает пониженное содержание Sr и Ti и повышенное – Mg. Петрофизические свойства габбро приведены в прил.12. В магнитном поле отвечают интенсивной положительной магнитной аномалии. В гравитационном поле картируются в контуре единой аномалии «уральского супермаксимума». Ранее (в том числе и в серийной легенде [198]) возраст комплекса по соотношению с покровными фациями офиолитовой ассоциации Полярного Урала считался позднеордовикско-раннесилурийским. В настоящее время возраст дунитов и верлитов комплекса в северной части Войкарской СФЗ датирован ранним девоном Sm-Nd методом - 410 ± 15 млн. лет [44]. Хотя по нашему мнению данная датировка является омоложенной и отвечает времени внедрения тоналитов собского комплекса, в виду отсутствия собственных данных мы вынуждены принять возраст комплекса в данной трактовке.

Малоханмейский габбро-долеритовый комплекс (βD_3 -C_{1m}). К данному комплексу условно отнесена одна дайка долеритов северо-западной ориентировки, секущая как габбро-нориты, так и амфиболиты дзеляюского комплекса. П.А.Кучериной (рабочие материалы) аналогичные образования в Войкарской СФЗ рассматривались, как послескладчатые и предположительно датировались триасом. В.А.Душиным (1999) время формирования комплекса также относится к пермотриасовому траппоидному этапу. В тоже время А.В.Прямоносковым и др. [44] приводится из образований комплекса K-Ar датировка по плагиоклазу - 361 ± 1 млн. лет. В связи с отсутствием собственных материалов возраст комплекса принят позднедевонско-раннекаменноугольным согласно серийной легенде [198].

4. ТЕКТОНИКА

Территория листов Q-41-XIX, XX относится к двум крупным тектоническим структурам Уральской складчатой системе и Предуральскому краевому прогибу, граница между которыми проводится по линии Главного Западноуральского надвига (ГЗУН). В «тектоническом разрезе»

территории выделяются три структурных этажа: байкальский, каледоно-герцинский и мезозойско-кайнозойский. Границами их являются региональные структурные несогласия.

Байкальский структурный этаж представлен в выходах на поверхности к западу от Главного Уральского надвига (ГУН) преимущественно терригенно-вулканогенными складчатыми образованиями позднего рифея-раннего кембрия. Они отвечают следующим геодинамическим обстановкам: внутриконтинентального рифтогенеза - щелочно-базальтоидная формация (нижнемолюдовожская и нижнесаблегорская подсвиты); вулканоплутонического пояса на коре континентального типа - риолит-гранитовая формация (кислые вулканиты верхнемолюдовожской подсвиты, лемвинская вулканогенно-плутоническая ассоциация и кислые субвулканические образования саблегорского комплекса); коллизии - орогенная молассовая формация (представленная не выходящими на дневную поверхность отложениями лаптопайской свиты). К востоку от ГУН образования байкальского и более древних структурных этажей не предполагается. Первичный структурный план байкалид по геофизическим данным имеет северо-западную ориентировку [24], позднее он полностью переработан в результате каледоно-герцинского тектоногенеза. Однако, первичная структура байкалид послужила причиной позднейшей поперечной зональности Урала в виде так называемых поперечных поднятий и опусканий. Южная часть территории листов относится к Кожимскому поперечному поднятию, северная - к Лемвинскому поперечному опусканию.

Каледоно-герцинский структурный этаж к западу от ГУН сложен интенсивно дислоцированным позднекембрийско-позднепермскими образованиями, отвечающими последовательно сменявшим друг друга геодинамическим обстановкам: окраинно-континентального рифтогенеза (песчано-конгломератовая и контрастная риолит-базальтовая формации), пассивной континентальной окраины (шельфовые - фалаховые и карбонатные формации; континентального склона и подножья - турбидные терригенные, терригенно-карбонатные, батиальные известняково-углеродисто-фтанитовые формации); коллизии (сланцево-карбонатная флишоидная, терригенная флишевая формации, нижняя (морская) терригенная и верхняя (континентальная) угленосно-терригенная молассы, плагиогранитовая формация). К востоку от линии ГУН каледоно-герцинский структурный этаж представлен Дзеляюским террейном, сложенным поздневендско-раннекембрийской метаофиолитовой формацией и фрагментом силурийско-раннедевонского Войкарского офиолитового пояса.

Мезозойско-кайнозойский структурный этаж сложен горизонтально залегающими позднемеловыми и кайнозойскими образованиями чехла образованной в результате каменно-угольно-пермской коллизии Урало-Сибирской платформы (глауконитово-кремнистая формация позднего мела-палеогена и граувакковые формации неогена - эоплейстоцена).

Предуральский краевой прогиб занимает северо-западную часть территории листа Q-41-XIX и представлен восточной, так называемой внутренней зоной Косью-Роговской впадины [72], для которой характерна значительная интенсивность складчатых дислокаций. В ее пределах выделяются Интинская зона надвигово-складчатых дислокаций, Большеинтинская и Верхнеанкудиньельская синклинали, Пармаюская, Анкудинская, Нижнеанкудинская антиклинали.

Интинская зона надвигово-складчатых дислокаций расположена в северо-западном углу листа Q-41-XIX. С юго-востока ограничена линией Восточноинтинского ретронадвиг. Состоит из серии корытообразных синклиналей (Интинской, Кожимской, Кожимрудницкой), разделенных узкими гребневидными антиклиналями (Кожимской, Кожимрудницкой). Падение западных крыльев синклиналей на юго-восток под углами 15-55°, восточных на северо-запад под углами 20-60°. Воздымание шарниров пологое северо-восточное. Антиклинали выделяются положительными локальными аномалиями поля Δg , особенно V_{zzz} , за счет подъема кровли карбонатных отложений, а синклинали - минимумами. В поле локальных трансформаций магнитного поля ядра синклиналей, выполненные на эрозионном срезе слабомагнитными отложениями сейдинской и кожимрудницкой свит, отчетливо картируются положительными магнитными аномалиями, а ядра антиклиналей с немагнитными отложениями юньягинской серии - отрицательными аномалиями.

Большеинтинская синклиналь выделяется по геофизическим данным и представляет собой, по-видимому, сложно дислоцированную отрицательную структуру, которая располагается между Верхнеинтинским ретронадвигом и Анкудиньельским взбросо-надвигом. По гравиметрическим данным глубина до кровли карбонатов в ее центральной части достигает 5,7 км. В то же время в ядре вряд ли присутствуют отложения более молодые, чем верхи юньягинской серии, так как в магнитном поле не наблюдается положительных локальных магнитных аномалий, характерных для вышележащей кожимрудницкой свиты.

Пармаюская, Анкудинская и Верхнеанкудинская антиклинали окаймляют Большеинтинскую синклиналь с юго-запада и северо-востока. Выделяются как по геофизическим данным, свидетельствующим о подъеме кровли карбонатов и их ядрах до глубины 2,3-2,5 км, так и прямым наблюдением над элементами залегания и выходами в их ядрах отложений гусиной свиты.

Уральская складчатая система занимает большую юго-восточную часть территории листов. В ее пределах выделяются Западноуральская и Восточноуральская складчато-надвиговые структурные зоны, граница между которыми проходит по ГУН.

В составе Западноуральской зоны выделяются структуры I порядка: автохтонные - Ляпинский антиклинорий (представленный своей северной периклиналиью); Лемвинский синклинорий (южное центриклинальное замыкание) и Лемвинский аллохтон, образующий мегасинформу, приуроченную в современной структуре к ядру Лемвинского синклинория. В составе Ляпинского ан-

тиклинория на площади выделяется ряд крупных линейных антиклиналей (Малдыиз, Западные Саледы, Восточные Саледы, Яптикнырд, Малдынырд, Росомаха, Рогоза-мусюр) и синклиналей (Дурнаяюская, Хамбальюская, Яренеймусюрская, Лимбикская, Балбаньюская). Западные крылья более крутые с падениями на северо-запад под углами $50-70^\circ$, восточные крылья более пологие с падением на юго-восток под углами $30-50^\circ$. Крылья более мелкими осложнены складками. Шарниры, полого ундулируя, погружаются на северо-восток. Юго-восточные крылья антиклиналей Западные Саледы (на северном окончании) и Малдынырд запрокинуты на юго-восток; при этом вдоль восточного крыла последней был сформирован Западный Народнинский ретронадвиг с северо-западным падением сместителя. Причина обратной вергентности данных структур объясняется их унаследованностью от горст-грабеновых форм рифтогенного этапа, которые при сжатии были инверсированы с подновлением ограничивавших их востока разломов; они и стали естественными плоскостями срыва, унаследованными ретронадвигами. Северо-восточная и восточная части периклинали Ляпинского антиклинория и Лемвинский синклинорий, вероятно, под давлением Лемвинского аллохтона расслоены по некомпетентным горизонтам (важнейшими из них являются верхняя часть малотавротинской свиты, надотамылькская и нортничская свиты, известняково-брекчиевая толща и нижняя аргилитовая подсвита гусиной свиты) на ряд чешуй, которые незначительно перемещены в северо-западном направлении. Они сгруппированы в Верхнелемвинский и Нерцетский паравтохтоны. Первый объединяет чешуи, сложенные в основном образованиями западной (Тизваизской) подзоны Лемвинской СФЗ. Второй – отложениями Елецкой и Предуральской СФЗ. Для обоих характерна более высокая дислоцированность верхних горизонтов по сравнению с нижними, а также в направлении с северо-запада на юго-восток и опрокинутость осевых плоскостей складок с падением к ЮВ под углом $60-80^\circ$. Границы паравтохтонов, как правило, проходят по серии кулисообразных взбросо-надвигов, затухающих книзу в зонах послойных срывов. В связи с этим, определение нижней границы паравтохтонов достаточно условно. В пределах чешуй сохраняются фрагменты нормальных складчатых структур. При этом антиклинали нередко односторонние, типа дизпликатов (характерные примеры Чернореченская и Седьельская взброс-антиклинали). По гравиметрическим данным к юго-востоку от линии ГЗУН в составе западной части Нерцетского паравтохтона выделяется сложнодислоцированная Пармаяюская синклиналь, выполненная отложениями юньягинской серии; для нее характерны здесь, в отличие от других районов, магнитовозмущающие горизонты, генезис которых остался невыясненным. Остальные складчатые структуры Нерцетского паравтохтона в составе Лемвинского синклинория выделены сейсморазведкой по кровле верхнекаменноугольных карбонатов [111, 127]. Среди них также преобладают взброс-антиклинали, из них наиболее отчетливо выражены Верхнеанкудинская, Кочмеснюрская, Центральная, Усть-Лесная, Лесная, Бадьявожская и Ручейная. Структуры

Лемвинского синклиория, перекрытые Лемвинским аллохтоном выделяются по сейсмическим данным [111, 127] и электроразведкой (метод ТТ) [129, 130]. Наиболее крупными из них в северной части листа Q-41-XX являются: Левогрубеюская, Хайминско-Грубеинская и Воравожско-Харутская антиклинали. Первые две разделены отрицательной сложно построенной структурой, названной нами Малонадотинской синклиналью.

Лемвинский аллохтон представляет собой крупную пологозалегающую в целом (внутри сложнодислоцированную) тектоническую пластину, смятую совместно с подстилающим автохтоном, что указывает на доскладчатый или соскладчатый характер надвигов. В его пределах нами выделяются (с северо-запада на юго-восток) Малонадотинская синформа, Хайминско-Грубеинская и Воравожско-Харутская антиформы; названия - по соответствующим структурам автохтона. В Лемвинском аллохтоне выделяется ряд покровов, последовательно надвинутых друг на друга (с запада на восток и, соответственно, снизу вверх): Хайминский, Грубеинский, Верхнепарнокско-Воравожский, Приводораздельный [66].

Хайминский покров представляет собой полого-волнисто смятую пластину, тектонически перекрывающую с явным "несогласием" в плане структуры Верхнелемвинского паравтохтона и внешне "согласно" пермские отложения южной центриклинали и восточного крыла Малонадотинской синклинали в Нерцетском паравтохтоне. Западная граница покрова проходит по Хайминскому надвигу, хорошо обрисовывая на рельефе пологий характер всей пластины. В строении покрова участвуют образования качамылькской, харотской, пагинской, няньворгинской, воргашорской и кечьпельской свит. Такой набор стратиграфических подразделений указывает, скорее всего, на то, что тектоническое отслоение при формировании покрова произошло по границе среднеордовикских и нижнеордовикских отложений. При этом последние были, вероятно, представлены мелководными фациями елецкого типа, о чем свидетельствует широкое развитие известковистых песчаников и алевролитов с обильной мелководной фауной в низах качамылькской свиты. Нормальные контакты между свитами внутри покрова в большинстве случаев тектонизированы, однако, первичная последовательность стратиграфических подразделений на крыльях крупных структур, прямая или обратная, обычно сохраняется. В районе слияния рек Лев. и Пр. Грубею отложения Хайминского покрова обнажаются в Грубеинском эрозионно-тектоническом окне в поле вышезалегающего Грубеинского покрова. Еще одним эрозионно-тектоническим окном Хайминского покрова среди Грубеинского является все поле развития силурийско-нижнепермских отложений в бассейне рек Харута-Кокпела, выделявшееся ранее В.Н. Пучковым [47], как Центральный паравтохтон. В гравитационном поле более легкие отложения Хайминского покрова, выходящие в эрозионно-тектонических окнах, картируются отчетливыми минимумами.

Грубеинский покров в целом также представляет собой полого-волнистую пластину, которая с многочисленными "заливами" и клиппами перекрывает Хайминский покров. Западная его граница проходит по Грубеинскому надвигу. В строении покрова участвуют погурейская, грубеинская, харбейшорская, харотская, малонадотинская, няньворгинская свиты, а также доуралиды (молюдвожская свита), которые по геофизическим данным являются бескорневыми. Внутреннее строение покрова различно для западной и восточной частей. Линия раздела проходит примерно вдоль долины рч. Покойник Шор. В западной части для грубеинской и харбейшорской свит реконструируются крупные лежащие складки со смятыми в открытые складки крыльями и осевыми плоскостями. Для восточной полосы характерно мелкочешуйчатое строение (с преобладающими крутыми юго-восточными падениями пород в каждой из чешуй), на фоне которого по выходам разновозрастных отложений вырисовываются вытянутые линейные антиклинали и синклинали. Ограничивающая чешуи снизу плоскость Грубеинского надвига имеет аналогично Хайминскому надвигу сравнительно пологое залегание и смята в открытые складки. Это хорошо видно в долине рч. Пачвож, где правобережные водораздельные высоты сложены образованиями Грубеинского покрова, а долина ручья и эрозионные врезы его притоков образованиями Хайминского, благодаря чему линия надвига визуально прослеживается на десятки километров. Нами закартирована здесь серия клиппов Грубеинского покрова, один из которых - Верхнепачвожский, по данным бурения (скв. 34) имеет мощность всего 100 метров [191, 194]. В большинстве случаев мощные зоны дробления на контактах покровов отсутствуют; отмечается лишь интенсивная милонитизация пород в полосе шириной 3-5 м. Залегание слоистости, как правило, параллельно наблюдающемуся контакту и обычно крутое ($35-60^\circ$). В то же время линия контакта в плане свидетельствует о пологом его падении ($15-20^\circ$). Это противоречие разрешимо, если предположить доскладчатый характер шарьирования Грубеинского покрова с последующей складчатостью обоих покровов и, соответственно, их контакта. Наблюдение подобных взаимоотношений приводило большинство исследователей [9, 33, 47] к ошибочным представлениям о нормальных стратиграфических взаимоотношениях качамыльской и грубеинской свит в этом районе. Фактически же они принадлежат разным тектоническим покровам и накапливались в разных частях бассейна седиментации. Исключение составляет лишь западная граница Лемвинского аллохтона в пределах западного борта Малонадотинской синклинали, где подстилающие аллохтон пермские отложения юньягинской серии интенсивно катаклазированы в полосе до 100 и более метров. При этом необходимо иметь в виду, что описанная К.Г. Войновским-Кригером [10] так называемая «циклопическая брекчия» в верховьях р. Мал. Надота является в общей структуре аллохтона не фронтальной, а базальной. В поле локальных трансформаций гравитационного поля фронт надвига картируется конформной ему полосой положительных аномалий за счет более высокой плотности отложений, слагающих покров.

Верхнепарнокско-Воровожский покров по своему внутреннему строению сходен с восточной частью Грубеинского покрова, сложен образованиями погурейской и грубеинской свит и бескорневыми доуралидами, представленными молюдвожской свитой и Лемвинским массивом. К югу от р. Б. Хайма граница покрова проходит непосредственно по западному контакту последнего, падение которого по геофизическим данным крутое ($45-60^\circ$). В тоже время на север от р. Б. Хайма эта граница по пологому криволинейному надвигу почти под прямым углом, срезает структуры Грубеинского покрова и протягивается в северо-восточном направлении к верховьям р. Воровож.

Приводораздельный покров отличается присутствием в его составе мощной толщи основных вулканитов кокпельской свиты и многочисленных силлов габбро-долеритов орангьюганско-лемвинского комплекса. Преобладают юго-восточные падения с углами $30-60^\circ$.

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

Восточноуральская структурная зона, охватывает в юго-восточную часть листа Q-41-XX. В ее составе часть Дзеляюского террейна и фрагмент Войкарского офиолитового аллохтона. Дзеляюский террейн представляет собой тектоническую пластину, заключающую фрагмент крупной лежащей складки с гипербазитами одноименного массива в ядре, обрамляющими его габброноритами и фрагментами вулканогенно-осадочного слоя по периферии. С запада террейн окаймлен полосой войкарско-кемпирсайского комплекса тектонитов, сформированных в зоне ГУНа. Войкарский офиолитовый аллохтон представлен на листе габбро кершорского комплекса, надвинутыми

по линии Войкарского надвига на пластину Дзеляю. Выходы аллохтона слишком малы, чтобы оценить особенности его строения.

Разрывные нарушения на территории листа подразделяются на байкальские и каледоно-герцинские. К первым нами отнесены крупные разломы (зоны разломов) фундамента: Кожимский и Парнокский, имеющие северо-западную ориентировку и разделяющие, по всей видимости, крупные блоки фундамента, обуславливающие в том числе и поперечные структуры Урала. В каледоно-герцинском структурном этаже напрямую, как конкретные разрывы они не проявляются. Вдоль них обычно наблюдаются лишь флексурные перегибы шарниров складок.

Все остальные разрывные нарушения имеют каледоно-герцинский возраст. Наиболее крупными из них в западной части территории являются: Верхнеинтинский ретронадвиг, Главный Западноуральский надвиг (ГЗУН), система Нерцетских взбросонадвигов, Рогозо-Мусюрский надвиг, система Усть-Парнокских взбросонадвигов, Западный Народнинский разлом. Верхнеинтинский ретронадвиг выделен нами на основании анализа гравиметрических и сейсмических данных. Резкий перепад глубин до кровли верхнекаменноугольных карбонатов, являющейся с опорным отражающим горизонтом в сейсморазведке, с 2,5-2,8 км на западе (в районе Кожимской антиклинали) до 5,5-5,7 км на востоке (в Большеинтинской синклинали) можно объяснить только существованием ретронадвиг с северо-западным падением сместителя, поскольку в режиме сжатия образование сбросов представляется маловероятным. Другим примером типичного ретронадвиг является Западный Народнинский разлом. ГЗУН представляет собой зону крупных региональных взбросо-надвигов, впервые выделенную В.В. Юдиным [72], по которой Западноуральская структурная зона сочленяется с краевым прогибом. Она хорошо выделяется резкими положительными аномалиями гравитационного поля из-за подъема по взбросам кровли карбонатов, вплоть до выходов их на дневную поверхность в ядре Чернореченской взброс-антиклинали.

Главными разрывными нарушениями восточной части территории являются крупные пологие надвиги (шарьяжи), ограничивающие покровы в составе Лемвинского аллохтона - Хайминский, Грубеинский, Верхнепарнокский, Приводораздельный и, конечно, Главный Уральский надвиг (ГУН). Первые были охарактеризованы выше при описании покровов Лемвинского аллохтона. Необходимо лишь добавить, что внутри покровов весьма характерна система сдвигов и сбросов северо-западной ориентировки, по всей видимости, вызванная ундуляциями осей структур автохтона. Они весьма многочисленны, хорошо дешифрируются на АФС, но на карте бо́льшей частью не показаны вследствие незначительных амплитуд перемещения.

ГУН является границей образований палеоконтинентального и палеокеанического секторов уралид. По представлениям целого ряда авторов [21, 72] и др. он унаследует палеозону Беньюфа, падавшую на восток. К нему приурочен **войкарско-кемпирсайский комплекс тектонитов** (D₃-

Рvk). А.Д. Миклухо-Маклаем [33] данные образования включались в состав кокпельской свиты, А.М. Пыстиным и др. [167] рассматривались как диафториты по габброамфиболитам хордьюского комплекса. В строении тектонитов наблюдается четкая зональность. Западная полоса имеет ширину 400-800 м и сложена преимущественно зелеными апобазальтовыми бластомилонитами (bm), восточная (шириной 1000-2500 м) сложена в западной части апобазальтовыми глаукофанитами (gl), в восточной – апогабброамфиболитовыми глаукофанитами.

Зеленые сланцы характеризуются тонкой полосчатостью и состоят из хлорита, эпидота, плагиоклаза (альбита), кальцита и кварца в переменных количествах. Структура пород нематогранобластовая. В отдельных шлифах просматриваются реликты офитовой структуры базальтоидов. Кроме того, в составе толщи отмечаются реликтовые структуры метаосадочных пород с преобладанием кальцита и кварца (метапесчаники с карбонатным цементом).

Существенно глаукофановые породы («голубые сланцы») имеют полосчатую сланцеватую, реже массивную структуру. Полосчатость обусловлена чередованием преимущественно глаукофан-эпидотовых и глаукофан-кварц-серицитовых микропрослоев. В составе «массивных» пород преобладает глаукофан и альбит (до 20 %), в небольших количествах присутствует серицит. Гранат отмечается в обеих разновидностях. Среди зеленых сланцев фиксируются породы с реликтами глаукофана. Поэтому представляется очевидным, что глаукофаниты образовались раньше зеленосланцевых бластомилонитов. Как среди зеленых, так и среди голубых сланцев отмечаются линзовидные прослои (0,25 - 0,3 м) яшмоидов. Последние представляют собой плитчатые вишнево-красные кремнистые породы с тонкой ленточнополосчатой текстурой. В отдельных слойках наблюдаются мелкие (до 1 мм) округлые включения, напоминающие остатки радиолярий (?). Наибольшее количество яшмоидов встречено по правым притокам рч. Хоймадвож в 500-700 м к востоку от подошвы ГУНа. В делювии и отдельных коренных выходах они наблюдались и южнее по притокам р. Грубею (Вост).

Падение всех плоскостных структур в зоне ГУН северо-восточное под углами 30-50°. Западный контакт тектонитов с образованиями пассивной окраины резкий, подчеркнут скачкообразным нарастанием динамометаморфизма. Почти неизмененные андезибазальты и углисто-кремнистые сланцы молюдшорской свиты, алевропелиты и алевролиты грубеинской и харбейшорской свит на протяжении нескольких метров резко сменяются полосчатыми зеленосланцевыми бластомилонитами. Восточный контакт постепенный и выражен в затухании глаукофанового метаморфизма среди амфиболитов дзеляюского комплекса.

На основе приведенных выше фрагментарных данных о первичном субстрате тектонитов можно предположить, что они, вероятно, образовались по вулканогенно-осадочным породам третьего слоя поздневендской (?) океанической коры Дзеляюского террейна. Сведения о химиче-

ском составе, содержании редких и рассеянных элементов, а также петрофизических свойствах тектонитов приведены в прил. 8,10,12.

Согласно радиологическим датировкам из глаукофанитов Rb/Sr методом (по валовому составу) возраст глаукофанового метаморфизма 347 ± 72 млн. лет, который и принят за начало формирования комплекса тектонитов. Верхний возрастной предел принят условно пермским.

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

5. ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Геологическая история района прослеживается с позднерифейского времени. В этот период территория находилась, по-видимому, в пределах срединного массива (Ляпинского микроконтинента), располагавшегося между двумя ветвями байкальского Дуральского океана северо-западного (тиманского) простирания. Осевая зона одной из них находилась к юго-западу в пределах современной Припечорской зоны разломов, второй - к северо-востоку, в Собском районе. Формационный анализ досаблегорских рифейских отложений (маньхобеинская, пуйвинская, хобеинская, мороинская свиты), выходящих на дневную поверхность в ядре Ляпинского антиклинория непосредственно к югу от рассматриваемой территории, свидетельствует об их формировании в относительно мелководных шельфовых условиях. В дальнейшем, вероятно вследствие растяжений, вызванных процессом задугового спрединга под влиянием зоны субдукции падавшей под Ляпинский микроконтинент с юго-запада, район испытывает тектоническую активизацию, приводящую к формированию рифтовой системы на коре континентального типа в его пределах. Индикатором рифтогенных процессов является накопление щелочнобазальтовой (лорцемпейской) формации в составе нижнесаблегорской подсвиты. Одним из районов ее вероятного развития под чехлом палеозойских образований на территории листов по геофизическим данным (интенсивные положительные аномалии ΔT и Δg) является Лимбикская синклиналь. В дальнейшем в Ляпинском районе происходило формирование умеренно-щелочных базальтоидов нижнесаблегорской, а точнее, в Лемвинском - нижнемолюдовожской подсвит. Присутствие в разрезе последней яшмоидов и прослоев вулканогенно-терригенных пород указывает на преимущественно подводно-морские условия формирования базальтов.

Следующим этапом в развитии района в позднерифейско-вендское время под воздействием зоны субдукции, падавшей под микроконтинент с юго-запада, стало формирование наложенного вулканоплутонического пояса на коре континентального типа, представленного саблегорской и лемвинской риолит-гранитовыми вулканоплутоническими ассоциациями. Типичным представи-

телем последней является Лемвинский массив вкuppe с окружающими его вулканитами и экструживно-субвулканическими образованиями верхнемолчудвожской подcвиты.

В дальнейшем, вероятно, в конце венда - начале кембрия происходит закрытие обеих ветвей Доуральского океана, начинаются коллизийные процессы, приведшие к складчатым деформациям и орогенезу. Отражением орогенных процессов явилось формирование лаптопайской межгорной молассы (не представленной здесь на дневной поверхности). В начале кембрия район переходит к платформенному режиму, в течение которого возникшая горная страна была полностью пенепленизирована, в это время существовала обширная суша, на которой формировались коры выветривания латеритного профиля (в пределах листа их выходы отсутствуют). Синхронно с описанными выше геодинамическими обстановками не позже рубежа раннего и позднего венда к востоку от района, по-видимому, в пределах Палеоазиатского океана формируется кора океанического типа, фрагментом которой является дзеляюский ультрамафит-метагаброноритовый комплекс, слагающий Дзеляюский террейн, расположенный в современной структуре к востоку от ГУНа. Впоследствии он становится фундаментом более молодой (раннепалеозойской) энсиматической островной дуги и поэтому рассматривается нами как раннекаледонское образование.

Начиная с позднего кембрия, на восточной окраине Восточно-Европейского континента (ВЕК) начинается новый этап рифтогенеза, связанный, вероятно, с задуговым спредингом, следствием которого является образование Тагило-Магнитогорского окраинного моря. В результате процессов растяжения возникает серия внутриконтинентальных грабенов, параллельных основному рифту, в которых идет с начала в континентальных, затем в прибрежно-морских условиях накопление песчано-конгломератовых погурейской (на востоке) и обеизской (на западе) свит. В восточной части района проявляется также контрастный риолит-базальтовый магматизм, выразившийся во внедрении риолитов пожемского и габбродолеритовых силлов орангъюганско-лемвинского комплексов. Начиная со второй половины тремадока, восточная часть района испытывает все более интенсивное погружение и здесь формируется явно выраженный континентальный склон, на котором в течение позднего тремадока - раннего аренига идет накопление турбидных песчано-алевропелитовых пестроцветных осадков грубеинской свиты. При этом процессы рифтогенеза в пределах склона продолжаются и в восточной части района в это время активно развивается Тыкотловская рифтовая зона, в которой в подводных условиях происходят массовые излияния толеитовых базальтов кокпельской свиты, а в окружающие терригенные осадки грубеинской свиты внедряются многочисленные силлы габбро-долеритов (в меньшей степени пикродолеритов и пикритов) орангъюганско-лемвинского комплекса. В дальнейшем вся территория испытывает общее погружение и примерно с середины аренига ее западная часть становится областью терригенной шельфовой седиментации, где в мелководных условиях формируются зеленоцветные

отложения салецкой свиты. Параллельно, в пределах континентального склона, идет накопление коррелятивных, также зеленоцветных терригенных осадков нижнехарбейшорской подсвиты, в которые продолжается внедрение габбродолеритовых силлов орангъюганско-лемвинского комплекса. Начиная со среднего ордовика, восточный край БЕК развивается как типичная пассивная окраина. В течение среднего – позднего ордовика шельф представлял собой полого наклоненный к востоку склон (рампы). В его западной части шло накопление мелководных карбонатов шугорской серии, которые к востоку сменяются относительно более глубоководными терригенно-карбонатными осадками грубепендишорской толщи. Последние в свою очередь фациально замещаются терригенно-карбонатными отложениями качамылькской свиты, формирующимися в условиях глубокого шельфа и отчасти верхней части склона. Вниз по склону они сменяются безкарбонатными алевропелитами верхнехарбейшорской подсвиты, которые, по-видимому, в пределах континентального подножья замещаются черносланцевыми отложениями нижнемоллюшорской подсвиты и верхнемоллюшорскими вулканитами среднего состава. Формационная природа последних недостаточно ясна. По всей видимости, они являются сохранившимся фрагментом остаточной островной дуги.

На рубеже позднего ордовика – силура пассивная окраина подвергается масштабной деструкции, которая выразилась в резком погружении части мелкого шельфа к востоку от линии, примерно проходящей через устья р.р. Балбанью – Парнока¹. Происходит оживление части разломов рифтогенной стадии, проявляется активная гидротермальная деятельность, следствием которой явилось формирование Парнокского железо-марганцевого месторождения и целой серии полиметаллических проявлений стратиформного типа. Происходит внедрение диоритов устьхайминского комплекса. Западная часть шельфа, наоборот, испытывает в это время поднятие и кратковременное осушение. С яптикшорского времени начинается новый трансгрессивно-регрессивный мегацикл. На шельфе формируется типичная карбонатная платформа, в пределах которой вследствие колебательных движений идет чередование мелководных (закрытошельфовых) и относительно глубоководных (открытошельфовых) обстановок. В течение силура – раннего девона здесь отлагается мощная известняково-доломитовая формация, представленная таборотинской, дурнаюской, интапармской и бетьюской сериями. По внешнему краю карбонатной платформы формируются балбаньюский и лемвинский барьерные рифы. К востоку в пределах опущенной части шельфа и на континентальном склоне отлагаются маломощные известняково-черносланцевые осадки харотской свиты. В конце пражского века происходит кратковременное осушение мелкого шельфа и

¹ Данная линия, названная нами «линией Балбанью» с этого времени в течение всего палеозоя в пределах рассматриваемой территории являлась границей мелководных шельфовых елецких и батимальных лемвинских фаций.

здесь некоторое время господствуют континентальные условия, в течение которых происходил частичный размыв ранее накопленных отложений.

В пределах собственно окраинного моря в результате продолжающегося спрединга в этот период формируется кора океанического типа, о чем свидетельствует полнопроявленная офиолитовая ассоциация Войкарского офиолитового пояса, представленная на территории только небольшим фрагментом кершорского габбрового комплекса.

В начале эмса пассивная окраина испытывает новое погружение. При этом часть карбонатной платформы к востоку от оси хр. Ярней-Мусюр снова испытывает частичную деструкцию. К западу от него в эмское время идет накопление маломощной транзитной фалаховой формации, представленной воргавожской серией, к востоку происходит накопление песчано-алевролитовой надотамылькской свиты, которая полностью компенсирует погружение мелкого шельфа до «линии Балбанью» и в виде мощной призмы склоновых турбидных осадков выходит в пределы глубокого шельфа, замещаясь на континентальном склоне фациально близкой, но менее мощной пагинской свитой и фоновыми глубоководными алевропелитами малонадотинской свиты. Начиная с позднего эмса в условиях мелкого открытого шельфа идет накопление глинисто-известняковой ярнеймусюрской свиты, область формирования которой (по мере компенсации раннеэмского погружения части мелкого шельфа осадками надотамылькской свиты) мигрирует в течение эйфеля-живета в восточном направлении до «линии Балбанью». В живете в пределах мелкого шельфа снова происходит регрессия морского бассейна. Район ненадолго полностью осушается, часть ранее накопленных отложений размывается. При этом глубина размыва возрастает на запад.

В конце живета (пашийское время) происходит новое резкое опускание всей шельфовой зоны, в результате чего к западу от «линии Балбанью» возникает глубоководная внутришельфовая впадина, где в течение позднего девона и турне идет накопление конденсированных доманикоидных осадков сывьюской серии, в которые вклинивается нижняя подсклоновая часть карбонатно-терригенной западносывьюской толщи заполнения. По «линии Балбанью» в течение франа продолжается формирование барьерных рифов (матяшорская толща), которые своим ростом полностью компенсируют прогибание, а в фамене с началом регрессивных тенденций на шельфе здесь образуется оолитовая Большенадотинская мегабанка, которая существует вплоть до конца турне. К востоку от рифов и оолитовых отмелей в течение франского-турнейского веков формируется призма склоновых (относительно карбонатной платформы) карбонатных обломочных отложений устьпарнокской толщи. Далее к востоку в пределах глубокого шельфа и континентального склона в этот период шло накопление глубоководных ленточных силицитов няньворгинской свиты.

С раннего визе на пассивной окраине ВЕК начинается обширная регрессия. Внутришельфовая впадина заполняется терригенными осадками нортничской свиты; в пределах оолитовых отме-

лей, вероятно, происходил размыв ранее накопленных отложений. Продукты размыва слагают нижнюю часть западноворгашорской свиты, накапливавшейся восточнее. С началом позднего визе на шельфе начинается новая морская трансгрессия. В условиях открытого мелкого шельфа в течении позднего визе, серпухова, среднего и позднего карбона здесь отлагается мощная толща органических, органогенно-обломочных и детритовых карбонатов. По внешнему краю мелкого шельфа «на линии Балбанью» вновь формируются рифовые массивы, типичным представителем которых является риф Олыся. К востоку от рифов, как и ранее, продолжается накопление склоновых обломочных карбонатов западноворгашорской свиты. Восточнее, в батимальной зоне, с визе по поздний карбон, отлагаются конденсированные известняково-кремнист-сланцевые осадки воргашорской свиты.

С визе появляются первые свидетельства коллизии пассивной окраины ВЕК с активной окраиной кордильерского типа или энсиматической островной дугой. При этом большинством исследователей высказывается предположение, что зона субдукции в это время имела восточное падение; в дальнейшем это стало причиной обдукции океанической плиты на пассивную окраину ВЕК. Признаком начала коллизионных процессов является появление в восточной части территории среди отложений воргашорской свиты языка граувакковых алевропелитов яйюской свиты, имеющих, несомненно, восточный источник сноса. Вероятно, вследствие «втягивания» континентальной коры пассивной окраины в зону субдукции на рубеже карбона-перми, окраина испытывает коробление, и вдоль восточного края шельфа образуется островная суша, в пределах которой ранее накопленные отложения верхнего карбона были полностью размывы. Глубина размыва уменьшается в западном направлении. В пределах бывшего глубокого шельфа и континентального склона в это время существует остаточный трог, в котором с конца позднего карбона накапливается кечпельский терригенный флиш.

На Полярном Урале начало обдукции Уральской плиты на пассивную окраину, вероятно, приходится на середину ассельского века, так как именно с этого времени здесь начинает формироваться Предуральский краевой прогиб. Это выражается в резком погружении (деструкции) части пассивной окраины и формировании на месте мелководного карбонатного шельфа и островной суши депрессионной впадины, в которой накапливаются конденсированные мергелистые осадки сизымской свиты. Ввиду того, что депрессионная впадина была отделена в это время от воздымающейся на востоке кордильеры флишевым трогом, терригенный материал начал поступать в нее только после его заполнения, начиная с артинского века. С этого времени в западной половине территории в течении артинского и первой половины кунгурского веков происходит накопление нижней (морской) сероцветной молассы (гусиная, бельковская и талатинская свиты). Со второй половины кунгура моласса формируется в лагунных условиях (кожимрудницкая свита), а затем в

течение уфимского и казанского веков идет накопление верхней (континентальной) угленосной молассы (интинская и сейдинская свиты). В это время образуется Интинское угольное месторождение. Общая мощность орогенных образований прогиба на территории листов достигает 4 км. Данные цифры указывают на то, что синхронно с осадконакоплением, прогибание постоянно продолжалось, при этом осевая зона прогиба медленно мигрировала на запад. Восточная часть территории, по-видимому, уже с кунгурского века являлась областью размыва.

Ввиду того, что все пермские отложения в западной части территории согласно залегают между собой, можно с уверенностью говорить, что процессы складкообразования здесь начались в послепермское время и завершились в ранней юре. В то же время залегание Лемвинского аллохтона в Малонадотинской синклинали на отложениях не моложе талатинской свиты указывает на то, что процессы шарьирования и складкообразования в восточной части территории начались в докунгурское время и затем происходили одновременно с накоплением молассы в краевом прогибе. Завершились они также в раннеюрское время. В результате коллизии падавшая к востоку зона субдукции преобразуется в ГУН с интенсивно проявленным глаукофановым динамометаморфизмом. Вероятно, результатом скупивания в составе аккреционной призмы осадков бывшего континентального склона стало возникновение в позднепермское время зон палингенного плавления, следствием чего явилось формирование плагиогранитов погурейского комплекса, прорывающих покровно-складчатые структуры в восточной части территории западнее ГУНа.

К концу позднего триаса - началу юры в основных чертах Уральская мобильная область завершила свое существование. Образовавшаяся одноименная складчатая система со средней юры стала частью фундамента Урало-Сибирской эпигерцинской молодой платформы в составе Евразийского континента. Горная страна, сформировавшаяся на орогенной стадии, в платформенный период была денудирована. Урало-Сибирская молодая платформа продолжала свое развитие в течение остальной части мезозоя и в кайнозое. Однако, если территория Западной Сибири в мезозое и кайнозое почти непрерывно опускалась, и там шло образование мощного осадочного чехла, то западная часть Уральской системы наоборот преимущественно оставалась приподнятой. И только в позднем мелу, палеоцене и эоцене в северной части территории существовал эпиконтинентальный морской бассейн, несомненно соединявшийся с одновозрастным Западносибирским. Сформированные в нем осадки, представленные глауконитовыми песчаниками, опоками, диатомитами, указывают на отсутствие сколько-нибудь существенных поднятий по его окраинам в этот период времени. В континентальной части территории тогда же формировались коры выветривания, остатки которых довольно широко развиты на сохранившихся фрагментах допозднемеловой и олигоценовой поверхностей выравнивания.

Новейшие неотектонические поднятия с формированием горной страны и коррелятных осадков начались, судя по всему, с миоцена. Предгорья в плиоцене (колвинское, падимейское и роговское время) захватывались бореальными морскими трансгрессиями. Горная часть в четвертичное время неоднократно подвергалась оледенениям горно-долинного и полупокровного типа.

6. ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Общий план геоморфологического строения территории, расположенной в пределах Уральского Горного сооружения и восточной окраины Русской равнины, крайне неоднороден: юго-западная и юго-восточная части представлены среднегорными массивами субальпийского типа зоны кряжа, центральная – отпрепарированным педипленом, а северная – аккумулятивно-денудационной поверхностью Предуральской равнины.

Зона Предуральской аккумулятивно-денудационной равнины (I) представлена юго-восточной окраиной Усинско-Лемвинской депрессии. Она представляет собой полого-увалистую, слабо наклонную к северо-западу поверхность с абсолютными отметками от 70 до 200 м. Глубина эрозионного вреза в ее пределах достигает 40-60 м. Рельеф равнины имеет мягкие, плавные очертания, так как выработан в алевроглинистых ледниково-морских отложениях падимейской и роговской серий, супесчаных и песчаных осадках водэтыской толщи.

Зона отпрепарированного педиплена (II) занимает центральную часть территории. Орographically она соответствует полосе низких и высоких предгорий и представляет собой всхолмленную равнину с широкими, уплощенными водоразделами, имеющими слабый общий уклон к северо-западу. Абсолютные отметки поверхности изменяются от 200 до 500 м, глубина эрозионного расчленения достигает 80, реже 100-120 м. Своеобразный характер рельефа этой зоны обусловлен процессами педипленизации, сопровождающимися интенсивным химическим выветриванием палеозойских пород в олигоцене. В новейший тектонический этап произошло омоложение рельефа этой зоны и, как следствие, уничтожение значительной части кор выветривания. Наибольшие фрагменты кор характерны для водораздела рек Кожим и Лемва. Часть зоны педиплена (до 40%) перекрыта толщей ледово-морских осадков плиоцен-раннениоплейстоценового возраста мощностью 5-15 м (до 60-80 м в пределах ЭСД).

Зона кряжа (III) представляет собой систему горных хребтов и массивов, ориентированных в северо-восточном направлении, как правило, приуроченных к наиболее устойчивым к выветриванию породам. Наиболее приподнятый участок территории (осевая часть Народо-Итьинского кряжа, хребты Западные и Восточные Саледы, Яптикнырд, Малдынырд относится к району остаточных низких гор **(IIIa)**. Абсолютные высоты водораздельных поверхностей здесь колеблются в пределах 600-1200 м, отдельные вершины превышают 1400 м (г. Грубеиз, 1435 м, г. Лемваиз, 1421

м). Облик рельефа этой зоны определяется сочетанием денудационных выровненных поверхностей (которые рассматриваются в качестве реликтов мезозойского пенеплена, моделированных процессами гольцовой планации) и глубоких V-образных эрозионных и U-образных троговых долин. Глубина эрозионного расчленения 400-700 м. Северо-западная и юго-восточная части зоны кряжа относятся районам приподнятых горных массивов (**Шб**) с абсолютными отметками вершин от 600-850 м, отделенных от гор крутыми структурно-денудационными уступами.

По ведущим генетическим факторам в пределах территории выделены две крупные категории рельефа: выработанный и аккумулятивный рельеф. Кроме того, отдельно описаны элементы погребенного рельефа.

Выработанный рельеф.

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

Структурно-денудационные формы рельефа широко развиты в зоне кряжа. Они представлены крутыми прямолинейными склонами и уступами, предопределенными препарацией древних разрывных нарушений; склонами горных хребтов, обусловленных препарировкой древних складчатых структур, бронированных устойчивыми к выветриванию породами; отпрепарированными телами даек и интрузий, а также эрозионно-структурными депрессиями (ЭСД). Все эти формы, подчиняясь общему морфоструктурному плану территории, вытянуты в северо-восточном направлении на многие километры. Высота крупнейших уступов достигает 200 м, крутизна склонов 30-40°, форма склонов чаще вогнутая. Практически повсеместно склоны и уступы моделированы мелкими эрозионными ложбинами, нивальными нишами.

Из ЭСД наиболее крупными являются Дурная, Лимбекская, Малдинская, Верхнекожимско-Пачвожская и др. (в пределах западного склона Урала) Петравожская и Верхнехулгинская - на восточном его склоне. Кратко охарактеризуем наиболее типичные.

Лимбекская ЭСД приурочена к одноименной синклинали. Борта бронированы терригенными породами нижнего ордовика и девона. Днище приурочено к карбонатам среднего ордовика-силура и прорезано разветвленной сетью палеодолин, врезаемых в уплощенную поверхность выравнивания олигоценового пенеплена и заполненных полигенетическим комплексом плиоцен-четвертичных осадков. Протяженность депрессии 20 км, ширина 5 - 15 км. Малдинская ЭСД имеет сходное строение и сопряжена с осью синклинали Балбанью; к северу от долины р. Кожим приобретает субмеридиональную ориентировку, обусловленную простиранием силурийско-

нижнедевонских рифовых доломитов, образующих ее восточный борт. Верхнекожимско-Пачвожская ЭСД приурочена к полосе развития терригенно-карбонатных пород качамыльской свиты, слагающих ее днище. Борты бронируются терригенными отложениями надотамыльской и грубеинской свит. В северном отрезке депрессии, в долине рч. Пачвож, сохранились реликты днища олигоценового возраста с распространенными в его пределах корами выветривания гидрослюдисто-каолинового профиля [156].

Мелкие структурно-денудационные формы представлены уступами отпрепарированных пластов и даек. Высота их обычно не превышает 10 м, а протяженность бывает значительной, до 2-3 км. Наиболее широко они распространены на восточном склоне Урала, и связаны с многочисленными телами габбро-долеритов орангьюганско-лемвинского комплекса среди терригенных пород грубеинской и погурейской свит.

Возраст структурно-денудационных форм рельефа принимается мезозойско-голоценовым ввиду того, что факторы геологической структуры и вещественного состава действуют с момента начала денудации эпигерцинского горного сооружения Урала. Однако, основное время их формирования приходится, вероятно, на период интенсивного роста Урала в неогене.

Денудационные формы рельефа включают эрозионные склоны речных долин, экзарационные поверхности троговых долин и каров, абразионный уступ 4 аллювиально-морской террасы, денудационные равнины, денудационные склоны горных массивов, сопряженные с поверхностью отпрепарированного цокольного педиплена олигоценового возраста, а также фрагменты древних поверхностей выравнивания (пенеплены), созданные процессами комплексной денудации. Среди последних выделяются: реликты цокольного пенеплена раннемезозойского возраста и фрагменты цокольного пенеплена позднемезозойско-эоценового возраста.

Реликты цокольного пенеплена (MZ_1) представляют собой относительно плоские вершинные поверхности главных водораздельных хребтов зоны кряжа с абсолютными отметками от 900 до 1400 м. Они срезают складчатый цоколь палеозойских пород. Длина отдельных фрагментов достигает 10-15 км, ширина – сотни метров. В их пределах широко развита система нагорных террас, возвышающихся одна над другой ступенями высотой 15-30 м. От более молодых, нижерасположенных граней рельефа, фрагменты пенеплена обычно отделены крутыми структурно-денудационными уступами. На вершинных поверхностях повсеместно развиты элювиальные и элювиально-делювиальные неоген-четвертичные образования. Фрагменты кор выветривания на них известны к югу от площади, на хр. Росомаха, однако их возраст достоверно не установлен. Вслед за рядом авторов [53, 54, 156, 191] время формирования поверхности условно принимается раннемезозойским.

Реликты цокольного пенеппена (MZ_2-P_2) развиты гипсометрически ниже описанных форм. Представляют собой выровненные поверхности низкорослых хребтов (Джагальяптик, Яренеймусюр, Тисваиз, Амбариз и др.) и плоские водоразделы высоких предгорий к западу и востоку от осевой зоны кряжа; абсолютные отметки от 500 до 880 м. Размеры выровненных участков и площади их распространения больше, чем у вышеописанных реликтов раннемезозойского возраста. Другой особенностью этого пенеппена является понижение его уровней в северо-западном и в северо-восточном направлениях от осевой зоны кряжа. На отдельных, наименее расчлененных участках территории эти площадки, за вычетом эрозионных форм рельефа, легко реконструируются в единую поверхность шириной до 12 км. С расположенной ниже поверхностью олигоценового педиппена границы в виде денудационных сглаженных склонов, либо представляют собой структурно-денудационные уступы. В пределах описываемой поверхности широко развиты элювиальные и элювиально-делювиальные образования неоген-четвертичного возраста. На хр. Яреней-Мусюр отмечены линейные коры выветривания гидрослюдисто-каолинового профиля [156]. Вслед за А.П. Сиговым [53, 54] фрагменты описываемой поверхности мы условно относим к остаткам позднемезозойско-палеогенового (эоценового) пенеппена. Косвенным подтверждением его существования является наличие коррелятных морских отложений глауконитовых песчаников верхнего мела, опок и диатомитов палеогена.

Поверхность отпрепарированного цокольного педиппена (P_3) представляет собой выровненные участки, отчасти вышедшие на дневную поверхность из-под чехла ледово-морских образований плиоцена-эоплейстоцена в период поднятия Урала в раннем-среднем неоплейстоцене. В виде уплощенных водоразделов и прилегающих к ним пологих склонов эта поверхность протягивается от хр. Зап. Саледы вдоль северо-западных границ кряжа полосой до 30 км. Абсолютные отметки ее изменяются от 200 до 450 м, редко достигая 480 м. Вдоль крупных речных долин и по ЭСД поверхность пенеппена проникает в пределы более древнего денудационного уровня, почти сливаясь с ним. В пределах ЭСД она наблюдается и на восточном склоне Урала. На ней широко развиты фрагменты коры выветривания площадного и линейного типа, которые описаны в гл.2, более подробные сведения приведены у Н.Г. Новаковой [156]. Оligоценовый возраст поверхности выравнивания определяется на основании гидрослюдисто-каолинового состава кор выветривания, развитых в ее пределах, а также хорошей сопоставимости этого геоморфологического яруса с олигоценовой поверхностью Среднего и Южного Предуралья [54].

Денудационные склоны гор (P_3-N_1) развиты между основными ярусами рельефа территории и представлены разновысотными крутыми и средней крутизны денудационными склонами, покрытыми коллювиально-десерпционными и делювиально-десерпционными образованиями плиоцен-четвертичного и средненеоплейстоцен-голоценового возраста. Крутизна склонов в значитель-

ной степени зависит от устойчивости пород субстрата. Формирование склонов началось одновременно с поверхностью олигоценового педиплена и продолжилось в миоцене.

Денудационная равнина (QI-H) занимает северную половину территории и по ЭСД заходит в предгорья. Сформирована на супесчано-суглинистых отложениях верхнего плиоцена-раннего неоплейстоцена. Ее абсолютные отметки плавно повышаются от 120-250 м до 450 м. Представляет собой увалистую плосковершинную поверхность. Склоны увалов пологие, с мягкими очертаниями, осложнены мелкими эрозионными бороздами, солифлюкционными террасами и валами. Водораздельные поверхности часто заболочены, изобилуют термокарстовыми воронками и озерами, торфяными буграми, широко развит тундровый микрорельеф (медальоны вымораживания, полигональные грунты). Начало ее формирования определяется завершением водэтыской площадной аккумуляции в раннем неоплейстоцене.

Экзарационные поверхности троговых долин и каров (QII-H) повсеместно развиты в осевой зоне кряжа. В масштабе схемы выработанные экзарационные поверхности среднеплейстоценового, ханмейского, полярноуральского и голоценового оледенений не расчленены, хотя в их размещении наблюдается хорошо выраженная ярусность, а во взаимоотношении друг с другом определенная последовательность. Самый высокий ярус экзарационного рельефа принадлежит полярноуральским и голоценовым карам. Отметки их днищ располагаются в пределах 900-1100 м, а бровки стенок достигают высот главных водораздельных хребтов (1200-1400 м). Полярноуральские трогии часто наследуют ранее выработанные трогии ханмейского оледенения и развиты практически по всем основным водотокам осевой зоны кряжа. Уп্লощенные днища трогов осложнены ригелями, приуроченными к более твердым породам. Кары и цирки ханмейского возраста реконструируются в виде огромных полуразрушенных чаш с уп্লощенным днищем, в которые врезаны более молодые полярноуральские и голоценовые кары. Сохранившиеся участки трогов среднеплейстоценового возраста более широкие (до 3-4 км). В осевой зоне они прорезаны ханмейскими троггами и сохранились в виде террасовидных площадок (плеч трогов) располагающихся на 30-40 м и более над уровнем днищ последних. К верховьям долин они поднимаются на водоразделы, что указывает на полупокровный характер среднеплейстоценового оледенения. В предгорьях фрагменты днищ среднеплейстоценовых троговых долин сохранились в виде узких террасовидных площадок по бортам некоторых речных долин (например Мал. и Бол. Хайма).

Эрозионные склоны речных долин (QII-H) повсеместно врезаны в более древний денудационный и аккумулятивный рельеф. В коренных породах они выработаны в зоне кряжа и предгорьях; в рыхлых отложениях - преимущественно в пределах Предуральской равнины и ЭСД. В первом случае это, в основном, крутые (20-30°) или средней крутизны (5-20°) вогнутые, прямые, реже выпуклые поверхности, изрезанные мелкими эрозионными бороздами и, как правило, покрытые элю-

виально-делювальным, коллювиально-десерпционным или делювиально-солифлюкционным чехлом. Во втором - они отличаются более мягкими очертаниями, выпуклой формой профиля, развитием мерзлотного микрорельефа. Нижний возрастной предел эрозионных склонов принимается средненеоплейстоценовым, так как их формирование началось одновременно с заложением современного плана речной сети после средненеоплейстоценового оледенения.

Поверхность скульптурной четвертой аллювиально-морской террасы (QШ₁) расположена в северо-западной части листа Q-41-XIX. Терраса выработана в позднем неоплейстоцене в рыхлых ледово-морских отложениях роговской свиты. Скульптурная поверхность террасы плоская, слабо наклонная на северо-запад, располагается в интервале высотных отметок 85-90 м. Вдоль тылового шва террасы вдоль абсолютной отметки 100 м на аэрофотоматериалах и в рельефе прослеживается четко выраженный абразионный уступ.

Аккумулятивный рельеф

В соответствии с ведущими рельефообразующими факторами аккумулятивные поверхности рельефа разделены на флювиальные, ледниковые, флювиогляциальные. Кроме того, в некоторых местах выделены поверхность полигенетического комплекса осадков, выполняющих погребенные речные долины и поверхность современного техногенного рельефа.

Поверхность полигенетического комплекса осадков, выполняющих погребенные речные долины (QI-H) выделена в пределах контуров ЭСД в виде хорошо выраженных в рельефе корытообразных понижений, выполненных аккумулятивными образованиями среди олигоценного педиплена. Длина отдельных участков достигает 15-20 км, а ширина 2-3 км. В большинстве случаев поверхность сильно заболочена, изменена эрозионными и криогенными процессами. Широко развиты термокарстовые озера, бугры пучения, торфяники. Поверхность в основном сформирована в раннем неоплейстоцене в последний водэтыйский этап площадной аккумуляции. В дальнейшем происходило ее преобразование.

Поверхность пачвожской морены средненеоплейстоценового возраста (QII) развита у подножий горных массивов зоны кряжа, а также отдельными фрагментами в пределах высоких и низких предгорий. Характерных ледниковых форм практически не сохранилось, так как поверхность морены существенно переработана склоновыми и денудационными процессами и на аэрофотоматериалах почти не отличается от денудационных склонов. На местности распознается по наличию большого количества плохо окатанного валунного материала.

Поверхность морен ханмейского и полярноуральского оледенений нерасчлененная (QIII) развита в зоне кряжа, где приурочена к днищам троговых долин и каров. Имеет типичный холмисто-западинный, холмисто-грядовый рельеф, часто с четко выраженными донными, боковыми и

конечными моренами. Высота моренных гряд и холмов над поверхностью донной морены достигает 10-20 м, а отдельных конечно-моренных образований до 30 м.

Поверхность ханмейских и полярноуральских флювиогляциальных зандров (QIII) развита локально по периферии одноименных морен в долинах рек Хамбалью, Бол. Лемва, Воравож и др. Образована конусовидными зандрами, протягивающимися от конечно-моренных гряд вниз по долинам на 1,5-5 км, постоянно снижая свои высоты над урезом воды. Высота зандров изменяется от 2 до 14 м. Наиболее классический флювиогляциальный зандр описан в долине р. Бол. Лемва [192]. Поверхность флювиогляциальных зандров и террас обычно сухая, неровная, с многочисленными следами водных потоков и отдельными валунами, выступающими над ней.

Поверхность четвертой аллювиально-морская террасы (QIII₁) сохранилась в виде полосы шириной 5-8 км вдоль тылового шва террасы северо-западном углу листа. Представляет собой слабо наклонную к северо-западу поверхность с отметками от 90 до 100 м, образованную аллювиально-морскими осадками чулейской толщи. В.А. Астахов [6] связывает ее возникновение с существованием ранневалдайского «Палеозера Коми». Б.А. Борисов – поздневалдайского подпрудного озера. Тыловой шов террасы прямолинейный, достаточно четко прослеживается вдоль изолинии 100 м, по долине р. Бол. Инта, постепенно повышается до отметок 120-125 м и переходит в бровку эрозионного уступа IV аллювиальной надпойменной террасы высотой до 30 м над современным урезом воды.

Флювиальная поверхность пойм и первой-четвертой надпойменных террас нерасчлененная (QIII-Н). Развита узкой полосой вдоль долин всех водотоков, достигая максимальной ширины (10-13 км) в нижнем отрезке долины р. Лемвы. Имеет вогнуто-ступенчатый профиль, отражающий этапы снижения базиса эрозии, которым отвечают 4 уровня надпойменных террас, развитых в большинстве средних и крупных водотоков территории вне пределов позднеплейстоценовых морен (I надпойменная терраса имеет высоту до 6 м, II - высотой до 11 м, III - высотой до 18 м и IV - до 30 м над урезом воды) Первая и вторая террасы - как цокольные, так и аккумулятивные. Третья и четвертая, как правило, цокольные. Цоколем служат палеозойские породы, осадки неогенового и эоплейстоценового возраста.

Поверхность современного техногенного рельефа (Н) развита в пределах промзоны и городской черты г. Инта, а также в долинах рек Кожим и Балбанью. Охарактеризована в гл. 10.

Элементы погребенного рельефа представлены на территории в виде фрагментов палеодолин нескольких генераций, вскрытых многочисленными скважинами. Особенно широко они представлены в пределах ЭСД. Максимальные глубины палеоврезов достигают 60-70 м, ширина сопоставима с современными долинами или несколько шире их. Возраст палеодолин устанавливается по заполняющим и перекрывающим их осадкам. В результате детальных геоморфологиче-

ских исследований ЦНИГРИ [155, 170] в бассейне р. Кожим выделены 4 главных этапа формирования речных долин: малдинский, балбаньюский, санавожский, тавротинский. При анализе материалов бурения нами выделен еще один, более молодой бадьявожский этап [199].

Фрагменты палеодолин малдинского этапа установлены в Малдинской и Большенадотинской ЭСД. В первой днище поднято на высоту до 80-100 м над современным урезом воды, во второй находится на 10 м ниже уреза. Олигоценый возраст долин установлен на основании гипергенных изменений заполняющего их аллювия [155, 170].

Палеодолины балбаньюского этапа начали формироваться в условиях интенсивных неотектонических поднятий в плиоценовое (?) время, отличаются значительно глубиной вреза (до 60-80 м), выработанного в палеозойских породах. В зоне кряжа в Малдинской и Лимбекской ЭСД их днища подняты до 20-35 м над современным урезом воды, а в низких предгорьях в Большенадотинской и Малонадотинской ЭСД находятся на 20-30 м ниже уреза. Плиоценовый возраст палеодолин устанавливается по возрасту погребавших осадков чигимшорской толщи.

Палеодолины санавожского этапа развиты наиболее широко; нередко имеют унаследованное положение относительно балбаньюских врезов. Вложены в аккумулятивную толщу балбаньюского этапа или врезаны в палеозойский цоколь. Максимальная глубина врезов 30-50 м. Днища санавожских палеодолин в Малдинской и Лимбекской ЭСД в зоне кряжа находятся на уровне современного уреза, к северу понижаются на 20-30 м. Таким образом, степень эрозионного расчленения предгорий в балбаньюское и санавожское время была выше современной. Плиоценовый возраст палеодолин принимается на основании погребения их осадками падимейской серии.

Палеодолины тавротинского этапа выявлены в меньшей степени, чем санавожские и балбаньюские. Они имеют в основном унаследованное расположение, наиболее типично представлены в Лимбекской ЭСД (в долине р. Бол. Таврота). Глубина эрозионных врезов тавротинского этапа обычно не превышает 10-12 м. Эоплейстоценовый возраст тавротинских палеодолин принимается на основании погребения их ледово-морскими осадками роговской серии.

Палеодолины бадьявожского этапа выделены по положению под среднелепестово-мелководной мореной в верхних отрезках долин рек Пр. Грубею, рч. Грубеювож и др. В плане они совпадают с долинами современных водотоков, но переуглублены по отношению к ним на 20-40 м.

История формирования рельефа

Согласно литературным источникам [53, 54, 69] в мезозойско-кайнозойской истории формирования рельефа Урала выделяется 6 тектоно-климатических этапов: эомезозойский, раннемезозойский, позднемезозойско-палеогеновый, позднепалеогеновый, миоценовый и плиоцен-четвертичный.

Прямых сведений о событиях эомезозойского этапа в пределах картируемой территории нет.

В раннемезозойском этапе в условиях умеренно-теплого гумидного климата сложились благоприятные условия для пенеппенизации. Эомезозойские горы Урала были преобразованы в новую структурную поверхность - пенеппен с корой выветривания латеритного профиля. Корреляционные осадки в пределах территории не сохранились, но остаточные фрагменты этого пенеппена наблюдаются в пределах самого высокого яруса рельефа зоны кряжа в виде небольших выровненных поверхностей (реликтов) с абсолютными отметками от 900 до 1400 м.

В позднемезозойско-палеогеновый этап в условиях субтропического и тропического гумидного климата в пределах территории происходили колебательные тектонические движения, обусловившие серию морских трансгрессий, осадки которых сохранились на севере листа. Остальная ее часть оставалась приподнятой над уровнем моря и здесь в условиях субтропического климата была сформирована поверхность позднемезозойско-среднепалеогенового пенеппена, которая сохранилась в современном рельефе в виде уплощенных водоразделов на высотах от 500 до 880 м.

В олигоценый этап на фоне общего сводового поднятия Урала в условиях гумидного климата на территории формируется педиппен с каолиново-гидрослюдистым профилем выветривания, который окаймлял возникшее к этому времени горное сооружение. Параллельно началось формирование ЭСД, вложенных в поверхность, созданную в предыдущий этап. На существование в это время горного рельефа указывает валунно-галечный состав малдинского аллювия.

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

Плиоцен-четвертичный этап, своеобразен как в тектоническом, так и в климатическом отношении. Сводово-глыбовое поднятие Урала продолжилось в режиме колебательных движений, что привело к многократным перестройкам речной сети, описанным выше и неоднократным ингрессиям арктического бассейна, осадки которого представлены колвинской, лыммусюрской, пади-мейской, роговской серий. На современном эрозионном срезе верхняя граница развития плиоцен-эоплейстоценовых ледово-морских отложений достигает абсолютной отметки 500 м. Однако, в то время эта отметка не могла значительно превышать уровня Печоро-Камского водораздела (около 200 м). Таким образом, разница дает величину последующего сводового неотектонического поднятия Приполярного Урала в течение неоплейстоцена. Последняя морская ингрессия происходит в начале позднего неоплейстоцена, когда была сформирована IV аллювиально-морская терраса в Усинско-Лемвинской депрессии. Начиная, вероятно, с раннего эоплейстоцена горная часть Урала становится центром неоднократных оледенений. Однако прямые свидетельства этому в виде соответствующих морен известны только начиная со среднего неоплейстоцена. Ранние оледенения были, вероятно, покровными или полупокровными, на что указывает широкое развитие эрратиче-

ских валунов на всех уровнях поверхностей выравнивания. Последующие оледенения имели горно-долинный характер и сформировали современный облик зоны кряжа. При этом необходимо отметить, что поднятие восточного склона Урала в голоцене происходит значительно более интенсивно, так как большинство горных долин имеет там сейчас эрозионный V-профиль.

7. ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

На территории листов Q-41-XIX, XX имеется 36 месторождений полезных ископаемых, в том числе: 1 угольное, 1 железо-марганцевое, 28 золото-россыпных, 5 строительных материалов, 1 месторождение красочных глин и 1 месторождение питьевых вод. Кроме того, промышленный интерес представляют: структуры, перспективные на обнаружение залежей горючего газа, проявления (П) полиметаллов, коренного и россыпного золота, урана, строительных материалов и пункты минерализации (ПМ) полиметаллов, меди, вольфрама. Описание некоторых рудных типов, не включенных в текст записки, приведены в прил. 2.

Горючие ископаемые

Горючий газ. По материалам сейсмических работ и гравиразведки [4, 111, 127, 128, 147] на территории листов выделено значительное число антиклинальных структур, благоприятных для локализации залежей природного газа. К наиболее перспективным и сейсмически подготовленным для ведения геолого-разведочных работ относятся Пармаяская (I-1-4), Анкудинская, Верхнеанкудинская (I-2-1,2), Левогрубеюская (I-3-7) структуры. Помимо них по данным сейсмо- и гравиразведки выделены благоприятные локальные структуры: Нижнеанкудинская, (I-1-3), Кочмеснюрская, Центральная, Усть-Лесная, Лесная, Бадьявожская, Ручейная (I-3-1,2,3,4,5,6,7). По аналогии с находящимися за западной рамкой Интинским и Кожимским газовыми месторождениями предполагается, что залежи большинства перспективных структур приурочены к верхнекаменноугольным карбонатным образованиям и экранируются нижнепермскими аргиллитами низов гусиной свиты. Предполагаемый состав газа метановый (89-92%), содержание сероводорода на западе предполагается на уровне 0,65-1,1%; в восточной части района по аналогии с Лемвинским газовым месторождением оно, вероятно, выше и может достигать 6%. Косвенным подтверждением этому является наличие сероводородных источников в долине р. Лемва (II-3-14).

По состоянию на 1.01.2001 прогнозные ресурсы газа подсчитаны и учтены государственным балансом по категории С₃ по следующим структурам (млрд. м³): Пармаяская - 1,450; Анкудин-

ская - 3,570; Верхнеанкудинская - 2,143; Левогрубеюская - 1,207. Суммарные прогнозные ресурсы остальных локальных структур могут быть оценены на уровне 10 млрд. м³ [4].

Каменный уголь. Северо-западную часть листа Q-41-XIX занимает фрагмент Печорского угольного бассейна, представленный частью Интинского угольного месторождения (I-1-1), которое находится в эксплуатации и отрабатывается 6 шахтами. На площадь листа попадают поля действующих шахт "Интинская" и "Западная", а также территория Чернореченского участка, который находится в резерве. По полям всех шахт проведена детальная разведка. Месторождение приурочено к Интинской синклинали, центральная часть которой находится на северо-востоке территории листа. Угольные горизонты приурочены к породам интинской свиты верхней перми, в составе которой выделено 11 продуктивных пластов. На территории листа шарнир синклинали имеет глубину 750 м по 1 пласту №1; 300 м - по №11; ее ширина составляет 5,2 км по пласту №1, 4,9 км - по №11. Углы падения угольных пластов на выходах 45-75°, в центральной части синклинали близки к горизонтальным. На площади листа имеет некондиционные параметры пласт №6, а общая мощность 10 рабочих пластов составляет 17,9 м. Межпластовые интервалы составляют 20-100 м и сложены пачками песчаников (около 50% разреза), гравелитов (5%), алевролитов (15%), аргиллитов (10%). Залегание угольных пластов волнистое, что вызвано изменением содержания песчаников в межпластовых интервалах. Существенных проявлений мелкой складчатости и разрывных нарушений на территории месторождения не установлено.

В органической массе углей месторождения преобладают микрокомпоненты группы витринита (~87%), инертинита (~12%), липтинита (~1%). Из минеральных примесей в углях превалирует глинистое вещество (~10%), что повышает зольность углей и значительно усложняет их обогащение; пирит (~2%), за счет которого угли относятся к высокосернистым и кварц (~1%). Содержание попутных компонентов в углях месторождения незначительно превышает фоновые.

Интинское месторождение относится к осадочному типу и принадлежит формации угленосных краевых прогибов. Месторождение является крупным, его запасы составляют: по категории А+В+С₁ 2,1 млрд. т, общие геологические 5,5 млрд. т. Разбивка запасов по полям шахт, попадающих на лист приведена в табл. 7.1.

Таблица 7.1

Запасы шахт и площадей Интинского месторождения в пределах листа Q-41-XIX

Запасы, млн.т	Шахта Интинская	Шахта Западная	Площадь Чернореченская
Промышленные	231,3	115,8	633
Балансовые	313,8	175,4	850,9

Угли месторождения относятся к энергетическим марки «Д». Основными потребителями угля

- тепловые станции, предприятия лесной и целлюлозно-бумажной промышленности.

Месторождение имеет хорошие горно-геологические условия, не опасно по горным ударам. Угольные пласты имеют выдержанную мощность. К отрицательным экономическим факторам относятся высокие затраты на добычу, низкое качество углей, удаленность от рынков сбыта. Всего с начала эксплуатации на Интинском месторождении добыто 245 млн. т угля, из них: 21,4 млн. т на шахте "Западной"; 36,7 млн. т - на "Интинской".

К югу от Интинского месторождения расположена Кожимская синклиналь, с отложениями кожимрудницкой и интинской свит которой связаны маломощные угольные пласты. Самый северо-восточный фрагмент синклинали попадает на изучаемую территорию. Качество углей невысокое, угленосность низкая, запасы ограничены, промышленного значения площадь не имеет.

Металлические ископаемые

Черные металлы

Железо. Железорудные объекты представлены 3 генетическими типами: гидротермально-осадочным (железо-марганцевая кремнисто-карбонатная формация), осадочным (железорудной сидеритовой формации) и выветривания (формации алапаевского типа и бурых железняков).

Железорудные объекты гидротермально-осадочного типа входят в Парнокский Fe-Mn рудный узел и представлены Парнокским Fe-Mn месторождением (III-3-13), описание которого приведено в разделе «Марганец» и группой собственно железорудных проявлений, связанных с тем же марганценосным уровнем: Верхнеюнковожское, Диоритовое и Верхнепачвожское (III-3-28,31,32). Все проявления имеют близкое строение и образуют Юнковожское железорудное поле. Приводится описание наиболее крупного Верхнепачвожского проявления, сведения об остальных даны в прил.2. Параметры проявления оценены в результате поисковых работ [197]. Оно представлено 4 пластами оолитовых тонкозернистых гриналит-магнетитовых руд, локализованных в парнокской подсвите качамыльжской свиты в пределах Хайминского покрова. Параметры пластов приведены в табл. 7.2.

Таблица 7.2

Параметры рудных пластов Верхнепачвожского проявления.

№ пласта	Истинная мощность, м	Средневзвешенное содержание Fe, %	Протяженность по простиранию, м	Протяженность по падению, м	Объемная плотность, т/м ³
1	1	28,4	480	240	2,56
2	0,9	34,8	1040	520	2,8
3	1,17	25,6	590	245	2,37
4	2	не вскрыт	380	190	2,6

Руды характеризуются повышенным содержанием фосфора (0,19-0,59%), Ge (0.001-0.002%), в одном пласте также присутствует Mn (3,4-5,2%). Прогнозные ресурсы железных руд проявления составили (по категориям): P_1 - 1 млн. т; P_2 - 1,22 млн. т со средневзвешенным содержанием 30,83% Fe; всего же по узлу подсчитано соответственно – 3 и 3,07 млн. т железных руд со средневзвешенным содержанием 35,17%. Промышленного интереса вследствие незначительных масштабов в настоящее время проявления не представляют.

Проявление и пункты минерализации (II-1-5,6,7,8) железорудной сидеритовой формации входят в состав Интинско-Косьюнского рудного района. Наиболее типичным представителем на площади является проявление Зеленое (II-1-3). Оно представлено 2 пачками черных аргиллитов с сидеритовыми конкрециями в составе нортнической свиты нижнего карбона. Пачки располагаются в инт. 68-178 м и 228-300 м от подошвы свиты; установленная протяженность по простиранию 1000 м, углы падения 40-80° (1^я пачка), 20-60° (2^я пачка). В пачке №1 выделено 7 интервалов, обогащенных конкрециями, во второй – 4. Мощность каждого интервала по 1м. Средневзвешенные содержания Fe в интервалах колеблются в пределах 7,4-29,4% по первой пачке и 6-23,6% по второй. Прогнозные ресурсы проявления до глубины 300м по падению оценены в 8,3 млн. т железных руд по категории P_2 [85]. Проявление не представляет промышленного интереса.

Объекты третьего генетического типа - проявление (III-2-7) и ряд ПМ (II-1-8,9; III-2-7, 9, 15, 16, 20, 24; IV-2-4) - представлены железными шляпами в пределах площадных и линейных кор выветривания олигоценового возраста, развитых по породам бетьюской и воргавожской серий нижнего девона. Наиболее значительное проявление (III-2-7) относится к формации алапаевского типа. Массивные руды гетит-лимонитового состава мощностью 0,7 м распространены на площади 0,5 км². Содержания: Fe - 56-75%, Mn - 1%, Co - 0,01%. Прогнозные ресурсы по категории P_2 составляют около миллиона тонн железных руд. Все остальные ПМ, локализованные в пределах линейных кор выветривания и прослеженные на расстояние до 1,4 км при ширине до 40 м и мощности до 5 м, относятся к формации бурых железняков. Руды представляют собой скопления желваков гетит-лимонит-гематитового состава в щебнисто-суглинистом субстрате. Содержания: Fe - 7-52%; Mn - 2-5,3%; Co - 0,01-0,06%; Ni - 0,01-0,08%. Промышленного интереса объекты не представляют из-за незначительных размеров.

Марганец. Марганцевые рудные объекты представлены 3 генетическими типами: гидротермально-осадочным (железо-марганцевой кремнисто-карбонатной формации); выветривания (латеритной формации) и хемогенно-осадочным (кремнистой формации).

К первому типу относятся Парнокское железо-марганцевое месторождение (III-3-13) и ПМ (III-2-16,17,18), входящие в Парнокский Fe-Mn рудный узел.

Парнокское месторождение состоит из нескольких участков (Магнитный-1, 2, Усть-Пачвожский, Восточный, Дальний), которые изучены с разной степенью детальности. Участок Магнитный-1 подготовлен к промышленному освоению [193] и в настоящее время находится в эксплуатации, на его территории ведутся добычные работы открытым способом. На участках Магнитный-2 и Усть-Пачвожский проведены поисково-оценочные работы, участок Восточный находится в стадии незавершенных (в настоящее время законсервированных) поисково-оценочных работ, изученность остальной части на уровне завершенных поисковых работ [194,197]. По сложности, основная часть месторождения относится ко II группе.

В структурном отношении месторождение, как и весь рудный узел, находится в пределах Лемвинской СФЗ и приурочено к Хайминскому покрову. Руды локализуются среди отложений парнокской подсвиты качамылькской свиты, тяготея к контакту с отложениями харотской свиты. Оруденение представлено серией многопластовых залежей линзовидной и лентообразной формы. Каждая из залежей состоит из нескольких пластов железных и марганцевых руд, разделенных прослоями вмещающих пород. Мощность рудных тел 1-25 м, залегание наклонное (40-60°). Протяженность по простиранию 350-2500 м, по падению 10-400 м.

В верхней части месторождения развита зона окисления, связанная с корами выветривания предположительно олигоценного возраста, в пределах которой первичные руды окислены на глубину до 40 м, формируя пласты руд формаций: марганцевой латеритной и бурых железняков.

Выделяется 4 промышленных типа руд: богатые окисленные марганцевые (15-54% Mn, в среднем по месторождению 32%), силикатно-карбонатные марганцевые (10-46% Mn, в среднем - 26%), бедные окисленные марганцевые (10-15% Mn, в среднем - 12%), железные (20-63% Fe, в среднем - 48%). Минеральный состав руд I типа: криптомелан, гаусманит, нсутит, пиролюзит; II типа - родохрозит с примесью силикатов марганца (от 10 до 25-30%), наиболее распространенными из которых являются родонит, тефроит, бементит; III типа - псиломелан, тодорокит, гидрослюда; IV типа - магнетит с примесью гриналита и железистого стильпномелана. (в зоне окисления - гематита, гетита, лимонита). Из сопутствующих компонентов в магнетитовых рудах повсеместно отмечаются повышенные концентрации Ge 12-30 г/т (17 г/т в среднем по месторождению). В междурудных прослоях отмечается вкрапленность галенита и сфалерита, уровень содержаний которых значительно увеличивается на южном фланге участка Магнитный-2, достигая следующих концентраций Pb - 0,66%; Zn - 5,7%. Вмещающие породы представлены марганцовистыми известняками и алевролитами, углисто-кремнистыми сланцами.

По уровню запасов месторождение отнесено к средним. В центральной части месторождения

подсчитаны запасы² C_{1+2} : богатых окисленных марганцевых руд 1332 тыс. т (в том числе 376 тыс. т пероксидных), карбонатных марганцевых руд 12260 тыс. т, железных руд 12593 тыс. т (в том числе германия 158т); прогнозные ресурсы по P_1 : окисленных марганцевых руд 551 тыс. т, богатых карбонатных марганцевых руд 11203 тыс. т; железных руд 7749 тыс. т. Кроме того, на флангах и глубоких горизонтах месторождения подсчитаны ресурсы по P_{1+2} : бедных (10-15% Mn) карбонатных марганцевых руд 28849 тыс. т; железных руд 3429 тыс. т. Определенные перспективы в приросте запасов связываются с магнитной аномалией Южная (III-3-27), которая предположительно обусловлена залегающими на глубине железо-марганцевыми рудами. По аномалии методом экспертных оценок подсчитаны ресурсы категории P_2 в размере 2 млн. т марганцевых руд.

На карьере участка "Магнитный I" за время его работы в 1991-2000 г.г. добыто 47 тыс.т марганцевой руды (данные Госгортехнадзора на 1.01.2001).

Ко второму генетическому типу, помимо зоны окисления Парнокского месторождения, относятся также Mn,U проявление «Олыся» (II-2-6) и пункты минерализации Mn,Co (III-2-3,18), которые локализуются в корях выветривания по немарганценосному субстрату. Содержания: Mn 5-17%, U до 0,005%, Co до 0,13%. Из-за небольшого масштаба практического значения они не имеют.

К третьему типу относится проявление «Склоновое» (II-3-7), которое связано с горизонтом пестроцветных марганцовистых яшмоидов в составе няньворгинской свиты. Содержание MnO 0,7-1,5%. Практического интереса оно не представляет, однако подтверждает общую региональную зараженность марганцем верхнедевонских отложений Лемвинской СФЗ.

Определенный интерес представляет ШО пиролюзита (III-4-10) на притоке ручья Грубевож [167], дренирующий поле развития верхнемолдшорской подсвиты, вулканиты которой нередко покрыты с поверхности бурыми марганцовистыми корками.

Ванадий. Ванадийсодержащие объекты территории представлены проявлением Харутское (I-4-5) стратиформного типа, относящимся к ванадиевой углеродисто-сланцевой формации [142] и входящим в Харутскую фосфоритоносную рудную зону. На проявлении в верхней пачке воргашорской свиты установлено 5 рудных интервалов ванадиеносных углисто-кремнистых сланцев. Мощность зон до 7 м, протяженность до 725 м, Содержания V - 0,04-0,19%; Mo - 0,0001-0,017%; Ag - 0,3-7,8 г/т. Промышленного интереса проявление не представляет.

² В существующих экономических условиях, согласно ТЭС [193] к балансовым отнесены только запасы богатых окисленных марганцевых и силикатно-карбонатных руд, пригодные для открытой разработки в количестве 1477 и 2820 тыс. т соответственно.

Цветные металлы

Медь. Рудные точки с медной минерализацией на территории представлены, в основном, ПМ и 2 проявлениями. Рудные объекты принадлежат 4 генетическим типам: стратиформному (формация медистых песчаников), магматическому (медно-никелевая формация), неясному генетическому типу (предположительно серно-медноколчеданная формация), гидротермально-плутоногенному (медно-порфировая и медно-жильная формации). ПМ первого типа (III-1-5, 6, 7, 9, 10) типа входят в Косью-Кожимский меднорудный район. Представлены мелкой прожилково-вкрапленной минерализацией халькопирита, малахита в песчаниках и гравелитах в основании разреза салецкой свиты на хребте Зап. Саледа, Cu - 0.011-0.11%. Так же с минерализацией этого типа связаны первичные геохимические ореолы (ПГХО) (IV-1-2,3) со средними содержаниями Cu - 0,24% и 0,42%, Ag - 0,2-0,7 г/т. Все они находятся на северном фланге рудного района и практического интереса не представляют. ПМ второго типа (III-4-2, IV-3-43,50; IV-4-5) приурочены к телам габбро-долеритов в виде вкрапленности халькопирита, пирита (Cu 0,03-0,5%). С минерализацией данного типа находятся в ассоциации вторичные геохимические ореолы (ВГХО) (III-4-1,3; IV-4-2). Cu 0.005-0.02%. ПМ третьего типа (IV-4-1) локализуется в метасоматически измененных базальтах кокпельской свиты в виде вкрапленности и прожилков с халькопиритом. ПМ четвертого типа медно-порфировой формации (III-4-7) расположен в экзо- и эндоконтактах плагиогранитов погурейского комплекса и представлен вкрапленностью халькопирита (Cu 0,1-0,15% по единичным пробам). С ним же ассоциирует шлиховой поток (ШП) (III-4-11) с халькопиритом. К этому же типу отнесен ПМ (IV-3-27), расположенный среди лемвинских гранитов.

Рудные точки медно-жильной формации наиболее широко распространены на территории. Представлены проявлениями Бадьявожское (IV-2-7), Волчий ручей (IV-3-35) и всеми остальными ПМ меди, не перечисленными выше. По возрасту они делятся на 2 группы: допозднекембрийские, связанные с вулканитами молюдвожской свиты, гранитами и риолитами лемвинского комплекса и позднекембрийско-ордовикские, локализованные в породах погурейской, кокпельской и грубинской свит, генетически связанные с дайками и силлами пожемского и орангьюганско-лемвинского комплексов. К первой группе относятся: оба проявления и ПМ (III-3-4,11; IV-3-5,27), ко второй – все остальные ПМ.

Проявление Бадьявожское состоит из 3 прожилково-вкрапленных халькозин-халькопиритовых зон в поле развития метариолитов молюдвожской свиты. Мощность первой зоны 0,2-3,5 м (содержания Cu - 0,3%, Ag – 20 г/т); мощность второй - 0,65 м (Cu - 0.2%, Ag - 10г/т); мощность третьей - 0,3-0,5м (Cu - 0,08-0,8%, Ag - 0,5-20г/т).

Проявление Волчий ручей открыто при проведении ГДП-200 [199]. Приурочено к экзо- и эндоконтактам субвулканического тела кластолав риолитов лемвинского комплекса. Прожилково-

вкрапленная халькопирит-халькозиновая минерализация прослежена на 200 м, мощность ее составляет 0,6 м с содержаниями Cu - 0,8%, Ag - 6 г/т, Au - 0,066 г/т. В единичных штуфах отмечались более высокие содержания серебра до 1100 г/т.

Описание остальных рудных точек см. прил. 2.

Свинец, цинк. Представлены несколькими проявлениями и рядом ПМ, относящимся к 3 генетическим типам: стратиформному (свинцово-цинковая апокарбонатная формация); гидротермально-вулканогенному (свинцово-цинковая жильная формация); гидротермально-плутоногенному (свинцово-цинковая жильная формация).

К первому типу относятся проявление Аномальное (IV-2-20) и ПМ (IV-2-13,17,18,19,21), входящие в состав Кожимского полиметаллического рудного района. Они характеризуются гнездово-вкрапленной галенит-сфалеритовой минерализацией в известняках грубепендишорской толщи. С этим же стратиграфическим уровнем связаны шлиховые ореолы (ШО) (IV-2-15) с галенитом и сфалеритом, а также ВГХО (IV-2-16) с содержаниями Zn - 0,02%, Ag - 0,2 г/т; ВГХО (IV-4-14) с содержаниями Pb - 0,004%, Cu - 0,004%. К тому же типу относится свинцово-цинковая минерализация, в виде тонкой вкрапленности галенита и сфалерита в межрудных прослоях известняков качамылькской свиты на Парнокском месторождении: ПМ (III-3-20), Pb - 0,1-0,66%, Zn - 0,5-5,7%.

Подробнее остановимся на проявлении Аномальном, которое является одним из основных проявлений Кожимского полиметаллического рудного поля. Выявлено и оценено в ходе ГГС-50 [85]. Галенит-сфалеритовое прожилково-вкрапленное оруденение в виде линз протяженностью 200-500 м и мощностью 1-10 м приурочено к пластам мраморизованных органогенно-детритовых известняков на контакте с пачками темносерых разностей с прослоями углеродисто-серицитовых сланцев. Максимальной мощности рудные тела достигают в призмковом частям мелких складок. В рудах, кроме Zn (среднее содержание по Кожимскому полю - 2,42%), содержатся Pb (1,5%) и Cd (0,013%). Средняя мощность рудных интервалов составляет 4,4 м; средневзвешенное содержание условного Zn - 0,034т/т. Ресурсы по P₂ составляют 148 тыс т. условного Zn или 4,35 млн. т руды. Сведения другие ПМ данного типа даны в прил.2.

Ко второму генетическому типу относятся проявление Радуга (III-3-9) и ряд ПМ (III-3-10, 12, 22, 33; IV-3-4, 15) генетически связанные с эффузивами молюдвожской свиты. К ним же приурочен ВГХО (II-4-8), Pb - 0,003-0,015%. Описание этих объектов дано в прил.2.

Третий тип представлен проявлениями: Свинцовое (III-3-3), Парнокский-1,2,3 (III-3-30,25,26), Кузьшорское (IV-3-22) и другими полиметаллическими ПМ не перечисленными выше. Рудные точки представляют собой зоны прожилково-вкрапленных галенит-сфалеритовых руд в породах погурейской и грубеинской свит. Генетически связаны с риолитами пожемского (Свинцовое, Парнокский) и, вероятно, долеритами орангьюганско-лемвинского комплексов (Кузьшорское). С руд-

ными точками этого типа находятся в ассоциации ВГХО (III-4-8; IV-4-7,18), ПГХО(III-4-12), Pb - 0,003-0,015%; ШП (III-4-5); ШО галенита, сфалерита (IV-3-6,36; IV-4-19,21). Опишем наиболее типичное проявление этого типа - Свинцовое. Оно приурочено к зоне метасоматитов в пределах тела риолитов пожемского комплекса. Свинцовая минерализация прослежена на 1,1 км при ширине зоны от первых десятков метров до 150 м. Рудоносная зона характеризуется интенсивной мелкой трещиноватостью, зонками брекчирования с образованием прожилково-вкрапленных преимущественно галенитовых руд в местах их сгущения. На севере проявления выделяется [143] наиболее насыщенный полиметаллической минерализацией участок, прослеженный по простиранию на 250 м, по падению на 30 м, на глубину электроразведкой на 70 м. При средневзвешенном содержании свинца 0,87% и плотности рудоносных измененных липаритов 3 т/м³ ресурсы его составили 14000 т свинца. На остальной части проявления размер минерализованных зон невелик, как и содержания в них. По данным бороздового опробования в рудах также содержатся Ag - 2-5 г/т, Cd - 0,001-0,03%, Y - 0,007-0,015%. Описание остальных рудных точек этого типа см. прил. 2. Рудные объекты второго и третьего генетических типов практического интереса не представляют.

Никель, кобальт. Представлены 2 проявлениями и многочисленными пунктами минерализации формации кобальтоносных кор выветривания, сконцентрированными в Надотинском кобальтовом рудном поле, а так же пунктом сульфидной медно-никелевой минерализации в пикритах расслоенного пикрогаббродолеритового силла в бассейне р. Бол. Тыкотлова.

Проявления (III-2-14,17) приурочены к линейным корам выветривания по терригенным породам воргавожской серии нижнего девона, среди которых выделяются кобальтсодержащие рудные зоны, представляющие собой дресвяно-суглинистый материал бурого цвета, обогащенный гидрооксидами марганца и железа. Основную роль в их минеральном составе играют глинистые минералы, кварц, опал, хлорит (около 80%). Среди рудных минералов преобладают кислородные соединения марганца (13%) и железа (6,5%), пирит. Минералы марганца представлены, в основном, литиофоритом, вернадитом, асболоном и псиломеланом. Основные минералы - концентраторы Co, Ni в корках - асболоан и литиофорит. При изучении технологической пробы, отобранной в районе проявления (III-2-17), в рудах установлено повышенное содержание золота (0,31г/т), что связывается с его концентрацией в пирите, там же обнаружено самородное золото [196]. Прочие данные по проявлениям приведены в табл. 7.3. На глубину проявления не изучены.

Таблица 7.3

Параметры кобальтовых проявлений Надотинского рудного поля

№ на карте	Материнский субстрат коры	Длина (ширина) рудной зоны; мощность	Содержания, %				Ресурсы кобальта, категория
			Co	Ni	Mn	Fe	

III-2-14	D _{1vr}	120 м (20 м); 1,5-1,8 м	0,96- 0,104	0,01- 0,1	1-2	среднее 23	65 т (P ₂)
III-2-17		950 м; 1,5-8,5 м	0,07	0,002-0,25	4-6	4,75	205 т (P ₁)

ПМ (III-2-4,6,11,12,19,21,23) представлены аналогичными по составу кобальтсодержащими зонами в линейных и площадных корах выветривания по породам воргавожской серии и ярней-мусюрской и реже надотамыльсской свит. Содержания (по штуфным пробам): Co - 0,01-0,96%; Ni - 0,002-0,5%; Mn - 1-40%; Fe - 4-54%. По простиранию и на глубину ПМ не изучены. Источник кобальта и никеля в материнском субстрате Надотинского рудного поля остался не выясненным.

Проведенные технологические испытания показали, хорошую извлекаемость кобальта и никеля при гидрометаллургической переработке концентрата с содержанием кобальта на уровне 0,3-0,45% [196]. Однако в настоящее время руды, не смотря на достаточно высокие прогнозные ресурсы, вследствие невысоких средних содержаний кобальта и низкой обогатимости не представляют промышленного интереса [89].

Кобальт-никелевая минерализация второго типа установлена при изучении на электронном микроскопе аншлифов пикритов расслоенных пикрогаббродолеритовых силлов орангьюганско-лемвинского комплекса с левобережья р. Бол. Тыкотлова. Представлена тонкой вкрапленностью мелких (до 10-20 мкм) рассеянных зерен пентландита, глаукодота, бравоита, миллерита и др. Представляет в основном минералогический интерес, хотя и имеет определенную общепроисловую значимость с точки зрения прогнозирования в районе возможного медно-никелевого оруденения норильского типа. Кроме того, на территории имеются ВГХО (III-4-9,13; IV-4-4), Ni 0,004-0,015%, Co 0,003-0,004%, которые, по всей видимости, связаны с отмеченной выше минерализацией в образованиях орангьюганско-лемвинского комплекса, а также служат дополнительным основанием для прогнозирования в районе объектов медно-никелевой формации.

Молибден. Пункты минерализации с молибденовой минерализацией относятся к гидротермальному плутоногенному типу и делятся на 2 формации: кварц-молибденитовую и медно-молибден-порфиоровую. Объекты первого типа ПМ (III-3-34; IV-3-32,38) представлены зонами расланцевания, окварцевания с молибденитом в эндо- и экзоконтакте лемвинских гранитов, Мо до 0,08%; (единично - 0,11%). Генетически связан с гранитами ВГХО (III-4-4), Мо - 0,0001-0,0005%. ПМ второго типа локализованы в кварцевых метасоматитах, предположительно связанных с невыходящими на дневную поверхность плагиогранитами погурейского (III-4-14, IV-4-14, 22), Мо - 0,002-0,004% и диоритами хайминского комплексов (IV-3-2), Мо - 0,007%. С плагиогранитами связаны также ВГХО (IV-4-8), Мо - 0,0015%. Промышленного интереса ПМ не представляют.

Вольфрам. Пункт минерализации (IV-3-51) приурочен к измененным пикритам в основании

пикритодолеритового силла орангьюганско-лемвинского комплекса. По единичным сколковым пробам в пикритах установлено содержание W 0,02%. С учетом наличия в районе ШО (IV-2-20) с весовыми содержаниями шеелита, ШП (IV-4-23) со знаками шеелита, объекты подобного типа в районе, вероятно, не единичны. Генезис ПМ неясен. По В.К. Денисенко[20] его можно отнести к вольфрам-редкометальной формации гидротермального плутоногенного генезиса.

Благородные металлы

Золото коренное. Коренные рудные объекты представлены 3 проявлениями и рядом ПМ, относящихся к гидротермальному плутоногенному типу золото-сульфидной формации и сгруппированы в Верхнелемвинский Au-Ag узел Погурей-Тыкотловского Au-Ag-Cu рудного района.

Проявление Лемвинское (IV-3-47) представлено серией линзовидных тел березитов с густой тонковкрапленной сульфидной минерализацией, группирующихся в две рудные зоны среди терригенных отложений погурейской свиты. Оруденение локализуется как в самих березитах, так и в рассекающих их многочисленных кварц-карбонатных прожилках с сульфидами. Предполагается связь оруденения с габбродолеритами орангьюганско-лемвинского комплекса, либо с надинтрузивной зоной нескрытого тела риолитов пожемского комплекса. Параметры проявления приведены в табл. 7.4. Содержание золота крайне неравномерно, в среднем 1,5 г/т на мощность 5 м, иногда достигая 14 г/т на мощность 4 м. В рудах отмечается также повышенные содержания Ag - 1-65 г/т; Pb - 0,003-8%, Zn - 0,002-0.8%, Mo - 0,002-0,02%. На юг от проявления Лемвинского выделяется еще 2 аналогичных по составу и рангу объекта: Водораздельное и Подснежное (IV-3-49,53), а также ПМ (IV-3-54) с содержаниями Au - 0,5-9,7 г/т, Ag - 7-15 г/т, Pb - 0,12%, Zn - 1,04%. Параметры проявлений приведены в табл. 7.4. Объекты узла рекомендуются для проведения оценочных работ. Описание остальных ПМ формации см. прил. 2.

Таблица 7.4

Параметры проявлений Верхнелемвинского золото-серебряного узла

Проявление	Среднее содержание, г/т	Длина; мощность рудной зоны, м	Коэффициент подобия	Площадная продуктивность, кг/м ²	Ресурсы золота, т (категория)
Лемвинское	1,5	800; 5		1,7	6,8 (P ₁)
Водораздельное		800; 1	1,0		1,4 (P ₂)
Подснежное		600; 7	0,3		2,1 (P ₂)
Итого:					10,3(P ₁₊₂)

Два ПМ (IV-3-21,30) относятся к гидротермальному плутоногенному типу неясной формационной принадлежности (вероятно, золото-кварцевая формация). Еще один ПМ (IV-4-6) условно отнесен к метаморфизованному типу (предположительно, золото-кварцевая амфиболит-зеленосланцевая формация). Описание см. прил.2. Au - 0.02-0,7 г/т; Ag - 1,2-3 г/т.

Золото россыпное. Является одним из наиболее широко распространенных полезных ископаемых района. На территории находится 12 россыпных месторождений с промышленными запасами золота и 6 с непромышленными, многочисленные шлиховые потоки и ореолы золота. Для большинства рек бассейнов Кожима и Лемвы характерна почти повсеместная знаковая золотоносность. Основные россыпи приурочены к долинам р. Кожим и ее притоков, р.р. Балбанью и Лимбекою, а также их палеодолинам в пределах Кожимско-Лемвинского водораздела и входят в состав Кожимского золотороссыпного района, который, в свою очередь, подразделяется на 5 рудных узлов: Нижнекожимский, Тавротинский, Центральнокожимский, Балбаньюский и Верхнекожимский. Все они представлены в основном аллювиальными, реже пролювиально-делювиальными россыпями осадочно-механического типа. По всем промышленным месторождениям проведена детальная разведка, запасы утверждены ГКЗ. По уровню запасов два промышленных месторождения относятся к крупным, 5 - к средним, 5 - к малым.

Бассейн р. Лемва относится к Лемвинскому россыпному району. На его территории установлены 9 непромышленных россыпей и многочисленные шлиховые потоки золота. Еще одна непромышленная россыпь и один шлиховой поток выявлены вне известных россыпных районов в долинах рек Черная (II-1-1) и Бол. Инта (II-2-1).

Кожимский россыпной район. Коренные источники кожимских россыпей приурочены к центральной части Ляпинского антиклинория. Геоморфологически район выгодно находится в зоне сочленения Кожимской поперечной эрозионной депрессии с продольными (ЭСД): Лимбекской и Малдинской. По генезису в районе выделено 3 вида россыпей:

1. Террасовые и долинные россыпи современного (кожимского) этапа развития речной сети. Наиболее типичные представители Орлиное (IV-2-3), Центральное (IV-2-7).
2. Древнеаллювиальные россыпи палеодолин эрозионно-структурных депрессий. Типичные представители уч. Безымянный (IV-2-8) россыпи Балбанью, Лимбек (IV-1-4).
3. Ложковые россыпи: Лимпеги (IV-2-2), Лыес-Шор (IV-1-1).

Россыпи первого типа прослеживаются на всех террасовых уровнях, в пойме и русловых отложениях. Средняя мощность торфов по россыпям составляет 0-5 м, песков 1-3 м. Россыпи второго типа образуют довольно выдержанные по простиранию лентообразные тела и пласты. Средняя мощность торфов составляет 0-10 м, песков 1-14 м. Для россыпей характерно "многопластие" (2-5 продуктивных пластов). Вмещающие россыпь отложения нередко частично выветрелые, с повышенным содержанием глинистого материала. Наибольший промышленный интерес имеют золотоносные горизонты санавожского этапа россыпеобразования. Ложковые россыпи представлены делювиально-аллювиальными отложениями, перерабатывающими россыпи палеодолин. Средняя мощность торфов 2-5 м, песков 1-3 м.

В целом рудные тела россыпей Кожимского района располагаются в виде лент и пластов сложной формы, относительно выдержаны как в плане, так и по разрезу. На месторождении Балбанью встречаются гнездообразные тела. Длина рудных пластов от 1- до 10 км, ширина 60-600 м. Пески и торфа литологически не выдержаны и выделяются по данным опробования. Пески представлены плохоотсортированными, слабоглинистыми (в россыпях 1 и 3 типа) песчано-гравийно-галечными отложениями со значительным количеством (10-40%) валунов. Золотоносной является вся толща песков, но максимальная концентрация металла приурочена к средней и нижней частям аллювиальных отложений и к верхней дезинтегрированной части плотика. Распределение золота имеет ячеистый, пятнистый характер. Среднее содержание по пластам колеблется в пределах 0,3-0,7 г/м³. Плотик россыпей сложен практически везде известняками, имеет неровную поверхность, часто закарстован, с чем связаны гнездообразные скопления золота. В среднем, по всему району форма золотин пластинчатая, таблитчатая, среднеокатанная (64%), хорошоокатанная (23%), с плавными очертаниями. Размер зерен составляет 0,1-0,5 мм. Средняя пробытность золота 930-950.

По данным старательских работ [104] из россыпей можно попутно извлекать Ag (5,05% от массы добытого золота), Pd (0,57%), Pt (0,13%). Минералы - спутники золота: ильменит, магнетит, гематит, эпидот, гранат, рутил, циркон. В россыпях Таврота, Балбанью, Железнодорожный встречены знаки платиноидов (осмистого иридия, иридоосмина) [163, 170].

Месторождения рекомендованы к промышленному освоению. Россыпи Балбанью и Таврота находятся в эксплуатации, но отработана незначительная их часть. Месторождение Центральное и фрагмент россыпи Хрустальный (между ручьями Грубепендишор и Юнковож) отработаны полностью. Более детальные сведения по каждому из месторождений приведены в прил. 13.

Помимо промышленных месторождений при ГГС-50 [85] и детальных поисках [103] на территории района открыто 6 непромышленных россыпей. Они приурочены к современным аллювиальным отложениям (Бетью, Ярнейшорская, Кожимская) или отложениям палеодолин, преимущественно санавожского возраста (Водораздельная, Воргавожская). Для них характерны невыдержанные параметры пластов, как по мощности, так и по простиранию; низкая концентрация и неравномерное распределение золота; пласты обычно приплотиковые, реже подвесные. Ниже кратко охарактеризуем непромышленные россыпи района (их параметры приведены в прил. 14).

Бетью (II-1-9) представлена комплексом пойменных и I-III надпойменных террас, фрагментарно развитых по обоим бортам долины р. Кожим. Практически весь аллювий участка слабо золотоносен. Россыпь с минимальными бортовыми содержаниями образует 4 узких струи.

Водораздельная (IV-2-4) приурочена к палеодолине пра-Балбанью санавожского этапа развития речной сети. Золото приурочено к приплотиковой части аллювия, но иногда золотоносным является весь разрез. Россыпь непромышленная из-за высокой мощности торфов (до 40 м).

Ярнейшорская (III-2-29) связана с пойменно-русловыми фациями, переотлагающими слабо-золотоносный материал палеодолины санавожского возраста [103]. Россыпь представляет собой узкоструйчатое тело шириной 20-200м с бедным содержанием золота

Воргавожская (III-2-28). Золотоносность связана с санавожским аллювием, погребенным толщей аллювиально-озерных и ледниково-морских отложений мощностью 25-35м.

Кожимская (III-1-1) представлена пойменно-русловым аллювием и террасовым комплексом (по III надпойменную включительно). Мощность аллювия 0,5-6 м.

Лимбекская (IV-1-5). Золотоносность связана с пойменно-русловым аллювием и отложениями I надпойменной террасы.

Так как по всей территории района проведена оценка промышленной россыпной золотоносности, то на карте полезных ископаемых показаны только шлиховые потоки, имеющие прогнозные перспективы. Характеристика их дана в прил.2.

Лемвинский россыпной район охватывает весь бассейн водосбора р. Лемва, попадающий на листы. В геоморфологическом плане он располагается, в основном, в пределах предгорий и денудационной равнины. Лишь незначительная часть района относится к зоне кряжа. Практически вся территория района охвачена общими поисками при ГДП-50 [142, 191] и ГГС-50 [85], а так же специализированными на золото поисковыми [103, 116] и поисково-оценочными [179] работами.

Хотя большая часть бассейна р. Лемва является золотоносной (кроме верховий ее притоков), результаты работ показали низкие, явно некондиционные содержания золота ($30-200 \text{ мг/м}^3$, в среднем 70 мг/м^3) на выделенных участках и вскрытых при бурении пластах. В результате в кайнозойских отложениях района выделено 8 непромышленных россыпей четырех генетических типов: 1 - делювиальная россыпь Лемвинская (IV-3-45); 2 – россыпи палеодолин малдинского и балбаньюского (Ф-N) этапов: Покойникшорская (II-3-10), Большенадотинская (III-3-1); 3 - пойменно-русловые россыпи: Хайминская, Пальникшорская (II-3-17,18), Правогрубеинская (II-4-4), Пернашорская (III-3-31); террасовая россыпь Гурий (III-2-1). Опишем наиболее типичные.

Лемвинская делювиальная россыпь расположена вниз по склону от коренного Лемвинского рудопроявления золота. Характеризуется интенсивным литогеохимическим ореолом золота ($0,01 \text{ г/т}$). Содержание металла в шлихах из пятен-медальонов делювиально-солифлюкционных отложений от е.з. до 840 мг/м^3 . Высокие содержания золота на поверхности вероятно обусловлены или вымораживанием, или ветровой эрозией.

Большенадотинская россыпь приурочена к Лемвинской ЭСД, в которой установлены палеодолины малдинского и балбаньюского возраста. Золотоносность отложений бедная, хаотичная, от е.з. до 84 мг/м^3 . Учитывая направление депрессии с сопредельного Кожимского района, неболь-

шую удаленность от него и то, что приплотиковые отложения не опробовались, можно предположить наличие более высоких содержаний россыпного золота в основании разрезов палеодолин.

Пернашорская россыпь расположена в 5 км вниз по р. Бол. Лемва от Лемвинского проявления коренного золота. Геоморфологически расположена в районе выхода реки из узкой эрозионной долины в широкую троговую. Золотоносны отложения высокой поймы мощностью более 2 м и пролювиально-аллювиальный комплекс конусов выноса мощностью более 3 м. Максимальные содержания золота 150 - 361 мг/м³, доминирующие - е.з. Приплотиковые отложения не опробованы.

Россыпь Гурий приурочена к I надпойменной террасе р. Бол. Надота. Мощность аллювия 0,2-1,4 м. Цоколем являются глинистые сланцы. Россыпь приплотиковая и плотиковая. Максимальное содержание золота (по данным бурения) до 820 мг/м³.

Прочие параметры россыпей приведены в прил. 14. Достоверно уровень золотоносности всего разреза песков установлен на россыпях Гурий, Пальникшорской, Хайминской (II-3-17), Правогрубеинской (II-4-4), но уровень их прогнозных ресурсов либо невелик, либо они отличаются низкими содержаниями золота. Золотоносность низов продуктивных горизонтов остальных россыпе-проявлений не была установлена из-за отсутствия буровых работ. Поэтому они отнесены к разряду перспективных и с неясными перспективами.

Кроме того, на территории выделено 2 перспективных шлиховых потока (III-2-2,22), которые близки по своим параметрам к непромышленным россыпям. Длина каждого составляет около 3,5 км, средний уровень содержаний около 0,1 г/м³. Практический интерес могут представлять шлиховые потоки (II-2-4,5; III-2-25,26) со знаковой золотоносностью (до 0,1 г/м³), фиксирующие высокий уровень золотоносности кор выветривания междуречья Кожим - Бол. Надота - Лемва.

За пределами золотороссыпных районов ГГС-50 [85] выявлена непромышленная россыпь на р. Черной (II-1-1), приуроченная к пойменно-русовым отложениям и аллювию первой надпойменной террасы. Параметры приведены в прил.14. Золото мелкое, средне и хорошо окатанное, пластинчатое. Источник золота, возможно, связан с терригенными пермскими отложениями, которые в районе шлихосбора отличаются высокой магнитностью. Россыпь имеет относительно большие ресурсы, но средние содержания по имеющимся данным не отвечают кондициям.

Также за пределами россыпных районов оказался ШП р. Б. Инта (II-2-1), который близок по своим параметрам к непромышленным россыпям (прил.2). Остальные водотоки территории перспектив в отношении промышленной россыпной золотоносности не имеют.

Кроме кайнозойской золотороссыпной формации нами предположительно выделяется непромышленная ископаемая россыпь позднекембрийского возраста Вершинный (III-3-8, прил.14), отнесенная к формации метаморфизованных россыпей на основании данных [122, 191] о повышен-

ном содержании золота в цементе базальных конгломератов погурейской свиты (0,06 г/т). Перспективы данной россыпи неясны.

Платина и платиноиды. Наличие платиновой минерализации в пикритах расслоенных пикрит-габбродолеритовых силлов орангъюганско-лемвинского комплекса на левобережье р. Бол. Тыкотлова установлено С.К. Кузнецовым при изучении аншлифов пикритов ПМ (IV-3-22) на электронном микроскопе. Минерализация представлена мельчайшими зернами (1-2 мкм) в силикатной матрице или сульфидах. Микрозондовый анализ одного из зерен показал присутствие следующих фаз: Ru – 14,73; Rh – 2,18; Ir – 4,79; Pt – 1,28 мас.%. Перспективы минерализации на данном этапе изученности неясны.

Платина и платиноиды отмечены также в шлихах россыпей Орлиный, Таврота, Железнодорожный. Единичные зерна отмечены в бассейне р. Лемва – на р.р. Б. Надота, Хайма, Пр. и Лев. Грубею. К сожалению, большая часть платины, полученная при опытно-промышленной добыче кожимских россыпей, не изучалась. По материалам Н.М. Риндзюнской главными минералами для Кожимского района являются железоплатиновые сплавы, из которых около 90% приходится на изоферроплатину, остальное – Ir-Os-Ru сплавы. Fe-Pt сплавы по данным микрозондового анализа содержат (мас.%): Fe от 5,39 до 10,27; Ni – до 0,21; Cu – до 0,92; Ir до 5,31; Os до 0,69; Pd от 0,26 до 1,76; Ru до 0,92; Rh от 0,02 до 3,19. Относительно высокие содержания в железоплатиновых сплавах Rh и низкие Os и Ir, по мнению Н.М. Риндзюнской, говорят в пользу массивов ультраосновного состава как предполагаемого источника шлиховой платины Кожимского района.

Радиоактивные элементы

Уран. Представлен проявлениями и ПМ гидротермального плутоногенного (настуран-уранинит-коффинитовая формация) и осадочного (урановая углеродисто-сланцевая) типов.

Проявления первого типа Хайминское, Кыншорское (III-3-23,35), Парнокское, Лемвинское (IV-3-14,37), Грубеинское, Правобережное (II-4-9,10), Монолитное, Пернашорское, Приозерное, Малолемвинское (IV-3-13,23,40,48) входят в Лемвинско-Яротскую урановую рудную зону [109]. Все они пространственно связаны с лемвинским риолит-гранитовым комплексом венда-кембрия и приурочены к одной из пластин Верхнепарнокского тектонического покрова, ограниченной с запада Верхнепарнокским, а с востока – Верхнелемвинским надвигами. Поэтому оба они рассматриваются как рудоконтролирующие. При этом урановое оруденение локализуется преимущественно в апикальных мелкозернистых гранитах в поперечных зонах разрывных нарушений северо-западной ориентировки (Водопадный, Заозерный, Привершинный разломы). Урановые зоны тяготеют к узлам пересечения продольных рудоконтролирующих разломов с поперечными нарушениями и приурочены к участкам осложнения последних, их изгибах, разветвлениях, расщеплениях

(структуры типа "конского хвоста"), располагаясь при этом нередко под экраном Верхнелемвинского надвига или под подошвой базальных конгломератов и аркозов погурейской свиты (реже в них самих – Кыншорское проявление). По-видимому, определенное рудогенерирующее значение, несомненно, имеют дайки щелочных долеритов третьей фазы лемвинского комплекса, с внедрением которых, вероятно, связаны зоны щелочного метасоматоза и образование гумбеитов. Участки развития дайковых полей характеризуются наибольшей метасоматической и гидротермальной проработкой и высокой концентрацией уранового оруденения, часто локализирующегося внутри тел и висячем боку даек. Параметры рудных объектов определяются морфологией трещинных структур. Протяженность урановых тел составляет от 2-10 м до 60-90 м при мощности 0,2-3,5 м. Иногда оруденение встречается в виде линз, гнезд и одиночных жил. В участках сопряжения разрывных нарушений оруденение по морфологии приближается к штокверковому типу. Минеральный состав руд разнообразен: преобладают настуран, уранинит, коффинит; в зоне окисления (мощность которой работами не установлена) – уранофан, ураноталлит, метаторбернит, урановые черни. В рудных телах отмечаются галенит, халькопирит, молибденит, магнетит, пирит, лимонит.

По характеру распределения уранового оруденения, локализации его в секущих разломах, под надвиговыми покрывками, под экраном погурейских аркозовых песчаников можно сделать вывод по крайней мере о завершении рудообразования в постнадвиговую стадию, то есть в пермско-триасовое время. Граниты и риолиты рассматриваются, как благоприятный субстрат и источник для выщелачивания. Ниже опишем типичные проявления - Приозерное и Правобережное.

Проявление Приозерное (IV-3-40) расположено в зоне эндоконтакта Лемвинского гранитного массива, в блоке, приуроченном к Заозерному разлому, разбитому серией оперяющих трещин. На площади 1,5х1,5 км выявлено около 70 рудных тел мощностью до 3 м, протяженностью 10-20 м и содержаниями U 0,01-0,05% (максимально до 0,43% на мощность 0,3 м). Первичная урановая минерализация представлена настураном и уранинитом. На поверхности руды окислены, там появляются: уранофан, ураноталлит.

Проявление Правобережное (II-4-10) экранировано Верхнелемвинским надвигом и локализуется в зоне березитизации мощностью 1-20 м по терригенным отложениям погурейской свиты в виде гнезд и линз (до 5 м); прослежено на 120 м. Среднее содержание U 0,025% при мощности гнезд 0,5-2,5 м. Минерализация представлена фосфатами урана. Сведения об остальных проявлениях даны в прил.2. Промышленный интерес представляют все проявления данного типа.

Второй тип представлен комплексным U-Ag проявлением Заячий (II-3-21) и ПМ (II-3-3,8,19). Оруденение локализуется в углисто-кремнистых сланцах западноворгашорской и харотской свит и связано с сорбцией урана углистым веществом. Содержания U 0,002-0,011%; Ag 8-15 г/т; V 0,1%

при мощности урансодержащих слоев проявления 10-15 м. По уровню содержаний и масштабу интереса не представляют.

Неметаллические ископаемые

Кварц пьезоэлектрический. Объекты данного вида представлены проявлением, входящим в состав Центрального хрусталеносного района, и группой ПМ, находящихся вне рудных районов.

Проявление Кожим (IV-2-11) представлено кварцевыми жилами мощностью до 5 м в доломи-тах нижнемалотавротинской подсвиты. Размер кристаллов 20-40 см. В 1955-1957 гг. месторожде-ние разрабатывалось, за это время добыто 362 кристалла горного хрусталя, 59 кг пьезосырья, 100кг кварца для плавки. В 1958 г. законсервировано из-за невысоких содержаний кварца и значи-тельного объема вскрышных работ.

ПМ (IV-3-1, 7, 8, 9, 16, 17, 25) приурочены к контакту нижней и средней подсвит надота-мылькской свиты, локализуясь в зальбандах кварцевых жил среди алевролитов. Кристаллы кварца водянопрозрачные, размером до 12 см. Все объекты района не имеют промышленного значения.

Фосфориты. Рудные объекты представлены рядом проявлений и ПМ осадочного типа (фос-форитовая кремнистая формация) локализованных в харотской и западноворгашорской свитах. Принадлежат к двум промышленным типам: микрозернистых и желваковых руд. Все рудные точ-ки входят в состав Лемвинской золото-марганец-фосфоритовой минерогенической зоны.

Проявления Парнокское, Восточное (III-3-15,24) и ПМ (III-3-14,21) микрозернистых фосфори-тов наиболее типично представлены в разрезах харотской свиты западного фациального типа в районе Парнокского Fe-Mn месторождения. Фосфатоносные породы представляют собой углисто-кремнистые сланцы с бластопелитовой структурой. Фосфатное вещество образует в них микро-конкреционные стяжения размером от 0,2 до 1,2 мм и микропрослои. Содержания P_2O_5 6-9%. На Парнокском проявлении по результатам опробования выделена пачка бедных фосфатных руд мощностью 8 м, со средним содержанием P_2O_5 -7,3%. Отношение $(MgO/ P_2O_5) \times 100$ равно 11-16, $(Fe_2O_3/ P_2O_5) \times 100$ составляет 20-30, SiO_2 на уровне 58-60%. Такие руды являются низкокачествен-ными. При прогнозе на глубину 100 м ресурсы фосфоритовых руд по P_2 оценены в 30 млн.т [191]. Промышленного интереса в настоящее время не представляют.

Желваковые фосфориты ПМ (II-3-2, 4, 9) представлены пачками (мощностью до 8 м) с фос-фатными конкрециями в углисто-кремнистых сланцах харотской свиты. Размеры конкреций 7-15 см по длинной оси при толщине 1-1,5 см, содержания P_2O_5 13,4-29% - в конкрециях; до 7% - на общую массу. Качество желваковых фосфоритов удовлетворяет промышленным кондициям: от-ношение $(MgO/ P_2O_5) \times 100$ равно 1-4, $(Fe_2O_3/ P_2O_5) \times 100$ составляет 2-6, SiO_2 на уровне 15-30%. Из-за сложности геологического строения участков они не представляют промышленного интереса.

Желваковые фосфориты ПМ (II-3-20) локализуются в сланцах западноворгашорской свиты; мощность прослоев до 10 м, P_2O_5 до 8%. Практического значения не имеет.

Строительные материалы

Карбонатные породы. Среднее месторождение известняков (III-3-19) представлено породами вскрыши карьера участка Магнитный-1 Парнокского месторождения. В результате физико-механических испытаний [193] установлено, что известняки вскрыши пригодны для производства щебня марок 600 и 800 ГОСТ. В контурах карьера запасы известняка по C_2 составили 466 тыс.т.

Глинистые породы. Представлены Верхнеинтинским месторождением кирпичных и керамзитовых глин (I-1-5), приуроченным к отложениям роговской свиты [125,149]. Параметры приведены в прил. 15. Месторождение относится к разряду крупных.

Обломочные породы. На территории, прилегающей к г. Инта, оценены и разведаны 2 крупных и 1 среднее месторождения песчано-гравийных смесей [97,125]. Все они законсервированы. Характеристика приведена в прил.15. Кроме того, на территории выявлен ряд перспективных проявлений стройматериалов [191] (№ 4, 5, 7, 9-16 по карте прогноза), их параметры см. в прил.3.

Прочие ископаемые

Глины красочные. В ходе опытно-методических работ [157] выявлено месторождение глинистых охр (III-2-13), которое состоит из ряда участков в пределах позднеолигоценовой площадной коры выветривания по отложениям ярнеймусюрской свиты девона. Технологические свойства охр соответствуют требованиям ГОСТ. Они отвечают требованиям, предъявляемым к охрам марок 03, 02, 01. Химический состав пигментов месторождения приведен в табл.7.5

Таблица 7.5

Химический состав пигментов Надотинского месторождения (по данным бурения)

Сорт	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO
01	16-51	5-21	18-48	0,11-3,3
02	10-52	6-23	12-18	0,03-0,5
03			9-11	

Пигменты также пригодны для производства цветной штукатурки, клеевой и силикатной красок, в качестве сырья для строительной керамики (кирпичей, облицовочной плитки). Для комплексного использования необходимо исследовать возможность их применения для производства цемента. При мощности 15м и площади выходов $0,042 \text{ км}^2$ запасы природных пигментов по C_2 составили 1 млн. т; ресурсы при той же мощности и площади выходов $0,48 \text{ км}^2$ по P_1 - 6,1 млн. т.

В качестве минеральных пигментов может использоваться также материал кор выветривания Парнокского месторождения [193]: марганцевые руды для производства марганцевой черной и марганцевой коричневой; окисленные железо-марганцевые руды – умбр; наиболее окисленные железные руды – сиены, железookисной охры и железного сурика; забалансовые «шоколадные суглинки» - весьма редких специфических охр от коричневого до пурпурного цветов.

Подземные воды

Минеральные лечебные. В ходе ГДП-50 [191] обнаружен сероводородный источник (Ш-3-14). Содержание полезных компонентов не определялось. Температура 2°, дебит 0,4л/сек. Ввиду удаленности от населенных пунктов практического значения не представляет.

Питьевые воды. На территории прилегающей с юго-востока к Интинскому угольному месторождению находится Южноинтинское месторождение (I-1-2) подземных вод [132]. На площадь листов попадает юго-западная часть месторождения - водозабор пос. Южный и ряд одиночных скважин участка. Водоносный комплекс отложений приурочен к гусиной свите нижней перми. Водоносные горизонты локализуются в пачках и пластах песчаников Средняя мощность наиболее обводненной зоны водоносного комплекса 105 м (может достигать 160 м). По содержанию основных химических компонентов, вредных веществ и бактериологическому состоянию воды отвечают требованиям ГОСТа. Гидрохимическая характеристика состава вод приведена в табл. 7.6.

Таблица 7.6

Гидрохимический состав вод Южноинтинского месторождения.

Глубина	Химический состав вод	рН	Тип	Минерализация, г/л
До абсолютной отметки 0 м	Ca-Mg, гидрокарбонатный	7-8	Мягкий	0,14-0,7
От 0 до -100 м	Na-хлоридный		Умеренно жесткий	0,7-1,5
Глубже -100 м	Na-хлоридный		Жесткий	до 5-8

Эксплуатационные запасы подземных вод участка утверждены в ГКЗ в объеме: пос. Южный – 4500м³/сут (А+С₁), всего по участку – 36,1 тыс. м³/сут (А+В+С₁). Месторождение активно используется в хозяйственном и питьевом водоснабжении г. Инты.

8. ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА

Территория охватывает части следующих крупных минерагенических подразделений: Печорского угольного бассейна (I), Западноуральской медно-золото-полиметаллической минерагенической зоны (II), Ляпинской золото-вольфрам-полиметаллической минерагенической области (III), Лемвинской золото-марганец-баритовой (IV) и Восточноуральской хром-титановой (V) зон, Северопредуральской нефтегазоносной (VI) и Приполярноуральской хрусталеносной (VII) областей, а также золотороссыпных районов: Кожимского (1) и Лемвинского (2).

Западноуральская минерагеническая зона (МЗ) в пределах изучаемой территории включает в себя: северное окончание Косью-Кожимского медного рудного района (II.3), приуроченного к отложениям салединской свиты; северный фрагмент Кожимского полиметаллического района (II.2), связанного с отложениями кожимской свиты и Грубепендишорским узлом (II.2.1) в его пределах, включающим отложения одноименной свиты с Кожимским свинцово-цинковым рудным полем (II.2.1.1); часть Интинско-Косьюнского железорудного района (II.1), приуроченного к породам нортнической свиты. Вне рудных районов локализуется Надотинское кобальтовое рудное поле, ограниченное полем развития кор выветривания развитым по терригенным нижнедевонским породам Кожимско-Надотинского водораздела.

Лемвинская МЗ включает Погурей-Тыкотловский золото-серебро-медный рудный район (IV.1), охватывающий полосу отложений позднего кембрия–среднего ордовика от Лемвинско-Яротской рудной зоны до ГУН. В районе выделены Верхнелемвинский золото-серебряный рудный узел (IV.1.1) с Лемвинским золотым рудным полем (IV.1.1.1) в его составе. Вне рудных районов локализуются: Парнокский железо-марганцевый рудный узел (IV.0.2) с Парнокским железо-марганцевым (IV.0.2.1) и Юнковожским железорудным (IV.0.2.2) полями; а так же Харутская фосфоритоносная зона (IV.0.1).

Северопредуральской нефтегазоносной области на территории отвечает южная часть Интинско-Лемвинского нефтегазоносного района (VI.1), пространственно совпадающая с восточной частью Предуральской СФЗ (в том числе под подошвой Лемвинского аллохтона).

Печорский угольный бассейн с частью Интинского месторождения (I-1-1) также ограничен рамками Предуральской СФЗ.

Приполярноуральская хрусталеносная область представлена своей северной частью; здесь выделены Западный район (VII.1) с Малдинским хрусталеносным полем (VII.1.0.1), Центральный (VII.2) и Восточный (VII.3) районы.

Минерагения территории сформирована в течение трех тектоно-магматических этапов (байкальского, каледоно-герцинского и мезозойско-кайнозойского), соответственно которым выделяются три одноименных минерагенические эпохи.

К образованиям байкальской минерагенической эпохи позднерифейско-раннекембрийского возраста относятся Ляпинская минерагеническая область (МО) и Лемвинская МЗ, пространственно совпадающие с Хобеизской и Лемвинской подзонами Ляпинской СФЗ байкалид. В пределах Лемвинской МЗ с рифейскими базальтоидами нижнемолдвожской подсвиты ассоциирует оруденение медно-жильной, а с верхнемолдвожскими риолитами – свинцово-цинковой жильной формаций. С лемвинскими гранитоидами связана минерализация кварц-молибденитовой, медно-порфировой, оловорудной силикатно-сульфидной и свинцово-цинковой жильной формаций. С ними же в пределах Лемвинско-Яротской урановорудной зоны (IV.0.3) пространственно и генетически ассоциирует оруденение настуран-уранинит-коффинитовой формации, приуроченное к тектоническим зонам надвигов пермь-триасового возраста. Ляпинская МО в пределах изученной площади представлена северным окончанием Малдинской золоторудной зоны (III.0.1), пространственно связанной с субвулканическими риолитами Малдынырдского массива саблегорского вулканического комплекса и породами саблегорской свиты.

Образования каледоно-герцинской минерагенической эпохи позднекембрийско-триасового возраста включают в себя Западно-Уральскую МЗ, совпадающую с Бельско-Елецкой СФЗ, Лемвинскую МЗ, соответствующую Сакмаро-Лемвинской СФЗ, Восточноуральскую МЗ, совпадающую с Войкарской СФЗ, а также территории Северопредуральской нефтегазоносной области и Печорского угольного бассейна в пределах Предуральской СФЗ. В течение этой эпохи рудообразование происходило в три этапа: рифтогенный, пассивной окраины континента и орогенный.

Рудные объекты, связанные с рифтогенезом имеются только в Лемвинской МЗ. В базальных слоях нижнепогурейских конгломератов предполагаются древние (ископаемые) золотые россыпи, сформированные за счет размыва рудных образований нижнего структурного этажа. В породах погурейской, и грубеинской свит локализовано оруденение медно- и свинцово-цинковой жильной формаций, минерализация золото- и серебро-сульфидной, а также медно-никелевой формаций, связываемые с риолитами пожемского, габбро-долеритами и пикро-долеритами орангьюганско-лемвинского комплексов. В связи с базальтами кокопельской свиты предположительно выделяется минерализация серно-медноколчеданной формации.

На рубеже раннего-позднего аренига активная геодинамическая обстановка на территории Западноуральской МЗ сменяется спокойной, район вступает в стадию пассивной окраины. В основании саледской свиты, маркирующей начало шельфовой седиментации на геохимическом восстановительно-окислительном барьере, отлагаются медистые песчаники. В позднем ордовике в

районе к востоку от "линии Балбанью" происходит «оживление» разломов рифтогенной стадии, идет активизация гидротермальной деятельности, следствием которой явилось формирование стратиформного оруденения свинцово-цинковой апокарбонатной формации в отложениях грубепендишорской толщи, а в западной части Лемвинской МЗ - железо-марганцевого и железного оруденения, а также полиметаллической минерализации в терригенно-кремнисто-карбонатной формации качамылькской свиты.

С силура по поздний карбон вся территория листов к западу от ГУН развивается как типичная пассивная окраина, и все рудобразование носит исключительно осадочный характер или связано с континентальными перерывами в осадконакоплении. В пределах Западноуральской МЗ в этот период формируются на уровне верхов яренеймусюрской свиты (по внешнему краю мелкого шельфа) высокоглиноземистые пиррофиллит-хлоритоидные сланцы, являющиеся продуктами переотложения допозднедевонских бокситоносных кор выветривания, а на уровне нортнической свиты - железорудная сидеритовая формация. В Лемвинской МЗ стратиформные рудные уровни более многочисленны и представлены - микрозернистыми и конкреционными фосфоритами (низы харотской свиты), бедной карбонатно-силикатной марганцевой минерализацией (яшмоидная пачка няньворгинской свиты), урановым оруденением, микрозернистой фосфоритовой минерализацией (верхи западноворгашорской свиты), конкреционными фосфоритами и оруденением ванадиевой углеродисто-сланцевой формации (верхи воргашорской свиты).

В конце позднего карбона стадия пассивной окраины завершается, и территория вступает в орогенный этап. В Предуральской СФЗ в поздней перми формируются угли формации угленосных краевых прогибов, а затем, вероятно, в триасе в завершающий этап складчато-надвиговых дислокаций в благоприятных структурах - залежи природного газа. Образование проявлений и пунктов минерализации хрусталя связывается с формированием альпийских жил во время тектонических процессов в связи с коллизией Урала в пермско-юрское время.

В мезозойско-кайнозойскую минерагеническую эпоху, отвечающую времени формирования верхнего структурного этажа, большая часть территории испытывает воздымание; существенное развитие получают формации глауконитовых песчаников, опок, диатомитов, бурых железняков, кобальтоносных и марганценосных кор выветривания и формация золотых россыпей. Первые две связаны с верхнемеловыми отложениями. Диатомиты ассоциируют с палеогеновыми образованиями кыршорской-воравожской свит. Формация бурых железняков распространена в полосе развития олигоценных кор выветривания по породам нижнего-среднего девона, к ней относится Надотинское кобальтовое рудное поле (П.0.0.1). Золотороссыпная формация локализуется в аллювиальных отложениях балбаньюского, санавожского, тавротинского и кожимского этапов развития речной сети [170]. Золотороссыпные объекты территории располагаются в пределах двух районов:

Лемвинского (2) и Кожимского (1). Последний, в свою очередь, подразделяется на узлы: Нижнекожимский (1.1), Тавротинский (1.2), Центральнокожимский (1.3), Балбаньюский (1.4), Верхнекожимский (1.5). Кроме того, вне районов выделяются прогнозируемые поля: Большенадотинское (0.0.1) и Таврота-Шор (0.0.2).

Из всего разнообразия видов полезных ископаемых наиболее важными в промышленном отношении на территории являются: залежи угля и марганца, структуры, перспективные на газ, оруденение золото-сульфидной и стратиформной свинцово-цинковой формаций, а так же россыпи золота и ряд проявлений настуран-уранинит-коффинитовой формации и песчано-галечного материала.

Горючий газ. По результатам сейсмических работ и материалам гравirazведки [111, 127, 128, 147, 148] на территории Интинско-Лемвинского нефтегазоносного района (НГР), в пределах площади работ выделено значительное число структур, благоприятных для локализации залежей природного газа. К наиболее перспективным относятся Пармаюская, Анкудинская, Верхнеанкудинская, Левогрубеюская. Помимо них, выделен еще целый ряд благоприятных локальных структур антиклинального типа. По аналогии с находящимися непосредственно за западной рамкой Интинским и Кожимским газовыми месторождениями предполагается, что залежи всех выделенных перспективных структур приурочены к верхнекаменноугольным карбонатным отложениям и экранируются нижнепермскими аргиллитами низов гусиной свиты. На 1.01.2001 прогнозные ресурсы газа по категории С₃ (млрд.м³) составили [4]: Пармаюская структура - 1, 450; Анкудинская - 3,570; Верхнеанкудинская - 2,143; Левогрубеюская - 1,207. Суммарные прогнозные ресурсы остальных локальных структур могут быть оценены на уровне 10 млрд. м³ по категории Д₁. Кроме верхнекаменноугольного уровня, который является доказанным и наиболее изученным в НГР, определенные перспективы имеют верхнеордовикско-нижнедевонский и доманиково-нижнетурнейский карбонатные уровни, экранированные глинистыми толщами надотамылькской и нортнической свит соответственно. Их начальные суммарные ресурсы на территории листов могут быть оценены в 6-8 млрд. м³ по категории Д₂.

Весьма вероятно наличие газовых залежей, экранированных подошвой Лемвинского аллохтона, а также связанных с неструктурными ловушками в полосе сочленения лемвинских и елецких фаций. При этом большой интерес могут представлять крупные резервуары, связанные с полосой барьерных рифов силурийско-раннедевонского и позднедевонско-каменноугольного возраста, перекрытые Лемвинским аллохтоном. Работы по данным направлениям не проводились и могут быть рекомендованы в качестве первоочередных с целью обеспечения дальнейшего прироста прогнозных ресурсов в южной части Интинско-Лемвинского НГР. Учитывая примесь сероводорода в большинстве известных газовых залежей восточной части НГР, прямым доказательством вероят-

ного наличия таковых под покровом Лемвинского аллохтона могут служить сероводородные источники в долине р. Лемва (II-3-14) непосредственно ниже по течению от линии Хайминского надвига, являющегося в районе подошвы Лемвинского аллохтона. На площади перспективным объектом антиклинального типа является Грубеинская антиформа, которая после проведения детализационных сейсморазведочных работ может быть рекомендована для постановки параметрического бурения. Ее ресурсы по категории D_2 предварительно оцениваются в размере 2 млрд.м³.

Каменный уголь. Основным минерагеническим фактором, контролирующим положение залежей угля на территории, является стратиграфический, так как все 11 промышленных пластов Интинского месторождения приурочены к интинской свите. В верхней части разреза кожимрудницкой свиты разведочными работами [37] также отмечено 4 тонких угольных пласта с рабочими мощностями лишь в единичных пересечениях. Из минерагенических факторов II рода можно выделить геотектонический и палеогеографический. Первый локализует положение угольных пластов в региональном масштабе (Предуральский краевой прогиб), а второй – во времени. Так, со второй половины кунгура (кожимрудницкое время) на территории наблюдается многократная смена лагунно-морских условий осадконакопления континентальными с образованием угольных пропластков; а в течение уфимского и казанского веков при накоплении отложений интинской свиты континентальный подводный седиментогенез периодически сменяется наземным с формированием промышленных угольных пластов. Кроме того, не исключено влияние палеотектонического фактора. И Интинское, и Кожимское, и Кочмеское месторождения приурочены к относительно приподнятой горстообразной структуре, унаследованной, скорее всего, с рифтогенного этапа развития уралид. На площади Интинского месторождения неоднократно проводилась детальная разведка и доразведка. Последняя переоценка ресурсов углей месторождения была выполнена в 1992г. [137], когда были учтены новейшие представления о геологическом строении территории, ее угленосности и качестве углей, а ресурсы определены с учетом последних единых предельных кондиций подсчета прогнозных ресурсов (по мощности 0,7 м; по зольности 40%). В пределах изучаемой территории на Интинском месторождении прогнозируются прогнозные ресурсы в количестве 30 млн.т (P_1) за счет углей кожимрудницкой свиты. Так же в пределах Кожимской синклинали (ее северо-восточного фрагмента, попадающего на территорию) прогнозируется 2 млн.т угля (P_1), приуроченных к отложениям интинской и кожимрудницкой свит.

Железо, марганец. Факторами, контролирующими железо-марганцевое оруденение в пределах Парнокского рудного узла являются, стратиграфический, структурный и геоморфологический. Первый определяет локализацию оруденения в верхней части качамылькской свиты - парнокской подсвите. Структурный фактор определяет: а) приуроченность оруденения к восточному блоку палеошельфа, опущенному в результате деструкции на рубеже ордовика-силура, результатом чего

явилось обновление разломов рифтогенного этапа уралид, активизация гидротермальной деятельности; б) локализацию продуктивных отложений рудного узла в составе Хайминского покрова, поэтому плоскости Хайминского и Грубеинского надвигов, фиксирующие его границы с запада и востока, приобретают рудоконтролирующее значение. Сместители надвигов имеют пологое залегание, поэтому поисковый интерес представляет подразломная зона Грубеинского надвига до глубины 300-500 м. Из-за тектонической расслоенности самого Хайминского покрова продуктивные отложения не образуют единого стратиграфического уровня, а растащены на отдельные чешуи. Кроме того, рудоконтролирующее значение, по всей видимости, имеют отраженные разломы фундамента северо-западной ориентировки, так как все промышленное оруденение Парнокского рудного узла ограничивается на север зоной Парнокского глубинного разлома. Геоморфологический фактор обуславливает развитие окисленных руд. Коры выветривания в районе Парнокского месторождения имеют приуроченность к плоским площадкам на абсолютных отметках около 360 м, являющихся фрагментами днища Пачвожской ЭСД палеогенового возраста.

Одним из основных поисковых признаков железо-марганцевого оруденения является геофизический в виду интенсивных магнитных аномалий над терригенно-карбонатными породами качамылькской свиты, связанных с магнетитовыми рудами, тесно ассоциирующих с марганцевыми.

На Парнокском месторождении прогнозируется прирост запасов окисленных и карбонатных марганцевых, а также железных руд за счет ресурсов участков Магнитный-2 и Усть-Пачвожский, подсчитанных на глубину 600м и участка Восточный – на глубину 300 м.. По Парнокскому рудному полю на глубину 800 м подсчитаны ресурсы категории P_1 и P_2 (табл. 8.1) [194]

Таблица 8.1

Прогнозные ресурсы марганцевых и железных руд района Парнокского месторождения

(с разбивкой по участкам)

Участок	Прогнозные ресурсы марганцевых руд (О – окисленные, К – карбонатные), млн.т			Прогнозные ресурсы желез- ных руд, млн.т
	P_1		P_2	
	О	К	К	P_1
Парнокское месторождение				
Магнитный II		4,1	-	5,2
УстьПачвожский	0,172	7,1	-	2,5
Восточный	0,378	8,7	8	-
Итого	0,5	19,9	8	7,7
Парнокское рудное поле (вне контуров месторождения)				
Дальний		7,8	5,6	3,4
Аномалия Южная		2		
Итого		9,8	5,6	3,4

В пределах Юнковожского железорудного поля (IV.0.2.2) прогнозируется [197] три мелких месторождения с суммарными ресурсами 6 млн. т железных руд (P_{1+2}), подсчитанными на глубину 300 м, состоящих из ресурсов проявлений Верхнепачвожское, Верхнеюнковожское и Диоритовое (III-3-32,28,31). На данном этапе руды проявлений промышленного значения не имеют вследствие их низкого качества и трудной обогатимости, а также малой мощности рудных пластов.

Свинец, цинк. К основным минерагеническим факторам, контролирующим размещение стратиформного свинцово-цинкового оруденения в Грубепендишорском полиметаллическом узле относятся: структурный, стратиграфический, литологический и тектонический. Первый определяет приуроченность промышленного оруденения к восточному блоку палеошельфа, опущенному в результате деструкции на рубеже ордовика-силура, и его связь с отраженными разломами фундамента северо-западной ориентировки (Кожимским глубинным разломом). Второй локализует оруденение района в пределах грубепендишорской толщи; третий обуславливает размещение оруденения в нижней и средней частях толщи на границах подстилающих углеродсодержащих терригенно-карбонатных и перекрывающих существенно карбонатных пачек. Вследствие четвертого фактора тела наиболее богатых руд локализуются в призмковых частях мелких складок, широко распространенных на территории. К прямым поисковым признакам, контролирующим оруденение относятся: проявление и пункты минерализации полиметаллов, широко распространенные в районе; шлиховые ореолы галенита, сфалерита, халькопирита. К косвенным – геохимические аномалии полиметаллов, серебра, фиксирующие породы, благоприятные для локализации рудных тел.

Прогнозные ресурсы Кожимского рудного поля по данным ГГС [85] приведены в табл.8.2. На основании вышеперечисленных факторов по Грубепендишорскому полиметаллическому узлу нами подсчитаны прогнозные ресурсы категории P_3 . За эталонный объект принято Кожимское рудное поле. Исходя из того, что прогнозируемый узел находится на флангах рудного поля, на его территории обнаружены геохимические аномалии, позволяющие прогнозировать оруденение на глубине в интервале 0-300м, принимаем значение коэффициента достоверности 0,5. Параметры ресурсов см. табл. 8.2.

Таблица 8.2

Подсчет прогнозных ресурсов Грубепендишорского полиметаллического узла

Вид ПИ	Кожимское рудное поле			Грубепендишорский узел		
	Площадь, км ²	Ресурсы, тыс.т (P_2)	q, тыс.т/км ²	Площадь, км ²	К _д	Ресурсы, тыс.т (P_3)
Zn	30	605	20	24	0,5	240
Pb		375	13			156
Cd		3,2	0,107			1,3

q – площадная продуктивность; К_д – коэффициент достоверности

Золото коренное. Среди минерагенических факторов, контролирующих золото-сульфидное оруденение Лемвинского рудного поля, можно выделить стратиграфический, литологический и магматический. Вследствие первого оруденение локализуется в нижнепогурейской подсвете, второй определяет его приуроченность к груботерригенным пачкам подсветы, которые наиболее благоприятны для локализации рудовмещающих метасоматитов. Магматический фактор рудогенерирующий, но до сих пор однозначно не решен вопрос, какой комплекс служил источником золота в метасоматитах поля. По мнению А.Г. Миронова [34] источником золота в подобных образованиях Енисейского кряжа могут быть базальтоиды (в нашем случае - силлы габбродолеритов орангьюганско-лемвинского комплекса), по другой точке зрения [145] - нескрытые риолиты лемвинского комплекса. Прямые поисковые признаки оруденения: проявления и пункты минерализации на территории, а также присутствие делювиальной непромышленной россыпи непосредственно вниз по склону от проявлений и шлиховые ореолы золота в русловом аллювии мелких водотоков. К косвенным признакам относится широкое распространение по площади поля элювиально-делювиальных обломков и коренных выходов потенциально рудоносных кварцевых метасоматитов с обильной пиритовой минерализацией.

На основании вышеперечисленных факторов и признаков определены прогнозные ресурсы Лемвинского поля, состоящие из ресурсов проявлений Лемвинского, Водораздельного и Подснежного. За эталон взято проявление Лемвинское с ранее подсчитанными ресурсами [145]. Коэффициенты достоверности для оставшихся двух проявлений взяты по материалам предшественников [191]. Расчет ресурсов приведен в табл. 7.4.

Золото россыпное. Распределение россыпей золота на территории в региональном плане определяется двумя типами морфоструктур: Кожимским поперечным поднятием и Лемвинским поперечным прогибом, сформировавшимися в позднем мезозое-кайнозое. Для Кожимского поднятия характерна согласованность с тектоническими структурами палеозоя (прямой рельеф), для Лемвинского прогиба - фрагментарное проявление обращенного рельефа. Кожимское поднятие оказало решающее влияние на формирование россыпей. Длительное его воздымание способствовало вскрытию коренных источников и обогащению прилегающих речных долин золотом.

К наиболее важным элементам названных морфоструктур относятся эрозионно-структурные депрессии (ЭСД) двух систем: продольные (Лимбеская, Малдинская и Верхнекожимская), наследующие герцинские структуры, и поперечная (Кожимская), наследующая зону долгоживущих глубинных разломов и разграничивающая морфоструктуры территории. Главные промышленные россыпи приурочены к Кожимской ЭСД (в зоне сочленения ее с продольными депрессиями), а также к системе палеодолин в пределах последних. Основные этапы развития рельефа территории

и россыпеобразования детально разработаны Н.М.Риндзюнской [170]. Остановимся лишь на их общей характеристике.

Формирование россыпей при неоднократном их переотложении идет, начиная с позднего олигоцена по настоящее время. Основной питающей провинцией является центральная часть Ляпинского антиклинория. За период с палеогена по средний неоплейстоцен образование пластов происходило только в продольных депрессиях, а с позднего неоплейстоцена, когда началось создание современного облика речной сети (кожимский этап россыпеобразования по Н.М. Риндзюнской) – кроме того, и в поперечной Кожимской. Дифференцированный характер кайнозойских тектонических движений определил особенности размещения россыпей в различных структурах. В блоках с относительно стабильным режимом преобладают погребенные россыпи; в блоках интенсивных неотектонических движений характерно разнообразие условий залегания россыпей, совмещение россыпей разного возраста.

Все промышленные россыпи Кожимского района детально разведаны, прирост ресурсов в районе прогнозируется лишь на непромышленной россыпи Лимбекская. На данном этапе изученности территории промышленную значимость приобретают россыпи соседнего Лемвинского района, приуроченные к неглубоко погребенным тальвегам санавожского и кожимского этапов россыпеобразования. Поисковые признаки россыпной золотоносности: 1) наличие коренных источников: месторождений золота, проявлений, зон минерализации, древних россыпей; 2) присутствие промежуточных концентраторов золота: кор химического и физического выветривания, содержащих золото; 3) шлиховые потоки и ореолы в аллювии современных водотоков; 4) даже незначительная золотоносность полигенетических толщ депрессий служит признаком обнаружения небольших ложковых россыпей; 5) богатство молодых россыпей может служить признаком золотоносности аллювия палеодолин, дренируемых современным водотоком; 6) в пределах известняковых толщ и, особенно, на их контакте с терригенными породами вероятно обнаружение богатых гнездообразных скоплений россыпного золота.

Типоморфная характеристика золота детально описана [85] и позволяет говорить об источниках его поступления в россыпи и удаленности от коренных источников. Для прогнозной оценки ее необходимо учесть в следующих районах: а) бассейн р. Б. Надота (поступление золота из близкорасположенных источников кор выветривания, санавожского и тавротинского аллювия палеодолин); б) район р.р. Черная и Б. Инта (морфология золота свидетельствует о значительной его транспортировке и поступлении из кор выветривания).

Долины древней речной сети хорошо определяются по следующим признакам: а) на аэрофотоснимках линейновытянутые понижения в рельефе; нередко трассирующиеся озерами, болотами и мелкими водотоками; б) палеодолины продольных ЭСД Кожим-Лемвинского междуречья ха-

рактируются магнетит-эпидот-ильменит-гранатовой (кожимской) шлиховой ассоциацией, что помогает выделять их фрагменты в бассейне р. Лемва; в) хорошо выявляются микросейсмопрофилированием и вертикальным электрозондированием; при этом золотосные погребенные пласты довольно успешно устанавливаются в ходе микромагнитной съемки, так как существует прямая связь между содержанием в шлихе минералов магнитной фракции и золотом в пределах однородных аллювиальных отложений.

Большинство непромышленных россыпей территории имеют низкий уровень прогнозных ресурсов, поэтому не представляют поискового интереса. Россыпь Водораздельная (IV-2-4) имеет глубокопогребенный рудный пласт (около 40м), поэтому тоже не вошла в список перспективных объектов. В связи с перечисленными выше закономерностями размещения золотых россыпей и их поисковыми признаками на территории выделяются следующие перспективные объекты. Приведем их в порядке убывания перспективности, параметры см. в прил. 14.

Лемвинская россыпь. Делювиальная, расположена непосредственно вниз по склону от коренной рудной зоны. Длина россыпи равна длине вскрытой на рудопоявлении зоны оруденения (1км), а ширина соответствует ширине геохимической аномалии на площади самой россыпи [145]. Мощность делювиальных отложений составляет 3м.

Пернашорская россыпь. Учитывая благоприятные геологические (присутствие коренного источника вблизи) и геоморфологические предпосылки (положение в зоне выхода реки из узкой эрозионной долины в широкую троговую) россыпь имеет весьма высокие перспективы. При расчетах ресурсов берутся содержания ($0,5 \text{ г/м}^3$) россыпи Большая Каталамбию, находящейся в аналогичном геоморфологическом и геологическом положении [101]. С учетом коэффициента достоверности 0,5 принимаем содержание золота по Пернашорской россыпи $0,25 \text{ г/м}^3$.

Лимбекская золотая россыпь. Прогнозируется на территории одноименной непромышленной россыпи. По данным детальной разведки [123] перспективы связаны с отложениями I надпойменной террасы и пойменно-русловыми отложениями.

Таврота-Шор (0.0.2 по карте прогноза) включает "лемвинскую" часть сочленения Лимбекской и Малдинской структурно-эрозионных депрессий. Россыпи приурочены к палеотальвегам санавожского и тавротинского возраста [103]. Протяженность фрагментов палеодолин на участке составляет 12км. Параметры прогнозируемой россыпи взяты по аналогии с соседней россыпью Водораздельная Кожимского района, так как генетически участки идентичны, но мощность торфов вследствие эрозионного вреза меньше.

Большенадотинское золотороссыпное поле (0.0.1 по карте прогноза) прогнозируется на основании: шлиховых потоков с весовыми содержаниями золота по всем водотокам, стекающим с Надота-Кожимского водораздела; типоморфизма золота, указывающего на его вероятное поступ-

ление из кор выветривания [85] при их широком распространении в районе водораздела; наличие знаков золота в гипергенных никель-кобальтовых рудах [89]. Предположительно можно сделать вывод о поступлении золота в водотоки из промежуточного коллектора - кор выветривания олигоценового возраста и о возможном наличии золоторудных объектов в коренном субстрате. Кроме того, в свете комплексного освоения поля нельзя забывать о кобальтовой специализации кор, по которым [196] подсчитаны ресурсы в размере 78 тыс. т (P_{1+2}). Параметры подсчета прогнозных запасов по объектам приведены в табл.8.3, критерии и признаки выделения в прил.3.

Таблица 8.3

Параметры подсчета ресурсов прогнозных объектов на россыпную золотоносность

Название, индекс на карте прогноза	Возраст генезис	Длина, км Ширина, м	Средняя мощность торфов, м	Средняя мощность песков, м	Среднее содержание, г/м ³	Источник	Ресурсы, т категория
Лемвинская IV-3-45	dsIII-H	1/650	-	3	0,2	[191]	0,3(P_2)
Пернашорская IV-3-31	a,apH	1,7/200	3-5	2	0,25	[191]	0,2(P_2)
Лимбекская IV-1-5	a ^I III-aH	12/200	По данным источника			[123]	0.7 (P_{1+2})
Таврота-шор 0.0.2	a N ₂ -E	14/400	30	2,4	0,26	[103]	3,5 (P_2)
Большенадотинское 0.0.1	ed P ₃	Экспертная оценка					2 (P_3)

Уран. Среди факторов, контролирующих размещение уранового оруденения можно выделить тектонический, магматический и литолого-фациальный. Вследствие первого оруденение приурочено к крупным разрывным нарушениям (Верхнепарнокскому и Верхнелемвинскому разломам), к местам их пересечения с поперечными нарушениями. Магматический фактор обуславливает генетическую связь оруденения с лемвинскими гранитоидами. Граниты служили источником обогащенных ураном гидротерм во время надвигообразования в позднепермское-раннеюрское время. По материалам Ю.М.Гаврилова [109] наиболее благоприятны для локализации оруденения мелкозернистые апикальные граниты лемвинского комплекса и дайки трахидолеритов третьей фазы. Дайковые поля характеризуются наибольшей тектонической и гидротермальной проработкой и высокой концентрацией уранового оруденения. Вследствие третьего фактора урановое оруденение приурочено к разломам под надвиговыми покрывками погурейских аркозовых песчаников.

К прямым поисковым признакам оруденения можно отнести присутствие проявлений и пунктов минерализации урана на территории рудной зоны.

На основании вышеперечисленных факторов и признаков на Хайминском и Лемвинском проявлениях методом прямого расчета по параметрам рудной среды подсчитаны ресурсы категории P_2 , соответствующие мелкому и среднему месторождениям.

Песчано-гравийный материал. Размещение данного вида контролируется двумя факторами: стратиграфическим и геоморфологическим. Вследствие первого основные продуктивные отложения приурочены к водэтыйской и чулейской толщам, пачвожскому флювиогляциалу. Вследствие второго песчано-гравийный материал приурочен к определенным геоморфологическим поверхностям: низким водоразделам денудационно-аккумулятивной равнины – для водэтыйской толщи; высоким террасовым уровням крупных речных долин и ЭСД – для пачвожского флювиогляциала; прибрежной полосе вдоль тылового шва чулейской террасы. Прогнозные ресурсы проявлений приведены в прил.3.

9. ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ РАЙОНА

Район работ расположен в области многолетнемерзлых пород (ММП). Распространение их изменяется от редкоостровного и массивно-островного в равнинной части территории до прерывистого и сплошного в горно-складчатом сооружении; причем на Урале прослеживается нормальная (неинверсионная) высотная геокриологическая поясность. Температура пород на подошве слоя ее годовых колебаний (глубины от 10-15 м на равнине, до 20-30 м в горах) варьирует от нескольких градусов выше нуля до минус $0,5^{\circ}$ на равнине и в предгорьях. Климатическое потепление в последнюю треть века обусловило ее деградацию на значительной площади и смещение южной границы ММП к северу на несколько десятков километров. В горах температура пород снижается до минус $2-4^{\circ}$. Льдистость пород колеблется от первых сотых долей единицы в скальных породах, до 0,4-0,6 и более в торфах, обычная же, в четвертичных отложениях, около 0,2. Отмечаются линзовидные залежи льда в буграх пучения и пластовые в суглинистых отложениях; в последнем случае даже только вскрытая мощность льда достигала 6 м, обычно же около 0,5-1 м.

Криолитозона представлена, в основном, голоценовой криогенной толщей, залегающей непосредственно с дневной поверхности и до глубин 10-30 м на равнине, в районе г. Инты; до 100 м в предгорьях, в бассейне р. Бол. Надоты; до 200-400 м в низкогорье, на Парнокском месторождении. В среднегорье с отметками 1200 м, на смежном с юга листе Q-41-XXV, - 600 м. Верхняя часть разреза криолитозоны низкогорных и среднегорных массивов, горных вершин сложена морозной криогенной толщей, подстилаемой ММП; на других площадях района ММП распространены с поверхности. В Воравожской депрессии, выполненной палеогеновыми и меловыми отложениями, развита двухслойная криолитозона. Верхний ее слой представлен голоценовыми ММП, ниже, под межмерзлотным таликом, залегает с глубины 75,6 и до 435 м – реликтовые (плейстоценовые)

ММП; см. каталог опорных скважин, № 5. Развитие ММП в районе работ послужило причиной криогенного преобразования распространенных в его пределах гидрогеологических структур.

Описываемая территория располагается на стыке крупнейших гидрогеологических областей: Уральской складчатой и Восточно-Европейской артезианской. Согласно криогидрогеологического районирования Европейского Северо-Востока СССР [35] и [161] вторая из областей представлена на площади Косью-Абезьским адартезианским разнопромороженным бассейном высокого порядка, входящим в состав Печоро-Предуральского бассейна I порядка. Уральская же область представлена здесь Западно-Уральской и Восточно-Уральской системами гидрогеологических структур. В районе работ частично размещаются Кожимский адмассив и Лемвинский наложенный адмассив первой системы и Войкарский наложенный массив второй системы.

Для гидрогеологических условий территории отмечаются 5 главных особенностей.

1) Господство трещинных, трещинно-жильных и трещинно-карстовых вод; менее типичны пластово-трещинные (преимущественно в адартезианском бассейне), а также поровые, пластово-поровые воды; согласно классификации И.К.Зайцева. Трещинно-жильные воды зон разломов наиболее широко распространены на листе Q-41-XX, в частности, в наложенных (шарьяжных) гидрогеологических структурах, будучи приурочены к тектоническим контактам многочисленных чешуй и пластин, слагающих тектонические покровы. В этих структурах трещинно-жильные воды залегают, в основном, субгоризонтально.

2) Площадям развития наложенных структур свойственны различные структурные планы их аллохтонной и автохтонной (паравтохтонной) составляющих, нередко – разные типы скоплений подземных вод, гидравлическая разобщенность. Так, разница статических уровней подземных вод двух смежных, по вертикалям, тектонических чешуй Хайминского покрова, вскрытых скважиной №30 на Парнокском месторождении (Прил. 5), превысила 150 м. Разница уровней в упомянутом и в смежном Грубеинском покровах, вскрытых на расстоянии 375 м друг от друга, на глубинах 250-300 м, достигает 190 м.

3) Водообильность разреза, связанная, в целом, с особенностями состава водовмещающих пород, резко варьирует по площади. В его северо-западном углу залегают комплексы терригенных и флишево-терригенных водовмещающих пород; в основной – центральной части территории распространены карбонатные, терригенные, кремнисто-сланцевые отложения, в существенно меньшей степени – вулканогенно-терригенные образования. Наконец, в юго-восточном углу развиты вулканогенные, интрузивно-вулканогенные, вулканогенно-терригенные водовмещающие породы.

4) Для горных площадей района характерна высотная гидрогеологическая поясность. Так, мощность зоны аэрации возрастает от нескольких метров в предгорьях до многих десятков метров в горах. В диапазоне упомянутых геоморфологических поверхностей минерализация вод источни-

ков уменьшается с 0,13-0,27 до 0,02-0,06 г/дм³ при изменении состава с магниево-кальциевого до натриево-кальциевого (Прил.7; №№ 9,17,37,45 и 16,19,26). Наледная разгрузка подземных вод в низкогорье не превышает по объему отдельных наледей 0,3 млн.м³, возрастая до 1 млн.м³ и более в высоких предгорьях (наледы на р.р. Лемва и Хамбалью) [158]. Потенциальные возможности атмосферного питания подземных вод резко неоднородны для западного и восточного склонов Урала; на них выпадает, соответственно, около 1000 и около 400 мм атмосферных осадков.

5) Влияние ММП на гидрогеологические условия района изменяются в его пределах от ничтожного в равнинной части территории до определяющего в юго-восточной, где питание и разгрузка подземных вод ограничены участками редких сквозных подрусловых таликов.

Расчленение гидрогеологического разреза района работ выполнено в основном по Легенде Северо-Уральской серии листов государственной гидрогеологической карты м-ба 1:200000. Для более мелкомасштабной (1:500000) гидрогеологической схемы выделены и охарактеризованы ниже основные наиболее распространенные и гидрогеологически значимые стратоны: 5 – в неоген-четвертичном разрезе и 19 – в донеогеновом. Учитывая существенные различия в литологии одновозрастных водовмещающих пород и соответствующую разницу в их водообильности в разных структурно-формационных зонах (СФЗ), гидрогеологическое расчленение выполнено для каждой СФЗ в отдельности (рис. 2). В соответствии [160] используется с термин «водоносная (слабоводоносная) надзона», под которым подразумевается совокупность этажно залегающих водоносных (слабоводоносных) зон трещиноватости с различной степенью гидравлической связи между собой.

1. *Водоносный криогенно-таликовый (таликовый) верхненеоплейстоцен - голоценовый элювиальный горизонт* (aIII-N) приурочен к речным долинам. Состав водовмещающих отложений изменяется от валунного, в горах и предгорьях, до песчаного, супесчаного на равнине. Зеркало грунтовых вод залегает вблизи дневной поверхности. Дебиты групповых источников (№ 6,39) составляют 10-20 л/с в летний период, снижаясь к концу зимней межени, по отдельным источникам до 1,5 л/с (рис. 2, прил. 7). Минерализация вод 0,2-0,3 г/л, состав – гидрокарбонатный кальциевый, магниево-кальциевый.

2. *Периодически локально-водоносный криогенно-таликовый неогеново - голоценовый элювиально-делювиальный горизонт* (edN-N) распространен на водоразделах и склонах. Сложен глыбами, щебнем, дресвой с примесью супесчаного материала. Дебиты источников в летнее время от десятых долей до нескольких десятков л/с (№ 40,41). Зимой они полностью иссякают, формируя у подножия курумов многочисленные склоновые наледы. Воды пресные, слабо минерализованные.

3. *Водоупорный криогенный и локально-слабоводоносный (водоносный) криогенно-таликовый средне-верхненеоплейстоценовый ледниковый комплекс* (gII-III) имеет различную гидрогеологическую характеристику в пределах района: полностью промороженный в зоне сплошного распро-

странения ММП в горах, классифицируется как криогенный водоупор; в зоне несплошного развития ММП (в предгорьях) комплекс содержит воды в песчано-супесчаных и гравийно-галечных линзах и прослоях. Дебиты водопроявлений десятые доли л/с (ист. № 42). Воды пресные.

4. *Водоносный локально-слабоводоносный таликовый (криогенно-таликовый) верхнеэоценово-нижнеплейстоценовый аллювиальный, аллювиально-морской, озерный комплекс (a,l,amN₂-Q₁)* распространен как на равнине, так и в предгорьях в пределах палеодолин. Состав водовмещающих пород изменяется от валунно-галечного в горах до песчано-гравийного и супесчаного на равнине. Напоры вод комплекса измеряются обычно десятками метров, на горных участках – от 0 до нескольких метров. Пьезометрическая и свободная поверхности залегают вблизи поверхности земли. Характерна, как правило, высокая водообильность отложений: удельные дебиты скважин – около 0,5-1,5 л/с, дебиты источников часто превышают 5 л/с (см. № 1,4,33,13). Минимальные модули подземного стока в конце зимней межени составляют 1,0-1,3 л/с км² (створы № 24,35). Минерализация вод 0,2-0,4 г/л; состав гидрокарбонатный преимущественно кальциевый.

5. *Водоупорный локально-слабоводоносный (водоносный) таликовый (субкриогенный) верхнеэоценово-раннеэоценовый ледниково-морской комплекс (gmN₂-I)* повсеместно распространен в равнинной части территории и широко развит в предгорьях. В первом случае он является таликовым, во втором – субкриогенным. Водоносность связана с прослоями и линзами песчано-супесчаного и гравийно-галечного материала. Дебиты источников менее 1 л/с (см. № 27). Воды напорные (десятки метров), пресные.

6. *Водоносный (локально водоупорный) таликовый локально надкриогенный верхнемеловой-палеогеновый терригенный комплекс (K₂-P_t)* распространен локально в северной части площади (распространение его и остальных рассматриваемых ниже стратонов показано на рис. 2). Водовмещающими являются опоки, песчаники, дресвяно-щебнистый материал. В последнем случае удельные дебиты скважин (№ 29) могут достигать 2 л/с. В части сложенной глинами и диатомидами комплекс является водоупорным, охваченным к тому же плейстоценовой (реликтовой) криолитозоной. Воды его в основном грунтовые и субнапорные; гидрокарбонатные кальциевые с минерализацией около 0,2 г/л.

7. *Водоносная (слабоводоносная) таликовая верхнепермская терригенная надугленосная надзона (P_{2t})* незначительно распространена в северо-западном углу листа. Выделена в связи с тем, что активно участвует в обводнении горных выработок шахт, вскрывающих подстилающую угленосную толщу. Водовмещающими в надзоне являются трещиноватые песчаники и алевролиты. По степени водообильности, гидравлическим и гидрохимическим характеристикам надзона схожа с угленосной надзоной (см. ниже).

8. *Водоносная (слабоводоносная) таликовая нижне-верхнепермская терригенная надзона* (P_{1-2t}) распространена там же, где и предыдущая. Ее значимость связана с промышленной угленосностью. Пластово-трещинные и трещинные виды приурочены к ритмично переслаивающимся песчаникам, гравелитам, алевролитам. Водоносность прослежена на глубину свыше 600 м. Наибольшая водоотдача характерна до глубин 120-150 м. Удельные дебиты скважин в этом интервале колеблются в диапазоне 0,1-0,5 л/с (скв. № 4). Водопритоки по отдельным шахтам колеблются в пределах 100-300 м³/час. Напоры вод изменяются, в зависимости от глубины, от нуля до многих сотен метров. В верхнем интервале разреза развиты преимущественно пресные гидрокарбонатные кальциевых, натриевых воды, ниже солоноватые.

9. *Водоупорная локально слабоводоносная таликовая нижнепермская терригенная надзона* (P_{1t^2}) развита в северо-западном углу листа. Основную часть разреза составляют алевролиты. Дебиты источников, в основном, до 1 л/с. Воды ультрапресные, гидрокарбонатные магниевые-кальциевые.

10. *Водоносная таликовая нижнепермская терригенная надзона* (P_{1t^1}) распространена там же, где и предыдущая. Характеризуется широким развитием в разрезе пачек песчаников и, соответственно, более высокой водообильностью: максимальные удельные дебиты скважин достигают 1, а местами и 4 л/с (скв. № 2,3). Величины водопроводимости составляют до 120-300 м²/сут. Коэффициент уронепроводности (пьезопроводности) – 10³-10⁵ м²/сут. Поэтому на эту надзону ориентировано хозяйственно-питьевое водоснабжение г. Инты. К ней приурочено Южноинтинское месторождение подземных вод (см. гл. 7). Дебиты водозаборных скважин, действующих на протяжении уже 25 лет, колеблются в пределах 240-1080 м³/сут при понижениях 10-48 м. Воды гидрокарбонатные магниевые-кальциевые с минерализацией 0,5-0,8 г/л.

На остальной части листа Q-41-XIX вследствие слабой изученности все нижнепермские терригенные надзоны показаны на гидрогеологической схеме нерасчлененными в составе водоупорной локально водоносной таликовой терригенной надзоны (C_3-P_{1t}).

11. *Слабоводоносная субкриогенная верхнекаменноугольно-нижнепермская флишево-терригенная надзона* (C_3-P_{1ft}) локализована в северо-восточной части площади. Водовмещающие прослои песчаников отличаются по сравнению с предыдущей надзоной более высокой степенью метаморфизма. Поэтому здесь характерны трещинные (а не пластово-трещинные воды). Водообильность надзоны, судя по данным на смежной с севера территории, невысокая, воды в основном гидрокарбонатные смешанного катионного состава.

12. *Водоносная субкриогенная нижне-верхнекаменноугольная карбонатная надзона* (C_{1-3c}) протягивается узкой лентой через центральную часть листа Q-41-XIX. Водоносность разреза обусловлена преобладанием в нем известняков и известняковых брекчий. Дебиты источников составляют 5-10, до 1500 л/с (№ 9,20,17). Высокая водообильность надзоны подтверждается и гидромет-

рическими данными конца зимней межени: минимальные модули подземного стока по створам №7,10, 3,1-3,2 л/с км². Воды надзоны гидрокарбонатные в основном магниево-кальциевые с минерализацией 0,2-0,3 г/л.

13. *Водоносная субкриогенная среднедевонско-верхнекаменноугольная карбонатная надзона (D₂-C₃c)* встречается небольшими «пятнами», в основном, в центральной части территории; сложена карбонатными породами. Не изучена. По аналогии с предыдущей надзоной предполагается ее значительная водообильность.

14. *Водоупорная локально водоносная субкриогенная нижнедевонско - верхнекаменноугольная карбонатно-терригенная надзона (D₁-C₃st)* распространена полосой на площади южной части границы между листами Q-41-XIX и XX. В преимущественно сланцевой толще пород надзоны присутствуют глинистые известняки, а также песчаники. Эти литологические разности обеспечивают умеренную, иногда – значительную, хотя и локальную водообильность разреза. Повышенная водообильность характерна также для зон разломов. Связь водопроявлений в этих случаях с жильными водами подтверждается как непосредственным их соседством с зонами разломов, так и значительными дебитами источников, до 20 л/с, в середине зимней межени, повышенной их температурой +0,4 : +0,6° в январе-марте, многочисленными полыньями, например, в нижнем течении р. Парнокаю (ист. № 21,22). Воды ультрапресные гидрокарбонатные кальциевые.

15. *Водоупорная локально водоносная субкриогенная нижнедевонско - нижнекаменноугольная карбонатно-терригенная надзона (D₁-C₁st)* протягивается в виде субширотной полосы в центральной части листа Q-41-XIX. По составу водовмещающих пород близка к предыдущей надзоне и, по видимому, - по своим гидрогеологическим характеристикам.

16. *Водоносная (слабоводоносная) субкриогенная нижне-среднедевонская терригенная надзона (D₁₋₂t)* занимает небольшую площадь в западной части территории. Сложена песчаниками, алевролитами, аргиллитами. Водообильность их умеренная: осенние дебиты источников до 5 л/с. Воды ультрапресные гидрокарбонатные кальциево-магниевые и магниево-кальциевые (ист. № 47).

17. *Водоупорная локально слабоводоносная субкриогенная силурийско - нижнекаменноугольная кремнисто-сланцевая надзона (S-C_{1j})* распространена: в виде небольших «пятен» в центральной части района. Сложена сланцами, фтанитами, силицитами. Дебиты даже групповых источников не достигают осенью 0,5 л/с, хотя местами и повышаются до 2 л/с (ист. № 14,18). Упомянутый групповой источник № 18, приуроченный к фронтальной части Хайминского покрова, содержит сероводород (который к моменту анализа улетучился), N₂ – 76%, CH₄ – 24%, а также Ar – 0,86% и He – 0,003%. Воды ультрапресные, гидрокарбонатные магниево-кальциевые и кальциевые.

18. *Водоносная субкриогенная среднеордовикско - нижнедевонская карбонатная надзона (O₂-D₁c)* занимает преобладающую площадь в юго-западной четверти территории. Надзону слагают

доломиты и известняки (в том числе и глинистые). Надзона характеризуется весьма значительной водообильностью: большинство источников имеют летний дебит в 10-20 л/с и выше, вплоть до 1800 л/с, сохраняя и зимой достаточно высокие расходы в 3-12 л/с (источники 45,23,37). На водораздельных участках развита, очевидно, мощная зона аэрации; об этом свидетельствует, в частности, почти полное отсутствие подземного стока с них в конце зимней межени (створ № 44). Минерализация вод в основном 0,2-0,3 г/л; состав гидрокарбонатный магниевый-кальциевый.

19. *Слабоводоносная локально водоносная субкриогенная среднеордовикско - нижнедевонская терригенно-карбонатная надзона (O₂-D_{1tc})* распространена небольшими участками в южной части территории. Сложена тонким переслаиванием алевроитистых известняков и сланцев. В целом, - маловодообильна: осенние дебиты источников, в основном, 0,5-1,0 л/с; дебиты скважин – до 1 л/с, удельный дебит – 0,02 л/с (скв. № 28). Однако, локально, в местах развития карбонатных пород у фронтальной части крупных надвигов, расходы источников могут превышать даже 100 л/с (ист. № 48). Минерализация вод 0,1-0,2 г/л, состав – гидрокарбонатный кальциевый.

20. *Слабоводоносная локально водоупорная субкриогенная нижне - верхнеордовикская терригенная надзона (O_{1-3t})* занимает обширную площадь в западной части листа Q-41-XX. Водоносность связана с алевропесчаниками в сланцево-алевролитовой, филлитовой толще. Осенние дебиты источников находятся в диапазоне 0,2-2 л/с; практически таковы же и расходы выработок (ист. № 15, 19; скв. № 11, 43). Однако, минимальный зимнемеженный модуль подземного стока может достигать 1,5 л/с км² в случаях дренирования гидросетью обводненных фронтальных участков крупных тектонических покровов (створ № 31). Воды имеют минерализацию около 0,05 г/л, гидрокарбонатный кальциево-натриевый, натриево-кальциевый состав.

21. *Водоносная (слабоводоносная) субкриогенная нижнеордовикская терригенная надзона (O_{1t})* располагается в юго-западном «углу» площади. Сложена конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами. Замеренные дебиты источников (№ 38), равные 2-3 л/с, повидимому, не в полной мере отражают водоотдачу пород. Ничтожное же, менее 0,1 л/с км² (створ 44), значение модуля подземного стока обусловлено, полагаем, глубоким залеганием грунтовых вод в среднегорье, и потому – слабым дренированием надзоны отрицательными формами рельефа. Минерализация вод 0,1-0,2 г/л, состав гидрокарбонатный кальциевый.

22. *Слабоводоносная локально водоупорная субкриогенная верхнекембрийско - верхнеордовикская вулканногенно-терригенная надзона (Є₃-O_{3vt})* развита в юго-восточной части территории. Ее составляют алевролиты, сланцы, базальты, риолиты, габбро, плагиограниты. Фоновые значения расходов источников (№ 34) измеряются сотыми - первыми десятками долями л/с. И лишь в зонах крупных надвигов дебит возрастает до 10 л/с (ист. № 16); на дренирующих их водосборах мини-

мальный зимнеженный модуль подземного стока достигает 1 л/с км² (створ № 32). Минерализация вод 0,02-0,03 г/л, состав гидрокарбонатный натриево-кальциевый и кальциево-натриевый.

23. *Водоупорная локально слабоводоносная субкриогенная верхневендско - кембрийская габброамфиболитовая надзона (V₂-Є_{ga})* распространена на крайнем востоке южной части района. Ее слагают габброамфиболиты, гипербазиты, глаукофаниты, зеленые сланцы. Дебиты источников измеряются первыми десятичными долями л/с. Минерализация вод до 0,05 г/л, состав гидрокарбонатный кальциево-натриевый.

24. *Водоупорная локально слабоводоносная субкриогенная верхнерифейско - нижнекембрийская интрузивно-вулканогенная надзона (R₃-Є_{iv})* локализована в юго-восточной части территории. Представлена метаэффузивами, гранитами, габбро. Дебиты источников не превышают первых десятых долей л/с (№ 26). Минерализация вод около 0,05 г/л, состав гидрокарбонатный, смешанный катионный, с преобладанием кальция.

Особо следует отметить линейные гидрогеологические объекты – зоны тектонических разломов. При характеристике площадных объектов неоднократно подчеркивалась обусловленность резкого повышения водообильности разреза на участках развития указанных зон. Дополним изложенное в части гидрогеологической роли зон региональных разломов, пресекающих площадь. Минимальный зимнеженный модуль подземного в бассейне верхнего течения р. Парнокаю равнялся в 1985 г. 0,7 л/с км²; на участке пересечения рекой подошвы Хайминского надвига возрос до 7,6; ниже по течению снизился до 2,0 л/с км². В верховье Лемвы, где этот же надвиг проходит вдоль долины, величина аналогичного модуля составила в марте 1986 г. 7,8 л/с км², а непосредственно ниже по течению – 2,8 л/с км² [159], [191]. У подошвы Верхнепарнокского надвига минимальный зимнеженный модуль подземного стока равен 1,4 л/с км² (створ № 46). Показательно, что непосредственно выше от него по течению реки модуль равнялся нулю. Резкое увеличение минимального зимнеженного модуля зафиксировано и у подошвы Грубеинского надвига.

Анализ приведенных характеристик гидрогеологических объектов позволяет наметить наиболее перспективные из них для целей хозяйственно-питьевого водоснабжения. На равнине это - P_{1t}¹ надзона, в предгорьях - C_{1-3c} надзона, в низкогорье – O₂-D_{1c} надзона и aIII-H комплекс, повсеместно (в том числе, в среднегорье) – a₁, l, amN₂-Q₂ комплекс. В центральной части территории, на площади сближения зон региональных надвигов, весьма перспективны также трещинно-жильные воды упомянутых и оперяющих их зон.

10. ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА РАЙОНА

В пределах территории листов выделяются ландшафты 10 типов, относящихся к 4 подотделам: горному кряжу, низким предгорьям, равнинам платформенной области и долинам рек. Район

работ располагается в области многолетнемёрзлых пород (ММП), распространение которых охарактеризовано в гл. 9. Климатические особенности района и контрастность геоморфологического строения территории обуславливают высотную поясность ландшафтных подразделений, типов почв и растительности, отвечающих смене природных условий от горной тундры до северной тайги. Поэтому природно-климатические условия площади характеризуются контрастными объемами фитомассы (от 1500 ц/га в зоне лесов до практически полного отсутствия в горнотундровых и гольцовых ландшафтах), содержаниями гумуса в почвах от 3,8% в равнинных ландшафтах до 0,8% в горной тундре, низким потенциалом загрязнения атмосферы (штилей 10-20%), избыточной влажностью, преобладанием денудационных ландшафтов со скальными породами в горной части и аккумулятивных ландшафтов с песчано-суглинистыми породами в равнинной части территории.

Основная часть территории относится к площадям с практически ненарушенными естественными ландшафтами, слабое техногенное воздействие на которые связано с проведением геологических исследований, поисковая стадия которых включала горно-буровые работы. В настоящее время юго-западная часть территории входит в состав национального природного парка «Югыд-ва», хозяйственная деятельность в пределах которого ограничена.

Техногенными объектами, с деятельностью которых на площади связаны значительные нарушения геологической среды, являются шахта „Интинская“, пос. Южный, ст. Верхняя Инта, железнодорожная магистраль Котлас-Воркута, разработки россыпей золота в бассейне р. Кожим (1979-1989 г.г.) и открытая добыча марганцевых руд на Парнокском месторождении (с 1993 г.).

Ниже приводится краткая характеристика природных и техногенных ландшафтов, при этом опускается описание общих морфо-генетических особенностей природных ландшафтов, изложенное в легенде к схеме эколого-геологических условий. Основное внимание уделяется описанию экзогенных геологических процессов (ЭГП) и мерзлотных условий. Последние характеризуются по материалам отчетов Обермана Н.Г. и др. [10, 12].

Природные ландшафты

Горы западного и восточного склонов Приполярного Урала (1). Ландшафт распространен на юго-востоке вдоль линии Главного Уральского водораздела и на юго-западе (хр. Зап. и Вост. Саледы, Малды-Нырды). Характеризуется сплошным и прерывистым распространением ММП. Мощности мерзлых пород изменяются в пределах 300-700 м, температуры пород от минус 3 до -5°. Хребты наиболее охлаждены при крутизне склонов более 15-20°. Мощность сезонно-талого слоя (СТС) зависит от высотных отметок, экспозиции склонов, мощности и состава рыхлых отложений, снежного покрова. В рыхлых отложениях СТС изменяется от 2 до 8 м; в скальных породах, обладающих повышенной теплопроводностью, СТС – от 3-4 м до 9 м. Основными ЭГП являются крио-

генные, гравитационные, выветривание. Степень пораженности ЭГП составляет 25-50%. Поэтому геодинамическая устойчивость ландшафта низкая. Геохимическая устойчивость - высокая.

Водораздельные поверхности и склоны высоких предгорий западного склона Приполярного Урала (2). Ландшафт окаймляет вышеописанный. Распространение ММП несплошное, мощности мерзлых пород 50-200 до 300 м; температуры – от 0-0,5° до минус 2°. Крутые наветренные склоны отличаются более низкими температурами. Породы на них охлаждаются за счет различий в экспозиции склонов на 1-2°, наветренности – до 1°. Талые породы имеют температуру до +0,5° Водущими ЭГП являются криогенные (солифлюкция, пучение, курумообразование). Пораженность ландшафта ЭГП – от 25 до 50%, в связи чем геодинамическая устойчивость ландшафта оценивается как низкая. Геохимическая устойчивость - высокая.

Водораздельные поверхности и склоны предгорий восточного склона Приполярного Урала (3). Преобладающими ЭГП являются гравитационные и криогенные (курумообразование, осыпи, солифлюкционные формы). Пораженность ЭГП до 5-25%. Геодинамически ландшафт малоустойчив, геохимическая устойчивость ландшафта высокая.

Холмисто-увалистые, холмисто-грядовые участки денудационной низкой предгорной равнины (4). Ландшафт представлен плоскими вершинами и пологими склонами, характеризуется островным распространением ММП. Мощности мерзлых толщ до 50-200 м, температуры пород: мерзлых – от 0° до минус 0,5° (местами до –1°), талых – от +0,5° до +2°. Ведущие экзогенные процессы связаны с действием подземных вод, основным из которых является карст, который особенно широко проявляется в виде карстовых воронок на междуречьях р.р. Кожим-Лемва. Степень пораженности ландшафта карстом составляет до 25-30%. Геодинамическая устойчивость ландшафта средняя. Геохимическая устойчивость - высокая.

Грядово-холмистые участки ледниковой аккумуляции (5) распространены локально в горных долинах. Развитие ММП – островное, температура пород на подошве слоя годовых теплооборотов (СГТО) изменяется в пределах от –0,5° до +2°. ЭГП (5-25%) развиты в пределах СТС и представлены пучением каменного материала и солифлюкцией. Поэтому геодинамически ландшафт малоустойчив, геохимическая устойчивость – средняя (в виду развития суглинистых пород).

Плоско-увалистые участки расчлененного рельефа низких предгорий (6) характеризуются пологими протяженными склонами. Распространение ММП островное, подошва мерзлых толщ залегает на глубинах до 75 м (местами до 100-150 м). ЭГП представлены карстом и локально – термокарстом, термоабразией, солифлюкцией. Степень пораженности ландшафта ЭГП в пределах 5-25%. Геодинамическая устойчивость, в целом, средняя, за исключением части с положительными температурами, где она оценена как высокая. Геохимическая устойчивость средняя.

Волнистая, плоско-холмистая залесенная и заболоченная аккумулятивная предгорная равнина Предуралья (7). Для ландшафта характерны заболоченные депрессии и котловины с плоскобугристыми торфяниками и накоплением озерных, озерно-болотных суглинков, глин, песков, торфа мощностью до 5 м. Характерно островное(по площади) и прерывистое (слоистое – по вертикали) распространение ММП. Мерзлые массивы имеют мощность 10-50 м (в среднем 25 м). Температуры пород на подошве СГТО изменяются от $+0^{\circ} \dots +3^{\circ}$ до $-0^{\circ} \dots -1^{\circ}$. Основными ЭГП являются заболачивание и криогенные процессы. В результате температурных деформаций в сезонно- и многолетнемерзлых породах, протаивания верхних горизонтов ММП и подземных льдов, происходит морозобойное растрескивание грунтов, образование бугров пучения, термокарстовых озер, термоабразия береговых линий озер. Заболачивание и торфонакопление обеспечивают благоприятные условия для активизации пучения и новообразования ММП. Геодинамическая устойчивость ландшафта, в целом, - средняя. Заболоченные участки в его пределах с плоскобугристыми торфяниками геодинамически неустойчивы. Геохимическая устойчивость из-за широкого развития процессов заболачивания оценивается как низкая.

Плоская и слабоволнистая аккумулятивная заболоченная равнина (8) развита в пределах Усинско-Лемвинской депрессии. Характеризуется островным и редкоостровным распространением ММП, мощность – 5-15 м (наибольшие значения на участках плоскобугристых торфяников). Температуры пород на подошве СГТО от $0 \dots -0,5^{\circ}$ до $+0,5 \dots +2^{\circ}$. Основными ЭГП являются заболачивание, термокарст и термоабразия. Степень пораженности ландшафта составляет 5-25%. По комплексу процессов геодинамическая устойчивость ландшафта - средняя, за исключением заболоченных малоустойчивых участков. По геохимическим критериям устойчивость - низкая.

Долинно-террасовый комплекс эрозионно-аккумулятивного рельефа (9). В равнинной части территории под руслами крупных рек развиты сквозные талики, в предгорьях – несквозные талики. Кровля ММП залегает на глубинах 10-100 м. Основные ЭГП связаны с эрозионной деятельностью водных потоков и проявляются в виде донной (глубинной) и боковой эрозии. Первая наиболее характерна для горных рек, вторая – для рек в предгорной и равнинной частях территории. Пораженность эрозионными процессами долин рек до 25-30%. Для отдельных отрезков долин рек предгорий характерно образование наледей (нередко крупных). Геодинамическая устойчивость данного вида ландшафтов оценивается как средняя, геохимическая устойчивость - низкая.

Техногенные ландшафты

Участки техногенно-нарушенного и техногенно-измененного рельефа в пределах ландшафта 8 (10а) сформировались и связаны с деятельностью промышленного (угледобывающая шахта „Интинская“), селитебного (пгт. Южный, ст. Верхняя Инта) и транспортного комплексов. Промплощадка шахты включает производственные здания, породные отвалы, шламонакопители,

пруды-отстойники, коммуникации и т.п. Техногенные отложения сложены аргиллитами, алевролитами, песчаниками, угольной крошкой, производственными и бытовыми отходами. Высота отвалов до 6-10 м и более. Работа шахты сопровождается сбросом значительных объемов сточных вод на рельеф и в водоемы. Территории пос. Южный и ст. Верхняя Инта представляют собой техногенный ландшафт с застройкой жилыми зданиями, сетью улиц и дорог с твердым покрытием и в насыпи, с централизованным тепло-энерго-водоснабжением. Структура почвенно-растительного покрова нарушена. Транспортный комплекс представлен железнодорожными путями, насыпными грунтовыми дорогами, автозаправочными станциями, гаражами, ремонтными и техническими службами. Дороги пересекают различные формы рельефа (водоразделы, склоны, долины водотоков), сопровождаются возведением насыпей, дамб, прокладкой траншей, дренажных канав. Подобные преобразования рельефа приводят к изменению направленности поверхностного стока, удалению растительного покрова, изменению мощности снежного покрова, что приводит к формированию отличного от естественных условий термовлажностного режима.

Участки техногенно-нарушенного рельефа в пределах ландшафта 9 (10б) расположены в пределах надпойменных террас р.р. Кожим, Балбанью, Лимбик, где представлены отработанными и законсервированными полигонами на россыпное золото с развитием техногенно-переотложенных пород (ТПП). Поверхность полигонов частично рекультивирована. ТПП представлены отсортированными грядами из валунов, гравия, гальки, разнозернистых песков; на некоторых полигонах сохранились котлованы-отстойники.

Участки техногенно-нарушенного рельефа в пределах ландшафтов 7 и 9 (10в) располагаются вдоль долины рч. Пачвож. Формирование техногенного ландшафта здесь связано с добычей марганцевых руд. Он включает карьеры, породные отвалы, рудные склады, дренажные канавы, жилые и производственные помещения. Мощности отвалов 3-6 м. Прилегающие естественные ландшафты также частично преобразованы – нарушена и изменена структура почвенно-растительного покрова, проложена сеть грунтовых дорог, засорены скоплениями старой техники, металлоконструкциями, строительным и бытовым мусором.

В целом, в результате воздействия на ГС существующих техногенных комплексов происходит нарушение сложившегося геохимического и геодинамического равновесия. Водоотлив, сопровождающий угледобычу, уменьшает запасы пресных вод. Нарушение режима поверхностного стока приводит к заболачиванию ландшафтов. Карбонатные породы подвержены карсту, кора выветривания и маломощный четвертичный чехол рыхлых отложений – термокарсту, которые обычно активизируются при техногенном изменении режима подземных вод. Нарушение сплошности растительного покрова и, особенно, полное его уничтожение на открытых участках способствует образованию перелетков мерзлых пород, а также активизации солифлюкционных процессов. В рай-

онах распространением ММП возможна активизация процессов протаивания мерзлых пород под отвалами. В то же время не исключается и новообразование ММП в наиболее благоприятных для этого условиях: при удалении снежного покрова, затенении поверхности и т.д.

Эколого-гидрогеохимическая характеристика ландшафтов. В формировании химического состава речных вод в пределах средне-, низкогорного класса ландшафтов (**1-3**) участвуют в основном метеорные воды (представленные жидкими и твердыми осадками) и подземные воды. Они взаимодействуют с горными породами ограниченное время из-за больших скоростей движения речных потоков. Породы промыты от легкорастворимых солей, поэтому поверхностные воды, в большинстве, имеют низкую минерализацию: в летнюю межень $0,04-0,06 \text{ г/дм}^3$, в зимний период она увеличивается до $0,1 \text{ г/дм}^3$, что объясняется увеличением доли подземной составляющей. Поверхностные и подземные воды горно-складчатых областей характеризуются хорошими питьевыми качествами, микрокомпоненты присутствуют в количествах, не превышающих ПДК. Для макрокомпонентов характерен следующий порядок их распределения: $\text{HCO}_3^- > \text{Cl}^-$; $\text{Mg}^{2+} > \text{Ca}^{2+} > \text{Na}^+$ или $\text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+} > \text{Na}^+$, воды ультрапресные. По отдельным источникам отмечается содержание бериллия в чрезвычайно опасной концентрации (ЧОК) от 1,5 до 7 ПДК (среднее значение около 4 ПДК), отклонения от нормативных значений водородного показателя (рН) в отдельных случаях составляют $-0,4 \div -1,7$ ПДК, величина окисляемости до 1 ПДК.

В пределах денудационного и аккумулятивно-денудационного классов ландшафтов (**4-6**) низких предгорий наиболее часто встречаются гидрокарбонатные речные и подземные воды группы Ca^{2+} и Mg^{2+} с минерализацией $0,05-0,15 \text{ г/дм}^3$, рН поверхностных вод равен 7,6; для подземных этот показатель изменяется от 4,9 (озерно-болотные воды) до 7,7. Поверхностные воды (ландшафты 5, 6) по отдельным водотокам (р.р. Бол. Инта, Бол. Надота, Балбанью и др.), дренирующим транспортные коммуникации умеренно опасны по содержанию нефтепродуктов (3-5 ПДК), ХПК (химическому поглощению кислорода) до 3 ПДК, радия (1,5-1,7 ПДК), отклонения от нормативных величин $\text{pH} = -0,2 \div -0,8$ единиц. Подземные воды четвертичного комплекса и терригенной формации в районе Парнокского месторождения загрязнены в концентрациях от умеренно опасной (УОК) до ЧОК нефтепродуктами (1,3 до 80-100 ПДК), железом (2-10 ПДК), бериллием (1,5 ПДК); превышение содержания марганца (до 6 ПДК), титана (1,7-2,9 ПДК) соответствует УОК этих элементов, отклонения от нормы по $\text{pH} = -1,3 \div 1,9$ ПДК, по окисляемости 6,4 ПДК.

На аккумулятивно-денудационной равнине (**ландшафт 7**) поверхностные воды гидрокарбонатные магниево-кальциевого состава, $M = \text{до } 0,05 \text{ г/дм}^3$. В УОК опасны по железу (2 ПДК), окисляемости (до 3 ПДК), $\text{pH} = -0,4$ единицы. Подземные воды морских, ледниково-морских отложений гидрокарбонатные кальциевые, $M = \text{до } 0,4 \text{ г/дм}^3$. В УОК иногда отмечается содержание бария (1,5 ПДК). Остальные микрокомпоненты присутствуют в количествах, не превышающих ПДК.

В пределах аккумулятивной залесенной и заболоченной равнины (**ландшафт 8**) поверхностные воды в естественных условиях, преимущественно, гидрокарбонатные (для болотных ландшафтов – хлоридные-гидрокарбонатные), катионный ряд представлен: $\text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+}$, в единичных случаях с преобладанием Mg^{2+} . Воды водотоков умеренно опасны по окисляемости (> 6.4 ПДК), а озерно-болотные воды отличаются, кроме того, повышенным содержанием железа (1,5-5 ПДК) и NH_4 (до 2 ПДК). Вблизи Интинского промрайона и транспортных коммуникаций установлено от УОК до ЧОК нефтепродуктов (3-6 до 70 ПДК), в УОК – марганца (3-6 ПДК) и ХПК (3-9 ПДК).

В долинно-террасовом комплексе выделяются два крупных речных бассейна – Лемвинский и Кожимский. В бассейне р. Лемвы поверхностные воды характеризуются гидрокарбонатным магниевым-кальциевым составом, ультрапресные ($M=0,05 - 0,2$ г/дм³), кислые и слабощелочные ($\text{pH}=6,3-7,7$). В ОК в них содержатся бериллий (2,5 ПДК) и нефтепродукты (13 ПДК), в УОК барий (7,5 ПДК), марганец (до 2 ПДК). Превышение ПДК по окисляемости равно 1,2 ПДК, по $\text{pH}=-0,2$ единицы. По бассейну р. Кожим воды аналогичного химического состава со средней минерализацией 0.15 г/дм³, с щелочной реакцией ($\text{pH}=7.7-8.0$). Воды характеризуются от УОК до ЧОК по нефтепродуктам (от 8 до 30-85 ПДК), умеренно опасны по Ра (3.4 ПДК), содержание кремния на уровне ПДК. В северо-западной части площади поверхностные воды характеризуются по р. Бол. Инта и ее притокам. Макрокомпонентный состав гидрокарбонатный, ряда Ca^{2+} и Mg^{2+} . Воды ультрапресные с $M=0.17-0.22$ г/дм³, реакция щелочная ($\text{pH}=7.5-8.0$). В ЧОК содержатся нефтепродукты (45-65 ПДК), в УОК радий (3.6 ПДК), отмечается повышенная мутность: 10-45 ПДК.

Загрязнение поверхностных вод в пределах техногенно-нарушенных территорий (**10а,б,в**) определяется в основном производственными и коммунально-бытовыми отходами, которые поступают в поверхностные объекты (реки, ручьи, озера, болота) или непосредственно, или после очистных сооружений. Поверхностные воды техногенных водоемов (пруды-отстойники, котлованы и т.п) и водотоков в пределах угледобычного комплекса имеют преимущественно гидрокарбонатно-сульфатный состав с преобладанием катионов натрия и магния. Аналогичный химический состав и в черте пос. Южный, но среди катионов преобладают кальций и магний. Воды обладают повышенной минерализацией (1,5-2,4 г/дм³), щелочной реакцией ($\text{pH}=7,0-8,2$). В микрокомпонентном составе повышены содержания Na^+ (1,5-2,7 ПДК), SO_4^{2-} (1,8-2,0 ПДК), сухого остатка (1,1-2,3 ПДК), жесткости общей (1,4-1,6 ПДК), окисляемости (1,3-6,4 ПДК). В микрокомпонентном составе отмечено содержание в ЧОК марганца до 29 ПДК (при среднем значении 11 ПДК). Поверхностные воды в ЧОК загрязнены нефтепродуктами (в среднем 80 ПДК, при аномальном в техногенном ручье-250 ПДК), содержание ХПК – до 13 ПДК (в среднем 7,5 ПДК).

Подземные воды селитебного ландшафта в водоносной таликовой зоне, сложенной терригенными породами нижней перми, имеют сульфатно-гидрокарбонатный и гидрокарбонатный состав,

катионы – Ca^{2+} и Mg^{2+} (в подземных водах гидроузлов пос. Южный и ст. Верхняя Инта – Na^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+}). Воды пресные, $M=0,6-0,9$ г/дм³, обладают щелочной реакцией ($\text{pH}=8,1-8,2$). Окисляемость составляет 1,2-2,0 ПДК, общая жесткость 1,1-1,6 ПДК. В УОК отмечается содержание нефтепродуктов (1,4-4,9 ПДК), ХПК (3,4-4,7 ПДК), в единичном случае тория-232 (1,2 ПДК), марганца (4,5-14,5 ПДК), в УО-бария (2-4 ПДК).

Поверхностные воды техногенно-нарушенных участков золотодобычных полигонов – гидрокарбонатные кальциевые и магниевые, ультрапресные ($M=\text{до } 0,2$ г/дм³), $\text{pH}=7,1-7,9$ (в единичном случае до 9,0 – в зимнюю межень по р. Балбанью). В техногенных водоемах повышено содержание взвешенных веществ (от 3-7 до 55 ПДК). В количествах от УОК до ЧОК воды содержат нефтепродукты (2,5-5,0 до 20-60 ПДК), в УОК-ОК – бериллий (1,2-2,4 ПДК), в УОК – барий, марганец (1,2 ПДК), радий (4,0-4,2 ПДК), фенолы (2,0-2,3 ПДК) и ХПК (1,8-2,4 ПДК), превышение по окисляемости составляет 1,5 ПДК.

На участке карьерной отработки марганцевых руд поверхностные воды хлоридно-гидрокарбонатные магниевые-кальциевые, $M=\text{до } 0,2$ г/дм³, содержание железа составляет до 10 ПДК, окисляемости 1,2 ПДК. Вода рч. Пачвож, ниже по течению от карьера, загрязнена техногенными нефтепродуктами в ЧОК до 160 ПДК. Подземные воды в районе месторождения, залегающие в терригенно-карбонатных породах ($\text{O}_2\text{-D}_1$) и в коре выветривания по ним гидрокарбонатные, $\text{Ca}^{2+}>\text{Mg}^{2+}$, $M=0,15-0,2$ г/дм³, обладают близкой к нейтральной и щелочной реакцией ($\text{pH}=6,8-8,0$). Воды содержат марганец: 7,5-15 ПДК, в УОК – молибден, титан- 1,5 ПДК, барий- 2 ПДК.

Эколого-геохимическая характеристика района. Три четверти территории листа относится к геологически открытым районам. Высокая степень ополоскованности способствовала выявлению многочисленных природных источников загрязнения геологической среды, представленных рудопроявлениями и геохимическими аномалиями, элементный состав которых отражает основные типы оруденения (марганцевое, полиметаллическое, медное и др). Распространение природных источников загрязнения по площади указывает на многоочаговый характер их распределения по всем литокомплексам в пределах ландшафтов (1-6), а также в донных отложениях опробованных водотоков. Природное геохимическое загрязнение почв естественных ландшафтов выражено повышенными содержаниями элементов всех классов токсичности. Максимальные концентрации (в единицах ПДК) наиболее распространенных элементов-загрязнителей первого класса токсичности достигают Pb (70), Zn (29), второго класса – Ni (38), Mo (17), Cu (15), Co (10), третьего класса – Mn (10), Ba (7). Донные отложения водотоков в ненарушенных ландшафтах наследуют элементы-загрязнители водосборных площадей, но максимальные концентрации элементов существенно ниже: Zn до 15 ПДК, Mn, Ag – 10, Ni – 4, Ba – 2 (участки Бетью, Мал. Надота).

Техногенное загрязнение почв и донных отложений Интинского промрайона (**10а**) максимально (в единицах ПДК): свинцом (100), Ni (50), Mn (7), Zn (6), Cu (3), органические вещества – нефтепродукты (46), фенолы (8), радиоактивные элементы (4 ПДК Sr⁹⁰). В связи с отсутствием геохимических данных по пойменно-русловому аллювию до начала работ на россыпи (**10б**) техногенное воздействие этапа их освоения можно охарактеризовать лишь косвенно. По данным спектрального анализа аллювиальных почв на участках золотодобычи Санавож, Железнодорожный, Левобережный содержания многих элементов в суглинках выше, чем в песках. Поэтому при вымывании суглинков с техногенных объектов в твердом стоке вероятно увеличение содержаний Zn в 1,7 раз; Cu, Pb, Ni, V – 1,4-1,5 раза; Ga, Sc в 1,4 раза. В пределах площади Парнокского месторождения (**10в**) повсеместно отмечаются повышенные содержания Mn, Pb, Ba, максимальные концентрации которых достигают соответственно 10, 5, 5 ПДК.

На основании вышеизложенного выделены площади с благоприятной, удовлетворительной и напряженной эколого-геологической обстановкой. Как благоприятная эколого-геологическая обстановка оценена в пределах ландшафтов 3, 6, 7, 8, 9 (за исключением районов с природными геохимическими аномалиями и интенсивно заболоченных участков, которые отнесены к районам с удовлетворительной оценкой). В пределах ландшафтов 1, 2, 5 эколого-геологическая обстановка оценена как удовлетворительная (в виду широкого развития неблагоприятных ЭГП, наличия природных геохимических аномалий). Эколого-геологическая обстановка в промышленной зоне г. Инты, в районе Парнокского месторождения и на участках отработки россыпей в свете вышеприведенных данных оценивается как напряженная.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате выполненных работ по ГДП-200 листов Q-41-XIX, XX составлен полный комплект необходимых карт, объяснительная записка и поясняющие рисунки к ней. Все материалы представлены в электронном виде.

В связи с принятием новой легенды Полярно-Уральской серии листов на геологической карте выделены конкретные картируемые литокомплексы: серии, свиты, толщи. Благодаря использованию материалов ГС-50 и ГДП-50, многочисленных поисковых, поисково-оценочных и разведочных работ, геофизических работ, материалов дистанционных съемок, тематических исследований, а также собственных полевых работ авторов значительно уточнено геологическое строение территории листов, составлен уточненный кадастр месторождений и проявлений полезных ископаемых, обобщены и уточнены прогнозные оценки по всем видам полезных ископаемых. За счет использования геофизических материалов снят покров четвертичных отложений с северной части листа Q-41-XIX. По имеющимся геологическим и геофизическим материалам более полно рас-

шифровано складчато-надвиговое строение Лемвинского аллохтона с выделением отдельных покровов и их пакетов. Впервые дана оценка геоэкологической ситуации.

Соотношение показанных на геологической карте достоверных и предполагаемых границ отвечает требованиям кондиционности.

Полезные ископаемые, по сравнению с картой первого поколения, пополнены промышленными месторождениями марганца, подземных вод, строительных материалов, минеральных пигментов, промышленными и непромышленными россыпями золота, проявлениями железа, марганца, кобальта, никеля, меди, золота, серебра, урана, германия, фосфоритов, пунктами кобальт-никелевой минерализации с платиной, вольфрама, ванадия. Выделены многочисленные структуры благоприятные для локализации природного газа. На основании рекомендаций данных в процессе проведения ГДП-200 в настоящее время ведутся оценочные работы на коренное золото в районе Лемвинского рудопроявления.

К наиболее перспективным для проведения поисковых и оценочных работ следует отнести структуры, перспективные на природный газ, первым этапом которых должно стать бурение параметрических скважин в пределах Нерцетского паравтохтона и Лемвинского аллохтона для уточнения интерпретации сейсмики. Определенный поисковый интерес представляют прогнозные ресурсы урана и полиметаллов, на которых рекомендуется постановка оценочных работ после предварительной геолого-экономической оценки прогнозных ресурсов. Прогнозные ресурсы золота мелких россыпепроявлений района приобретают значение только при разворачивания золотодобычи на известных крупных россыпных месторождениях. При этом в качестве одной из наиболее перспективных рассматривается делювиальная россыпь участка Лемвинский, которую целесообразно оценить одновременно с проведением оценочных работ на коренное золото. Прогнозные ресурсы песчано-гравийных смесей могут быть востребованы в случае разворачивания поисково-разведочных работ на газ и при строительстве магистрального газопровода Ямал-Центр.

Остальные виды полезных ископаемых на территории листов к настоящему времени или уже полностью оценены, разведаны и находятся в промышленной эксплуатации (уголь, марганец, подземные воды) или в современных экономических условиях не представляют промышленного интереса вследствие низких содержаний и незначительных параметров оруденения и поэтому не могут быть рекомендованы для постановки поисковых работ.

Несмотря на дискуссионность отнесения пунктов сульфидной минерализации установленных при ГДП-200 в восточной части территории листа Q-41-XIX к серноколчеданной и медноникелевой формациям, своеобразие проявлений раннепалеозойского магматизма в этом районе, наличие следов подводной гидротермальной деятельности и другие признаки позволяют авторам поставить вопрос о возможном более широком развитии в полосе кокпельской metabазальтовой

формации медноколчеданного оруденения кипрского типа и медноникелевого (с платиной) оруденения в тяготеющих к ней расслоенных силлах орангъюганско-лемвинского комплекса. В связи с этим необходимо обратить на данную проблему более пристальное внимание при проведении ГДП и ППР-200 на прилегающих с севера и юга листах.

Также к числу дискуссионных вопросов относятся обоснованность выделения 3 фазы лемвинского габбро-гранитового комплекса, генезис и время формирования уранового оруденения в пределах Лемвинского массива, отнесение к лемвинскому комплексу риолитовых тел и окружающих их кислых вулканогенных образований к верхнемолдвожской подсвите в среднем течении р. Л. Грубею, принятый возраст кершорского комплекса, генезис и возраст картируемых стратогенов плиоцена и эоплейстоцена, возраст кор выветривания района.

К неполностью решенным следует отнести вопросы формационной и геодинамической интерпретации дзеляюского ультрамафит-метагабброноритового комплекса.

К числу вопросов, которые не удалось решить при проведении ГДП-200, относятся обоснование возраста хоймадвожской толщи, кокпельской свиты, молдшорской свиты, верхней подсвиты харбейшорской свиты, усть-балбаньюской толщи.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

а) опубликованная

1. Антошкина А.И. Нижнепалеозойские рифогенные комплексы Приполярного Урала. //Литология карбонатных пород севера Урала, Пай-хоя и Тимана: Тр./Уро АН СССР. Коми научн. центр, Ин-т геологии, Вып.67, Сыктывкар. 1988, с. 22-31.
2. Антошкина А.И., Афанасьев А.К., Безносова Т.М. Новая стратиграфическая схема верхнего ордовика и силура севера Урала. Серия препринтов "Научные доклады", вып. 206, Уро АН СССР. Коми научн. центр, Ин-т геологии, Сыктывкар. 1989, 13 с.
3. Антошкина А.И. Литолого-палеогеографические особенности позднеордовикских рифов Печорского Урала. //Литология и геохимия осадочных формаций Северо-Востока европейской части России. Тр. /Уро АН СССР. Коми научный центр, Институт геологии, Вып. 79, Сыктывкар, 1992, с. 20-33.
4. Аминов Л.З., Белонин М.Д., Боровинских А.П. и др. Нефтеперспективные объекты Республики Коми (Геолого-экономический анализ), Ухта, 1999.
5. Апельцин Ф.Р., Бородаевская М.Б. Принципы прогноза и оценки месторождений полезных ископаемых. М.: Недра, 1984.
6. Астахов В.И., Мангеруд Я., Свенсен Ю.И. О возрасте последнего ледникового покрова Русской Арктики. //Тезисы Всероссийского совещания «Главнейшие итоги в изучении четвертичного периода и основные направления исследований в XXI веке», СПб, 1998, 8 с.
7. Беляков Л.Н., Ипатов А.А., Степанов Ю.В. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Северо-Уральская. Лист Q-41-XIII. М., 1973.
8. Белякова Л.Т., Гильденблат В.С. Геологическая карта СССР. Масштаб 1:200 000. Лист Q-41-XXV. М., 1980.
9. Войновский-Кригер К.Г. Ордовик Лемвинской структурно-фациальной зоны (западный склон Полярного Урала). Бюлл. МОИП, отд. геол., 1960, т.35, вып.3, с. 51-62.
10. Войновский-Кригер К.Г. Очерк тектоники Лемвинской фациально-структурной зоны (западный склон Полярного Урала). Бюлл. МОИП, отд. геол., 1966, т.41, вып.4, с. 5-29.
11. Войновский-Кригер К.Г. Очерк тектоники Лемвинской фациально-структурной зоны (западный склон Полярного Урала). Бюлл. МОИП, отд. геол., 1967, т.42, вып.3, с. 5-25.
12. Гессе В.Н. Геологическая карта СССР. Масштаба 1:200 000. Серия Северо-Уральская. Лист Q-41-XV. М., 1967.
13. Гессе В.Н. Геологическая карта СССР. Масштаба 1:200 000. Серия Северо-Уральская. Лист Q-41-XVI. М., 1970.
14. Гессе В.Н., Водолазский А.И., Гранович И.Б., Дашкевич Г.И., Савельев А.А. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Северо-Уральская. Лист Q-41-XXI, М., 1981.
15. Гессе В.Н., Дашкевич Г.И. Геологическая карта СССР. Масштаба 1:200 000. Серия Северо-Уральская. Лист Q-41- XIV, М., 1987.
16. Голубева И.И., Махлаев Л.В. Интрузивные пирокластиты севера Урала (туффизиты, эксплозивные брекчии, валунные дайки, псевдоконгломераты).-Сыктывкар: Коми научн. Центр Уро РАН, 1994, 98 с.
17. Грибанов Б.В. и др. Геологическая карта СССР. Масштаб 1:200 000. Лист Q-40-XXIV. М., 1974.
18. Дембовский Б.Я., Дембовская З.П., Ключина М.Л., Наседкина В.А. Ордовик Приполярного Урала. Геология, литология, стратиграфия. Свердловск: УрО АН СССР, 1990.
19. Дембовский Б.Я., Дембовская З.П., Ключина М.Л., Наседкина В.А. Ордовик Приполярного Урала. Палеонтология. Свердловск: УрО АН СССР, 1991.
20. Денисенко В.К. Стратиформные редкометалльные месторождения. Л.: Недра, 1986.
21. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.Ию., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990, Кн.1., 326 с.
22. Елисеев А. И. Карбон Лемвинской зоны Полярного Урала. Л.: Наука, 1973.
23. Канев Г.П., Колода Н.А. Палеонтологическая характеристика угленосных отложений Печорского бассейна. Сыктывкарский палеонтологический сборник, №4, /Труды ИГ КНЦ УрО РАН, вып.102/, Сыктывкар, 2000, с. 73-83.
24. Костюченко С.Л. Структура и тектоническая модель земной коры Тимано-Печорского бассейна по результатам комплексного геолого-геофизического изучения. // Тектоника и магматизм Восточно-Европейской платформы. Материалы международного совещания «Внутриплитная тектоника и геодинамика осадочных бассейнов» (Опалиха, 12-15 мая 1993 г.), М., 1994, с. 121-133.
25. Крапивнер Р.Б. Новейшие отложения и основные черты новейшей тектоники бассейна р. Печоры (на участке между устьями р.р. Щугор Цильма). Автореферат канд. дисс., М., 1967.
26. Крапивнер Р.Б. Стратиграфия новейших отложений бассейна р. Печоры от Камо-Печоро-Вычегодского водораздела до устья р. Цильмы. /Вопросы стратиграфии и корреляции плиоценовых и плейстоценовых отложений северной и южной частей Предуралья. Уфа, 1976.
27. Кузкова Н.Н., Михайлова З.П., Чермных В.А. и др. Опорный разрез нижней перми р. Кожим. //Сер. препринтов "Научные доклады", 1980, вып. 58, 53 с.

28. Кулындышев В.А., Приходько В.С. и др. Основные типы рудных формаций. М.: Наука, 1984.
29. Лидер В.А. Четвертичные отложения Урала М.: Недра, 1976, 143 с.
30. Львов К.А. Стратиграфия протерозоя и нижнего палеозоя Приполярного и Полярного Урала. //В сб. статей по геологии Арктики. Вып. 11. Тр. НИИГА. т.105. Л., 1959. с. 51-61.
31. Мельников С.В. Конодонты ордовика и силура Тимано-Североуральского региона. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1999, с. 136.
32. Миклухо-Маклай А.Д. Геологическая карта СССР масштаба 1: 200 000. Серия Северо-Уральская. Лист Q-41-XIX. М., 1962.
33. Миклухо-Маклай А.Д. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Северо-Уральская. Лист Q-41-XX, М., 1972.
34. Миронов А.Г., Ножкин А.Ф. Золото и радиоактивные элементы в рифейских вулканогенных породах и про-дуктах метаморфизма. Новосибирск. Наука, 1978.
35. Оберман Н.Г. Схема гидрогеологического районирования Европейского Севера СССР. - В кн.: Геокриология СССР. Европейская территория СССР. М.: Недра, 1988, 221 с.
36. Объяснительная записка к стратиграфическим схемам Урала (докембрий, палеозой). Материалы и решения IV Уральского межведомственного стратиграфического совещания (Свердловск, 1990), Екатеринбург, 1994, 152с
37. Олыкайнен А.М., Шуреков Н.А. Угольные месторождения Интинского района (Печорский бассейн). Инта, 1997.
38. Опорные разрезы пограничных отложений силура и девона Приполярного Урала. (Путеводитель полевого семинара). Сыктывкар, 1983, 104 с.
39. Опорные разрезы верхнего ордовика и нижнего силура Приполярного Урала. Сыктывкар, 1987, 94 с.
40. Орешкина Т.В., Алексеев А.С., Смирнова С.Б. Мел-палеогеновые отложения Полярного Предуралья: биостратиграфические и палеогеографические аспекты. Урал: фундаментальные проблемы геодинамики и стратиграфии. ГИНРАН. М., 1998, с. 183-192.
41. Першина А.И., Цыганко В.С., Щербаков Э.С., Боринцева Н.А. Биостратиграфия силурийских и девонских отложений Печорского Урала. Л.: Наука, 1971, 130 с.
42. Першина А.И., Рассказова Н.Б. Малотавротинская свита верхнего ордовика Приполярного Урала // Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР. Ежегодник ИГ Коми ФАН СССР, Сыктывкар, 1977, с. 29-33.
43. Потапова Т.А. Высокобарические метабазиты Западно-Войкарской зоны (Полярный Урал). Автореферат канд. дис., Свердловск, 1990.
44. Прямоносков А.П. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000 (издание второе). Серия Полярно-Уральская. Лист Q-41-XII (в печати).
45. Путеводитель экскурсии на пермские отложения по р.Кожим. Москва, 1995, 45 с.
46. Пухонто С.К. Кунгурский ярус в Печорском угольном бассейне. //Проблемы эволюции пермской морской биоты: Тез. докл. Междунар. симпозиума. М., 1995, с. 34-35.
47. Пучков В.Н. Батитальные комплексы пассивных окраин геосинклинальных областей. М.: Наука, 1979, 257 с.
48. Раабен М.Е. Стратиграфия древних свит Полярного Урала. Стратиграфия древних свит и тектоническое строение северной оконечности Приполярного Урала. М., 1959.
49. Ротай А.П. Угленосные районы правобережья р. Косью (Печорский бассейн). Инта, 1947.
50. Руководство по оценке прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых. М.: Изд-во МинГео СССР, 1982.
51. Рундквист Д.В. Критерии прогнозной оценки территорий на твердые полезные ископаемые. Л.: Недра, 1978.
52. Салдин В.А. Новые данные по стратиграфии верхнепалеозойских отложений Лемвинской зоны Урала. //ДАН РАН, 1993, т.332, N 4, с. 476-478.
53. Сигов А.П., Шуб В.С., Гузовский П.А. и др. Комплексное геолого-геоморфологическое картирование Урала с целью поисков гипергенных полезных ископаемых. Изд-во Саратовского университета, 1968.
54. Сигов А.П., Шуб В.С., Вербицкая Н.П. и др. Объяснительная записка к геоморфологической карте Урала. Свердловск, 1981, с. 229.
55. Смирнов В.И. Рудные месторождения СССР. М.: Недра, 1974.
56. Соболева А.А. Риолит-гранитная вулканоплутоническая ассоциация на западном склоне севера Урала. //Тезисы докладов Всероссийского совещания "Гранитоидные вулк.-плут. ассоц.", Сыктывкар, 1997.
57. Соболева А.А. Новые данные по вулканитам и гранитам севера Урала // Магматизм и геодинамика. Ек., Уро РАН, 1998, с. 108-118.
58. Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). МСК, Екатеринбург, 1993.
59. Трондземиты, дациты и связанные с ними породы. Пер. с англ. // Под ред. Ф. Баркера. М.: Мир, 1983. 488 с.
60. Угленосная формация Печорского бассейна. Л.: Наука, 1990, 176 с.
61. Цыганко В.С. Стратиграфия и корреляция нижнедевонских терригенных отложений на Приполярном Урале и юге поднятия Чернышева //Геология Европейского севера России, ИГ КНЦ Уро РАН, Сыктывкар, 1997, с. 54-62.
62. Цымбалюк А.В., Мезенцев М.П. Геологическая карта СССР. Масштаб 1:200000. Лист Q-41-XXVI. М., 1975.
63. Черных В.А. Выделение нортнической свиты на Полярном Урале //Изв. Коми фил. ГО СССР, 1967. №11, с. 132-137.

64. Чермных В.А. Стратиграфия карбона севера Урала. Л.: Наука, 1976, 303 с.
65. Шилов Н.А. Основы учения о россыпях. М.: Недра, 1985.
66. Шишкин М.А. Тектоника юга Лемвинской зоны (Полярный Урал). //Геотектоника, 1989, N 3, с. 86-95.
67. Шишкин М.А. Стратиграфия харотской свиты на юге Лемвинской зоны (Полярный Урал).//Новые данные по геологии Урала, Западной Сибири и Казахстана. Инф.материалы УРО АН СССР. Свердловск. 1990, с. 25-37.
68. Шишкин М.А., Герасимов Н.Н. Парнокское железо-марганцевое месторождение (Полярный Урал)// Геология рудных месторождений, 1995. Том.37. №5, с. 445-456.
69. Шуб В.С. Древние поверхности выравнивания и некоторые закономерности формирования рельефа Урала. Вып. 2. М.: Недра, 1971, с. 20-29.
70. Шувалов Ю.М. и др. Промышленные типы урановых месторождений и методика их поисков. Л.: Недра, 1984.
71. Шуреков Н.А. Пермские угленосные отложения юга Печорского бассейна. Казань, 1976, 151 с.
72. Юдин В.В. Орогенез севера Урала и Пай-Хоя. Екатеринбург. Наука. 1994, 285 с.
73. Юдович Я.Э., Шишкин М.А., Лютиков Н.В., Кетрис М.П., Беляев А.А. Геохимия и рудогенез черных сланцев Лемвинской зоны, Сыктывкар, 1998.
74. Яхимович В.Л. и др. Опорный магнитостратиграфический разрез верхнего плиоцена Тимано-Уральской области (гряды Гамбурцева и Яранмусюр). Уфа, 1992.
75. Яхимович В.Л., Зархидзе В.С., Афанасьева Т.А. Геологические события позднего плиоцена в области северных и южных морей (на примере Каспийского и Баренцево-морского бассейнов). Геологическая история Арктики в мезозое и кайнозое. Книга II. СПб, 1992, с. 56-59.
76. Mannik P., Antoshkina A., Beznosova T. The Llandovery-Wenlock boundary in the Russian Arctic. Proc.of the Est. Acad. of Sciens, Tallin, 2000, №49/2, p.104-111.
77. Pan-Arctic Palaeozoic Tectonics, Evolution of basins and Faunas. Subpolar Urals Field Trip Guidebook. Syktyvkar, 2000.
78. Remisov D.N. & Pease V.L.. Protolith ages of Dzel'ayu island arc complex and their tectonic significance // In: TIMANIDES: VENDIAN OROGENY ALONG THE EASTERN MARGIN OF THE EAST EUROPEAN CRATON. (in press).

б) фондовая

79. Акимов Л.В., Попов С.Ю., Исаенко Ю.Г. Отчет по результатам проведения детальной разведки левобережной россыпи устья р.Балбанью (линия 1208 р.Кожим - линия 24 р.Балбанью.). Интинская ГРЭ, п.Кожим, 1983, 113с
80. Акимов Л.В., Водолазская В.П. и др. Отчет по результатам проведения геологоразведочных работ по объекту: "Детальная разведка россыпей золота на участках Таврота, Орлиный, Лимбек". Интинская ГРЭ, п.Кожим, 1983, 133 с.
81. Акимов Л.В., Бойчевский Г.И. Отчет по результатам проведения детальной разведки на россыпное золото в долине ручья Безымянный. Инта, 1985.
82. Акимов Л.В., Бойчевский Г.И., Назарова Ю.В. Детальная разведка месторождения Таврота. Отчет о результатах разведочных работ и пересчета запасов, проведенных в 1981-1988гг. на месторождении россыпного золота Таврота в бассейне р.Кожим. Интинская ГРЭ, Инта, 1988.
83. Акимов Л.В., Бойчевский и др. Детальная разведка месторождения Балбанью. Отчет о результатах разведочных работ и пересчете запасов, проведенных Интинской ГРЭ в 1981-1988гг. на месторождении россыпного золота Балбанью, в бассейне р.Кожим. Инта, 1988.
84. Астахов В.И. Разработать методику интерпретации аэрокосмических данных, получаемых системами дз нового поколения, при геологическом картировании поверхностных отложений масштаба 1:200 000 в закрытых районах Европейской Арктики. Отчет по договору №19. Санкт-Петербург, 1998.
85. Афанасьев А.К. и др. Отчет по объекту: "Производство групповой геологической съемки масштаба 1:50 000 на западном склоне Приполярного Урала на территории листов Q-40-83-Г; 84-В, Г; 95-Б, Г; 96-А (а, б, в), Б (б, г), В; Q-41-73-В, Г; 74-В, Г; 85-А, Б, Г; 86-А, Б, В, Г" (результаты работ Кожимской ГСП за 1981-1986 гг., в 3 томах). Воркута, 1986.
86. Афанасьев Б.Л., Марго Л.Н. Обобщение материалов по тектонике и угленосности основных районов Печорского бассейна (раздел: угленосность Интинского района). ВКГРЭ. Воркута, 1964, 59 с.
87. Афанасьева Т.А. Палеоген и неоген Западного склона Полярного, Приполярного Урала Предуралья. Дис. на соискание уч. ст. кан. геол.-мин. наук. Воркута, 1996.
88. Бабичев А.Ф. Результаты предварительной разведки подземных вод в районе шахты № 15 Интинского месторождения. ТФ ОАО «Полярноуралгеология». Инта, 1965.
89. Башлыкова Т.В. и др. Минералого-технологические исследования комплексных железомарганцевых руд (с кобальтом) с целью изучения возможности извлечения ценных компонентов с использованием метода анализа изображений. М., 1997.

90. Беляков Л.Н., Маркитантов И.Ф., Дембовский Б.Я. Отчет: "Подготовка к изданию карты структурно-формационного районирования территории деятельности объединения "Полярноуралгеология" масштаба 1:1000 000 в целях прогнозирования поисков полезных ископаемых." 1983.
91. Беляков Л.Н., Сабуров Г.Я., Дембовский Б.Я. Отчет: "Подготовка к изданию Тектонической карты масштаба 1:1000000 территории деятельности объединения "Полярноуралгеология". ОМЭ. Воркута, 1987.
92. Богданович Г.Г. Пересчет запасов Чернореченской площади Интинского месторождения в кондициях 1968 г., Интинская ГРЭ, Инта, 1970 . 333 с.
93. Богданович Г.Г., Осадчая В.Е., Ширяев С.В. и др. Дополнение к отчету о доразведке поля шахты «Интинская» (бывшая № 15) 1970 г. (Доразведка выходов угольных пластов и изучение мощности и состава четвертичных отложений поля шахты «Интинская» по состоянию на 1/VII-74 г.). ТФ ОАО «Полярноуралгеология». Инта, 1974.
94. Богданович Г.Г., Ковальченко Л.С. и др. Геологический отчет о доразведке Чернореченской площади (бывшее поле шахты N 18 - Южная) Интинского месторождения с подсчетом запасов в кондициях 1979 года по состоянию геологоразведочных работ на 01.06.1980 г. Интинская ГРЭ. Инта, 1980. 1340 с.
95. Богданович Г.Г., Ширяев С.В. и др. Техничко-экономическое обоснование границ участка первоочередной отработки и постоянных кондиций для шахты "Западная" Интинского месторождения, Интинская ГРЭ. Инта, 1981. 134 с.
96. Богданович Г.Г., Самолкин С.С. Геологический отчет о доразведке пластов 7-1 и зоны их перегиба на поле шахты "Интинская" Интинского каменноугольного месторождения с пересчетом запасов в кондициях 1981 года по состоянию разведочных работ на 01.07.1982г. Интинская ГРЭ. Инта, 1982, 203 с.
97. Бойчевский Г.И. Отчет по поискам песчано-гравийной смеси в Интинском районе. Воркута, 1979.
98. Бойчевский Г.И., Ладыгин А.И. Отчет по производству поисковых работ на россыпное золото на Приполярном Урале (Кожимский район) за 1978-79. Воркута, 1983.
99. Бойчевский Г.И. Отчет по производству поисково-оценочных работ на россыпное золото в междуречье рек Кожим-Балбанью. пос.Кожим, 1984.
100. Бойчевский Г.И. Отчет по объекту: Детальная разведка россыпей золота на участках Хрустальный и Железнодорожный в бассейне р.Кожим. Инта, 1986.
101. Бойчевский Г.И. Отчет по результатам проведения общих поисков россыпного золота в палеодолинах и древних тальвегах бассейна верхнего течения р. Кожим. Инта, 1986.
102. Бойчевский Г.И. Детальная разведка россыпей золота в нижнем течении р.Лимбекою. Инта, 1987.
103. Бойчевский Г.И. Детальные поиски россыпей золота в палеодолинах, древних тальвегах и корях выветривания бассейна среднего течения р.Кожим. Инта, 1989.
104. Бойчевский Г.И., Царев А.М. Геолого-промышленные типы россыпей кожимского золото-россыпного района, состояние изученности и перспективы продолжения разведочных работ. Инта, 1991.
105. Бутров В.М., Герасименко А.П., Пикулин М.А. Геологическое строение и угленосность Чернореченского месторождения (Печорский угольный бассейн). Интинская ГРЭ. Инта, 1959, 243 с.
106. Бутров В.М., Бабичев А.Ф. и др. Подсчет запасов Чернореченского каменноугольного месторождения Печорского бассейна в кондициях 1959 года. Воркутинская КГРЭ. Инта, 1960, 290 с.
107. Бутров В.М., Данилов В.П. и др. Пересчет запасов северной части Интинского месторождения в кондициях 1959 года. ВКГРЭ, Инта, 1961, 501 с.
108. 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 (1986-1990 гг.) и Яротской площади на территории листов Q-41-98-Г, 99-А (1987-1990 гг.). Воркута, 1991, 314 с.
109. Гаврилов Ю.М. и др. Результаты аэро- и наземных поисков, проводимых на Приполярном Урале в 1972-1974гг. Отчет Лемвинской партии № 85. Зеленогорская экспедиция. Свердловск, 1975.
110. Гарасимюк Ю.Д., Верещак Т.А. Отчет о работах сейсмопартии 50486 на Кожимской площади зимой 1985-1986 г.г. Инта, 1987.
111. Гарасимюк Ю.Д., Мухамадиева Л.А. Отчет о региональных работах сейсморазведочной партии № 50488 на Чернореченской площади в 1988-1989 г.г. Инта, 1989.
112. Генералов П.П., Засядько Г.Н. Геоморфологические исследования территории Приполярного Урала с целью составления прогнозной карты на золото масштаба 1:200 000. Тюмень, 1970.
113. Грицкевич Г.И., Овчинникова В.П. Отчет о работах Кожимской геофизической сейсморазведочной партии № 44/74-75 на территории, подчиненной Интинскому и Печорскому горсоветам Коми АССР зимой 1974-1975 г.г. Ухта, 1975.
114. Гудкова В.Д., Овчинникова В.П. Отчет о сейсморазведочных работах на Интинской площади за 1979-1980 г.г. Инта, 1980.
115. Данилова Р.А., Шеленин В.Н., Бабичев А.Ф. Отчет о результатах доразведки пластов 11,10 и 9 на верхних горизонт-тах строящейся шахты N 15 Интинского месторождения. ВКГРЭ, Инта, 1963.
116. Дедеев А.В., Калашников Ю.А. Общие поиски россыпного золота в бассейне р.Лемва. Воркута, 1985.
117. Дембовский Б.Я., Дембовская З.П., Терешко В.В. и др. Отчет по объекту: "Производство опытно-методических работ по совершенствованию геологического картирования масштаба 1:50 000 на основе изуче-

- ния докембрийских и нижнепалеозойских разрезов Полярного и Приполярного Урала за 1986-1989 г.г. ГГП "Полярноуралгеология", ОМЭ, Воркута, 1989, 218 с.
118. Деревянко Л.Г. и др. Изучение палинологических комплексов неоген-палеогеновых отложений Тимано-Уральской области. Отчет специализированной биостратиграфической лаборатории о результатах работ, проведенных в 1995-1996 г.г., ОАО "Полярноуралгеология". Воркута, 1996.
 119. Дрегалкин С.С. Техничко-экономические соображения (ТЭС) о целесообразности и очередности освоения участков Парнокского месторождения марганцевых руд. ТОО "Румб". Екатеринбург, 1995.
 120. Еномян Н.В. Составление опорных разрезов каменноугольных отложений р.Кожим и северо-восточного побережья о.Вайгач. УТГУ, ВКГРЭ, Воркута, 1965.
 121. Ерема Г.А., Тарутин В.А. Отчёт о результатах комплексной аэрогаммаспектрометрической и аэромагнитной съёмки на территории Приполярного Урала в 1975 г. Л., 1976.
 122. Ерема Г.А., Тарутин В.А. Отчет о результатах комплексной аэрогаммаспектрометрической и аэромагнитной съёмки на территории Приполярного Урала в 1976г. Объединенная Полярно-Уральская партия Геофизической экспедиции № 1 ЗГТ. Л., 1977.
 123. Ермоленко А.П. Детальные поиски россыпного золота в пределах среднего и верхнего течения р.Лимбеко-Ю и р.Манарага. Инта, 1989.
 124. Ефимов Ю.М., Рауш А.П. Отчёт о результатах аэромагнитной съёмки масштаба 1:50 000, выполненной на Хулгинской площади в 1980 г. Ленинград. 1981.
 125. Золотарева Н.И. Обобщение материалов по стройсырью в Интинском промышленном районе и составление прогнозной карты масштаба 1:100 000. Воркута, 1990.
 126. Зыскин М.А., Конева А.Н. Отчет о работе Кожимской гравиметрической партии № 16/69 на Приполярном Урале на площади листов Q-41-67-78, -86-87 на территории Коми АССР в 1969 г. Ухта, 1970.
 127. Ирлин Н.Ф., Ирлина Е.С. Сейсморазведочные работы на Грубеюской площади. Отчет Грубеюской сейсморазведочной партии 50490 о результатах поисковых работ м-ба 1:50000 в 1989-1990 г.г. Инта, 1991.
 128. Ирлин Н.Ф., Школьник Н.И. Сейсморазведочные работы на Восточно-Кожимской площади. Отчет Восточно-Кожимской сейсморазведочной партии 50591 о результатах поисковых работ масштаба 1:50000 в 1990-1991 г.г. Инта, 1992.
 129. Капитонов В.С., Герасименко Р.М. Отчет о работах Прилемвинской и Абезьской электроразведочных партий №280/70-71 и 281/70-71 в Интинском районе Коми АССР зимой 70-71 г.г. Ухта, 1971.
 130. Капитонов В.С., Жаркова О.А. Отчет о работах Харутинской геофизической электроразведочной партии №333/73-74, проведенных на территории, подчиненной Интинскому горсовету Коми АССР зимой 73-74 г.г. Ухта, 1974.
 131. Клейнер М.Н. Карта прогноза и перспективные запасы пьезокварца по хрусталеносной провинции Приполярного Урала. Т. 4. Л., 1961.
 132. Конжин И.А., Овечкина А.В. Отчет о результатах детальной разведки подземных вод в районе Ш-15 Интинского месторождения и в районе пос. Южного. ТФ ОАО «Полярноуралгеология», Воркута, 1976.
 133. Костюкова Л.А. Изучение закономерностей размещения твердых полезных ископаемых территории ПГО "Полярноуралгеология" и переоценка их прогнозных ресурсов. Воркута, 1989.
 134. Котов А.А. Прогнозная оценка россыпной золотоносности Кожимского района Коми АССР (Приполярный Урал). Воркута, 1980.
 135. Кривцов К.А., Жаркова О.А. Отчет о работах Грубеюской геофизической гравиметрической партии № 546/74-75 на территории, подчиненной Интинскому горсовету Коми АССР в 1974-1975 г.г. Ухта, 1975..
 136. Княжев В.А., Загороднов А.М. Отчет о результатах аэрогеофизических работ, выполненных Хулгинской аэромагнитной партией № 46/62-64 в районах Северного Приполярного и Полярного Урала в 1963-1964 г.г. Новосибирск, 1964.
 137. Куклев В.П. Переоценка ресурсов углей Печорского бассейна. Воркута, 1993.
 138. Кузнецов Ю.С., Сеничев Т.С., Середюк А.К. и др. Геологический отчет по результатам доразведки пласта 10 проектируемой шахты "Чернореченская" (дополнение к отчету о доразведке Чернореченской площади) по состоянию разведочных работ на 01.06.86 г. Интинская ГРЭ. Инта, 1986, 138 с.
 139. Крылов Ю.К. Отчет о ревизионно-опробовательских работах на бокситы на западном склоне Северного и Приполярного Урала. Ухта, 1976.
 140. Ладыгин А.И. О результатах детальной разведки россыпного золота в долинах водотоков низкого порядка бассейнов рр.Кожим и Лимбеко-Ю. Инта, 1996.
 141. Лютиков Н.В., Кузьмин М.И. Отчет по объекту: "Геологическое доизучение масштаба 1:50 000 Кокпельской площади на территории листов Q-41-54-B(г), Г(в,г), 55-B(б,в,г), 65-B(б,в,г), 66-B и групповая геологическая съемка масштаба 1:50000 на площади листов Q-41-54-B(б), Г(а,б), 55-B(а). Воркута, 1995.
 142. Лютиков Н.В. Отчет по объекту: "Геологическое доизучение масштаба 1:50 000 Восточно-Грубеинской площади на территории листов Q-41-76-B, Г; 77-B и групповая геологическая съемка масштабу 1:50 000 листов Q-41-76-A, Б. (рабочие материалы).
 143. Лямин А.З., Пономарев Г. Я. и др. Геологическое строение листов Q-41-75-B, Г; Q-76-B, Г (Отчет Грубеинской ГПСР за 1970-72 гг.) 1973.

144. Мавричев В.Г., Швидак А.А. Отчет о результатах аэрогеофизической съёмки Уральской партии за 1970 г. Полевая экспедиция №4 ЗГТ. Ленинград, 1970.
145. Маков В.М., Водолазская В.П. Отчет о результатах поисковых работ на золото в Лемвинской структурно-фациальной зоне за 1974-1977гг. Воркута, 1977.
146. Максимова С.И. Отчет о работах Интинской 534/71-72 и Косьюской 531/71-72 геофизических гравиметрических партий в Печорском, Интинском районах Коми АССР в 1971-1972 г.г. Ухта, 1973.
147. Максимова С.И., Карпюк Т.А., Горелов Е.И. Отчет о работах Прилемвинской 540/72-73 и Юньяхинской 551/73 геофизических гравиметрических партий на территории, подчиненной Интинскому горсовету в 1972-1973 г.г. Ухта, 1974.
148. Максимова С.И., Костыгов Н.А. Отчет о работе Северо-Уральской геофизической гравиметрической партии № 552/73 в Печорском, Интинском, Троицко-Печорском районах Коми АССР и Ханты-Мансийском национальном округе Тюменской области в летние сезоны 1973-1974 г.г. Ухта, 1974.
149. Малышева Л.А. Поиски и поисково-оценочные работы месторождений глинистого сырья для производства кирпича и керамзита в районе города Инты. 1985-1988. Усинск, 1989.
150. Мартюгин И.С., Тагильцев Г.Г. Состояние и результаты массовых поисков урана на территории деятельности Полярноуральского отделения ПГО "Северуралгеология" за период 1944-1976 гг. МинГео СССР, Зеленогорская экспедиция. Свердловск, 1977.
151. Мезенцев М.П., Суханов, А.И. и др. Результаты поисково-съёмочных работ в бассейнах р.р. Бол. Тыкотлова и Балбанью. Приполярный Урал. (Отчет по работам Северо-Уральской поисково-съёмочной партии за 1971-73 г.г. Тюмень, 1974.
152. Мельник А.П., Николаев Ю.Д. Отчет по гидрогеологической съемке масштаба 1:500000 Интинского промышленного района и листа Q-41-IV. ТФ «Полярноуралгеология». Воркута, 1961.
153. Миклухо-Маклай А.Д. и др. Геологическое строение территории листа Q-41-XIX. Отчет Верхне-Кожимской ГПСП №166 по работам 1956-1958 гг., УТГУ, ВГРЭ, Воркута, 1959, 104 с.
154. Миклухо-Маклай А.Д. и др. Геологическое строение территории листа Q-41-XX. Отчет Верхне-Лемвинской ГСП по работам 1961-62 гг., УТГУ, ВГРЭ, Воркута, 1963, 262 с.
155. Набровенков О.С., Риндзюнская Н.М. и др. Отчет по теме: "Оценка перспектив россыпей золотоносности Северного и Полярного Урала". Москва, 1982, с. 178-215.
156. Новакова Н.Г. и др. Отчет: Опыт-методические работы по совершенствованию методики поисков марганцевых руд, связанных с мезазой-кайнозойскими корами выветривания в пределах западного склона Полярного Урала за 1988-1992 г. Воркута, 1992.
157. Новакова Н.Г. и др. Опыт-методические работы по оценке перспективности марганценосных кор выветривания в Кожимском районе, как источника природных пигментов. Воркута, 1994.
158. Оберман Н.Г., Новоселов Е.Ф., Шеслер И.Г. и др. Отчет Региональная оценка естественных ресурсов подземных вод Полярного и Приполярного Урала. Воркута, 1984.
159. Оберман Н.Г., Новоселов Е.Ф., Кудяев В.Г. и др. Отчет: Опыт-методические работы по совершенствованию методики оценки горно-геологических условий при поисках и разведке месторождений полезных ископаемых на территории деятельности ПГО «Полярноуралгеология». Воркута, 1988.
160. Оберман Н.Г., Шеслер И.Г. Отчет: Оценка соответствия ранее составленных листов гидрогеологической карты масштаба 1:200 000 Северо-Уральской серии современным требованиям к их информативности. Воркута, 1991.
161. Оберман Н.Г., Шеслер И.Г. Отчет: Районирование территории Республики Коми и пограничных площадей с целью совершенствования и расширения существующей сети Государственного мониторинга геологической среды Республики Коми. Воркута, 1997.
162. Повонская Н.В. Изучение типоморфизма золота и минеральных ассоциаций метаконгломератов, ископаемых россыпей и мезокайнозойских россыпей Коми АССР. Воркута, 1989.
163. Повонская Н.В. Обобщение и изучение шлихового материала кайнозойских отложений западного склона Приполярного и Северного Урала с целью создания шлихо-минералогической основы для производства геолого-съёмочных и поисковых работ. Воркута, 1998.
164. Подбелова Е.А., Харламов Ю.С., Швидак А.А. Отчет о работах Уральской и Салехардской аэрогеофизических партий за 1964 г. Ленинград, 1965.
165. Подбелова Е.А., Швидак А.А. Отчет о работе Печорской аэрогеофизической партии за 1965 г. Ленинград, 1966.
166. Пухонто С.К. Отчет по теме: "Корреляция стратотипических и опорных разрезов пермских отложений Печорского угольного бассейна для целей составления унифицированных стратиграфических схем перми Урала", Воркута, 1996, 254 с.
167. Пыстин А.М., Жданов А.В., Озеров В.С. и др. Отчет о результатах групповой геологической съемки масштаба 1:50 000 на территории листов Q-41-77-Г; 78-Б (а,б,в); В; 88; 89-А, Б, В; 90-А (Сынинская ГПСП, 1976-77 гг.; Тыкотловская ГСП, 1979-81 гг.). Воркута. 1982, 838 с.
168. Пыстин А.М. и др. Отчет по опытно-методическим работам по совершенствованию методики геологического картирования метаморфических пород Ляпинско-Лемвинского района и созданию опорных легенд для геологических карт масштаба 1:50 000. Воркута. 1986, 366 с.

169. Пыстин А.М., Озеров В.С., Никулин А.А. и др. Отчет по геологическому доизучению масштаба 1:50 000 Россомахинской площади на территории листов Q-41-97-Г; Q-41- 98-А,Б,В; (Росомахинская ГСП, 1983-1985 г.г.), 1986.
170. Риндзюнская Н.М. и др. Отчет о научно-исследовательской работе: "Разработка геолого-геоморфологических основ поисков россыпных месторождений золота Приполярного и Полярного Урала. Закономерности формирования и распределения золотоносных россыпей Кожимского района". Москва, 1985.
171. Ротай А.П. Угленосные районы правобережья р. Косью (Печорский бассейн). Инта, 1947.
172. Русанов В.А., Безукладнов В.А. Отчёт о результатах аэромагнитной съёмки с КАМ-28, выполненной в районе Косью-Роговской мегасинклинали и гряды Чернышова в 1975-1976 г.г. Ленинград, 1977.
173. Сабуров Г.Я., Плякин А.М. и др. Отчет: "Составление сводной геологической карты масштаба 1:500000 толща территории деятельности объединения "Полярноуралгеология". (Краткая объяснительная записка к геологической карте масштаба 1:500000). Воркута. 1984, 158 с.
174. Саранин А.А. и др. Геологическое строение территории листов Q-41-87-В, Г, Q-41-99-А, Отчет Салемьёвской ГПСР за 1967 г. по геолого-поисково-съёмочным работам масштаба 1:50 000. УТГУ ВКГРЭ. Воркута. 1968. 420 с.
175. Саранин А.А., Лямин А.З. и др. Геологическое строение территории листов Q-41-87-А, Б. Отчет Парнокской ГПСР по геологосъёмочным и поисковым работам масштаба 1:50 000 за 1968-69 гг. ВКГРЭ. Воркута. 1970. 265 с.
176. Саранин А.А., Сабуров Г.Я. Енокян В.С. и др. Доизучение стратиграфии западного склона Севера Урала с целью составления сводной геологической карты (Отчет по геологическому доизучению ранее проведенных работ с дополнительным дешифрированием, анализом геофизических материалов и полевым работам на площадях, ранее заснятых в масштабах 1:200 000 и 1:50 000 на площади 76962 кв. км.). Воркута, 1977, 492 с.
177. Степанов Г.Г. Стратиграфо-палеонтологическое обоснование расчленения кайнозоя Кожимского района, как основа прогнозирования поисков и разведки. Воркута, 1983.
178. Усенков Ф.М., Колпаков А.В. Отчет Лемвинской поисковой партии о результатах работ на золото и полиметаллы за 1964г. Воркута, 1965.
179. Федотова Е.И. Поисково-оценочные работы на россыпное золото в пределах эрозионно-структурных депрессий на Лемвинской площади в 1987-1989гг. Инта, 1990.
180. Фомишин И.Ф. Отчет о результатах поисковых работ на медь в истоках р.Лемва, проведенных Лемвинским поисковым отрядом в 1959г. Воркута, 1960.
181. Фомишин И.Ф. и др. Геологическое строение территории листов Q-41-85-Г; Q-40-96-Г. Воркута, 1975.
182. Фомишин И.Ф. и др. Отчет о результатах геологопоисково-съёмочных работ масштаба 1:50 000 на листах Q-40-96-А(г), Б(а,б) Косью-Кожимской ГПСР и поисковых работ на медь в северо-западной части Ляпинского антиклинория Малдинской ГПСР. Воркута, 1976.
183. Хинич М.И., Никишев Ю.А. Отчет о результатах гравиметрических работ масштаба 1:200 000, проведенных в 1970-1971 г.г. на территории северо-западной части Тюменской области. Тюмень, 1973
184. Цыганов В.А., Генкель А.А. Отчёт партии №30/77-78 ЦКГТЭ ЦНИГРИ об аэрогеофизических поисках бокситов на Шугорско-Косьинской площади Приполярного Урала за 1976-1978 г.г. Москва, 1978.
185. Чермных В.А., Липина О.А. Опорный разрез турнейского яруса р. Кожим (Приполярный Урал), Сыктывкар, 1984.
186. Швецов В.М., Зайков В.В. Общие поиски россыпного золота на Косью-Кожимском междуречье Приполярного Урала. Инта, 1984.
187. Шестаков Л.А., Енин В.В., Сеничева Т.О. и др. Отчет о доразведке полей действующих шахт концерна «Интауголь» по состоянию разведочных работ на 01.01.94 г. ТФ ОАО «Полярноуралгеология». Инта, 1993.
188. Ширяев С.В., Богданович Г.Г. и др. Отчет о детальной разведке участка № 16 Интинского каменноугольного месторождения Интинского района Коми АССР по состоянию на 1 октября 1968 г. Интинская ГРЭ, Инта, 1968.
189. Ширяев С.В., Богданович Г.Г. и др. Отчет о доразведке поля шахты N 15 Интинского каменноугольного месторождения с пересчетом запасов по данным горных и геологоразведочных работ на 1/1-1971 года. Интинская ГРЭ. Инта, 1970, 1106 с.
190. Ширяев С.В., Соловьев В.М. и др. Отчет о доразведке пластов 1-7 поля шахты "Западная" Интинского каменноугольного месторождения Печорского бассейна по состоянию на 1/1-1972 г. Интинская ГРЭ, Инта, 1972, 228 с.
191. Шишкин М.А. и др. Геологическое доизучение масштаба 1:50 000 Грубеинской площади на территории листов Q-41-75В, Г, Q-41-87А, Б, В, Г. Отчет Грубеинской ГСП за 1983-1988 гг. ГПП "Полярноуралгеология". Воркута. 1988, 1124 с.
192. Шишкин М.А., Лапшин Н.В. и др. Глубинное геологическое картирование масштаба 1:50 000 Качамылькской площади на территории листов Q-41-45-Б, Q-41-46-А с общими поисками. Отчет Пачвожской ГПП за 1988-1990 г.г. (подготовительный этап). Воркута, 1990.
193. Шишкин М.А., Оберман Н.Г., Олиферук А.Ф. и др. Предварительная разведка центральной части Парнокского месторождения железо-марганцевых руд. Воркута, 1995.

194. Шишкин М.А., Олиферук А.Ф., Шлома М.П. и др. Поисковые и поисково-оценочные работы на марганец на Пачвожской перспективной площади. Отчет Пачвожской ГРП за 1986-1995 гг., "Полярноуралгеология", Воркута, 1995, 434 с.
195. Шишкин М.А., Шлома М.П. и др. Поисковые работы на марганец на Хайминской перспективной площади ". Информационный отчет о работах, проведенных Пачвожской ГРП в 1992 г., Воркута, 1996.
196. Шишкин М.А., Олиферук А.Ф. и др. Поисковые работы на комплексные железо-марганцевые руды в корях выветривания Надотинской площади. Воркута, 1999.
197. Шишкин М.А., Малых И.М. и др. Поисковые работы на марганец на Юнковожской перспективной площади. Воркута, 1999.
198. Шишкин М.А., Криночкин В.Г. и др. Легенда Полярно-Уральской серии листов Госгеолкарты-200 (новая серия). Отчет по объекту: "Составление легенды Полярно-Уральской серии листов Госгеолкарты-200", 1998, 184 с.
199. Шишкин М.А., Малых О.Н, Афанасьева Т.А. и др. Отчет по объекту ГДП-200 листов Q-41-XIX,XX (Пачвожско-Лемвинская площадь), Воркута, 2001.
200. Шульдеев М.П., Дубова Т.И. Отчет о работах Кочмесской электроразведочной партии №224/65 в Интинском районе Коми АССР летом 1965 г. Ухта, 1965.
201. Юдина А.Б. Биостратиграфия и конодонты верхнего девона гряды Чернышева и Приполярного Урала Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Сыктывкар, 1999, 220 с.

**Список месторождений полезных ископаемых,
показанных на карте полезных ископаемых листов Q-41-XIX, XX
Государственной геологической карты Российской Федерации
масштаба 1:200 000**

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название месторождения	Тип (К - ко- ренное, Р - россып- ное)	Номер по списку использованной литературы	Примечание, состояние эксплуатации
------------------	----------------------	---	---	---	--

Твердые горючие ископаемые

Уголь каменный

I-1	1	Интинское	К	37	Эксплуат.
-----	---	-----------	---	----	-----------

Металлические полезные ископаемые

Черные металлы

Марганец

III-3	13	Парнокское	К	193	Эксплуат.
-------	----	------------	---	-----	-----------

Благородные металлы

Золото

II-1	1	Чернореченская	Р	85	Непромышл.
II-1	9	Бетью	Р	85	Непромышл.
II-3	10	Покойникшорская	Р	191	Непромышл.
II-3	17	Хайминская	Р	191	Непромышл.
II-3	18	Пальникшорская	Р	191	Непромышл.
II-4	4	Правогрубеинская	Р	142	Непромышл.
III-1	1	Кожимская	Р	85	Непромышл.
III-1	8	Линдэ	Р	100	Разведано
III-1	11	Железнодорожный	Р	100	Разведано
III-2	1	Гурий	Р	85	Непромышл.
III-2	28	Воргавожская	Р	103	Непромышл.
III-2	29	Ярнейшорская	Р	103	Непромышл.
III-3	1	Большенадотинская	Р	191	Непромышл.
III-3	8	Вершинный	Р	122	Непромышл.
IV-1	1	Льес-шор	Р	103	Разведано
IV-1	5	Лимбекская	Р	123	Непромышл.
IV-1	4	Лимбек	Р	103, 140	Разведано
IV-2	1	Таврота	Р	140, 82	Эксплуат.
IV-2	2	Лимпеги	Р	103	Разведано
IV-2	3	Орлиный	Р	80	Разведано
IV-2	4	Водораздельная	Р	103	Непромышл.
IV-2	5	Водэ-Шор	Р	101	Разведано
IV-2	7	Центральный	Р	80	Отработано
IV-2	8,9,10	Балбанью	Р	83	Эксплуат.
IV-2	12	Хрустальный	Р	100	Разведано
IV-3	31	Пернашорская	Р	191	Непромышл.
IV-3	45	Лемвинская	Р	191	Непромышл.
IV-3	52	Бадья-Шор	Р	140	Разведано

Неметаллические ископаемые

Строительные материалы

Известняк

III-3	19	Магнитный-1	К	193	Эксплуат.
-------	----	-------------	---	-----	-----------

<i>Глины красочные</i>					
III-2	13	Надотинское	К	157	Разведано
Подземные воды и лечебные грязи					
<i>Питьевые воды</i>					
I-1	2	Южноинтинское	К	132	Эксплуат.

**Список месторождений полезных ископаемых,
показанных на карте неоген-четвертичных образований листов Q-41-XIX, XX
Государственной геологической карты Российской Федерации
масштаба 1:200 000**

Неметаллические ископаемые
Строительные материалы
Глины кирпичные

I-1	5	Верхнеинтинское	К	149	Разведано
<i>Песчано-гравийный материал</i>					
I-1	6	Инта-2	К	97	Разведано
I-1	7	Междуречное	К	97	Разведано
I-1	8	Угольное	К	97	Разведано

**Список проявлений (П), пунктов минерализации (ПМ), полезных ископаемых
шлиховых ореолов (ШО) и потоков (ШП),
первичных геохимических ореолов (ПГХО), вторичных геохимических
ореолов (ВГХО) и геофизических (ГФА) аномалий,
показанных на карте полезных ископаемых листов Q-41-XIX, XX
Государственной геологической карты Российской Федерации
масштаба 1:200 000**

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название про- явления, пунк- та минерализа- ции, ореола и потока	Номер по списку ис- пользованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
------------------	----------------------	--	--	-------------------------------------

Горючие ископаемые

Нефть и газ

Газ горючий

I-1	3	Нижнеанку- динская	4,128	ГФА. Благоприятная локальная структура на газ по данным сейсмо- и гравirazведки.
I-1	4	Пармаюская	4,128	ГФА. Перспективная локальная структура на газ по данным сейсмо- и гравirazведки
I-2	1	Анкудинская	4,128	ГФА. Перспективная локальная структура на газ по данным сейсмо- и гравirazведки
I-2	2	Верхнеанку- динская	4,128	ГФА. Перспективная локальная структура на газ по данным сейсмо- и гравirazведки
I-3	1	Кочмеснюр- ская	4,128	ГФА. Благоприятная локальная структура на газ по данным сейсмо- и гравirazведки.
I-3	2	Центральная	4,128	ГФА. Благоприятная локальная структура на газ по данным сейсмо- и гравirazведки.
I-3	3	Усть-Лесная	4,128	ГФА. Благоприятная локальная структура на газ по данным сейсмо- и гравirazведки.
I-3	4	Лесная	4,128	ГФА. Благоприятная локальная структура на газ по данным сейсмо- и гравirazведки.
I-3	5	Ручейная	4,128	ГФА. Благоприятная локальная структура на газ по данным сейсмо- и гравirazведки.
I-3	6	Бадьявожская	4,128	ГФА. Благоприятная локальная структура на газ по данным сейсмо- и гравirazведки.
I-3	7	Левогрубею- ская	4,128	ГФА. Перспективная локальная структура на газ по данным сейсмо- и гравirazведки
II-4	1	Грубеинская	199	ГФА. Благоприятная локальная структура на газ по геологическим данным.

Черные металлы

Железо

II-1	3	“Зеленое”	85	П. В черных глинистых сланцах выделено два пласта, обогащенных конкрециями сидеритов. Fe ₂ O ₃ 27-64%.
II-1	5	Правый борт безымянного притока	85	ПМ. Черные глинистые сланцы с редкими конкрециями сидеритов (около 1%).

		р.Тырбылью		
II-1	6	Левый борт безымянного притока р.Тырбылью	85	ПМ. Черные глинистые сланцы с конкрециями сидеритов (до 10%).
II-1	7	Безымянный приток р.Тырбылью	199	ПМ. Железная шляпа
II-1	8	Правый борт притока р.Тырбылью	199	ПМ. Железная шляпа
II-2	3	Левобережье р.Миссурица.	156	ПМ. Кора выветривания по песчано-сланцевым отложениям (D _{1-2jg}). Линзы марганцовисто-железистого суглинка, гетит-лимонитовые желваки. Fe-38%.
III-2	7	Хр Яреней-Мусюр	85	П. Гетит-лимонитовая руда в зоне разгрузки грунтовых вод (?). Fe - 56-75%;Co>0,01%;Ni-0,015%;Mn>1%.
III-2	9	Хр. Яреней-Мусюр	157	ПМ. Линейно-контактовая кора выветривания, глинисто-железистая с гетит-лимонитовыми желваками по отложениям (D _{1vr}). Прослежена на 1,4 км, ширина выходов 20-40 м. Fe-52,4%; Co-0,01%.
III-2	15	Междуречье руч. Мадьяхов и Воргавож	157	ПМ. Линейная кора выветривания на контакте песчаников D _{1vr} и D _{1bt} . Среднее содержание Fe-30%.
III-2	16	Юго-восточный склон Мадьяховож	157	ПМ. Кора выветривания щебнисто-суглинистая. Развалы железняков по породам D _{1vr} . Fe- 52,1%; Ni - 0,046%.
III-2	20	Хр. Яреней Мусюр	157	ПМ. Линейная кора выветривания по алевросланцевой пачке D _{1vr} . Fe-39%, Co-0,018%, Ni-0,039%,
III-2	24	Междуречье Воргавож и Яреней-шор	157	ПМ. Площадная кора выветривания по D _{1bt} . Суглинки, супеси, скопления железистых желваков. Fe 45%, Co до 0,06%, Ni до 0,075%, Mn до 5,3%,
III-3	28	Верхнеюнковожское	197	П. Пласт магнетит-гриналитовых руд в отложениях парнокской подсвиты. Мощность 1,5-3,7 м, протяженность 300 м. Fe 19-24%.
III-3	31	Диоритовое	197	П. 3 пласта магнетитовых руд в известняках парнокской подсвиты Мощность до 6,6 м, протяженность до 750 м; Fe до 40%. Там же 3 пласта марганцовистых алевролитов мощностью до 2,1м; Mn до 4,5%.
III-3	32	Верхнепачвожское	197	П. 4 пласта гриналит-магнетитовых руд среди известняков и алевролитов парнокской подсвиты. Параметры пластов: протяженность 500-1400 м, мощность 1,2-1,6 м. Fe до 45%, Mn 3,4-5,2%.
IV-3	12	руч.Кузышор	197	ГФА. Магнитная аномалия предположительно связанная с магнетитовыми рудами.
<i>Марганец</i>				
II-2	6	“Олыся”	191	П. Красноцветные глины и суглинки Р-N коры

				выветривания по известнякам (?) рифа Олыся. Mn до 6,4%; U до 0,005%.
II-3	7	"Склоновое"	191	П. Пестроцветная яшмовидная пачка няньворгинской свиты. MnO 0,7-1,5%.
III-2	3	Хр. Яреней Мусюр	157	ПМ. Линейная кора выветривания на контакте известняков и глинистых сланцев D ₁ vr. Co-0,133%, Ni-0,131%, Mn -8,4%, Fe-9,5%.
III-2	18	Восточный хр. Яреней Мусюр	156	ПМ. Охристо-суглинистая кора выветривания. Содержания: Co-0,098%, Mn-5,16-17,6%.
III-3	16	Бурые скалы	191	ПМ. Алевролиты парнокской подсвиты с повышенным содержанием MnO (2-5%).
III-3	17	"Вторые Красные скалы"	191	ПМ. Марганецсодержащие алевролиты парнокской подсвиты. MnO 1-1,5%.
III-3	18	Заповедное	191	ПМ. Марганецсодержащие алевролиты парнокской подсвиты. Mn 4-6%
III-3	27	Южная	197	ГФА. Магнитная аномалия, предположительно связанная с железо-марганцевыми рудами.
III-4	10	Лев.приток р. Грубею	167	ШО с е.з. пиролюзита, в одной пробе до 10г/м ³ .

Ванадий

I-4	5	Харутское	142	П. 5 рудных интервалов ванадиеносных углисто-кремнистых сланцев в верхней пачке воргашорской свиты. Мощность пластов до 7м, протяженность 625м. V ₂ O ₅ до 0,27%; Mo до 0,017%; Cu до 0,066%; Ag до 7,8г/т.
-----	---	-----------	-----	---

Цветные металлы

Медь

II-3	12	Левый борт р. Лемва, в 1,5 км от устья р.Хоймад вверх по течению	191	ПМ. В кварцитовидных песчаниках грубеинской свиты тонкие кварцевые прожилки с борнитовой минерализацией, редкие гнезда халькозина, налеты медной зелени по трещинам.
II-4	11	Верховья руч. Грубею-Вож	142	ПМ. Единичные обломки кварца с медной зеленью в делювии среди долеритов оранг-юганско-лемвинского комплекса.
III-1	5	Восточный склон хребта Зап.Саледы.	182	ПМ. В развалах глыб зеленовато-серых песчаников редкие обломки жильного кварца с примазками и натеками медной зелени. Те же песчаники, неяснослоистые, с мелкой, неравномерной вкрапленностью малахита. В борздовых пробах Cu 0.011%.
III-1	6	Восточный склон хребта Зап. Саледы	181	ПМ. Коренной выход (O ₁ sl) сложенный песчаниками зеленовато-серого цвета с мелкой, неравномерной вкрапленностью малахита (Cu 0,012%).
III-1	7	Западный склон хр. Зап. Саледы	85	ПМ. Крупноглыбовые свалы зеленовато-серых окварцованных гравелитов на кварцито-песчаниковом цементе (O ₁ sl). Отмечается убогая вкрапленность халькопирита. Cu 0.016%.
III-1	9	Западный склон хр. Зап.	85	ПМ. В крупноглыбовых элювиально-делювиальных развалах терригенных пород са-

		Саледы		ледской и обеизской свит редкие обломки кварцитовидных песчаников с халькопирит-пиритовой минерализацией. Cu до 0,11%.
III-1	10	Северо-западный склон хр. Зап. Саледы	181	ПМ. В развалах глыб светло-серых кварцитовидных песчаников (O ₁ sl) единичные обломки зеленовато-серых песчаников с малахитом. Cu 0.012%.
III-3	4	Правый борт р. Бол. Хайма	178	ПМ. Элювиальные обломки кварцевых жил с налетами медной зелени среди эффузивов основного состава моллюдовожской свиты.
III-3	11	Правый борт р. Бол.Хайма	175	ПМ. Зона ожелезнения (по эффузивам основного состава), размером первые десятки метров, с тонкой рассеянной вкрапленностью пирита и кварцевыми жилами с зернами халькопирита.
III-3	29	Междуречье руч. Прав. и Лев. Парнокаю	178	ПМ. Кварцевая жила мощностью 8-12 см в песчаниках погурейской свиты с бедной вкрапленностью халькопирита и пирита.
III-4	1	Верховья р. Грубею	167	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные содержания Cu (0,005-0,02%).
III-4	2	Правый борт р. Хулга	167	ПМ. В коренном выходе габбро-долериты с примазками медной зелени, с единичными зернами халькопирита и тончайшими прожилками пирита. Cu – 0,03%, Ni - 0,01%
III-4	3	Верховья руч.Молонья-Вож	167	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные содержания Cu (0,005- 0,02%).
III-4	6	Руч.Грубевож (6051)	199	ПМ. Кварц-хлоритовые жилы с примазками медной зелени в сланцах. Cu-0,5%; Mo>0,001%.
III-4	7	Руч.Грубевож (6052)	199	ПМ. Ороговикованные сланцы с сульфидной вкрапленностью на контакте с гранитами.Cu-0,15%.
III-4	11	Р.Грубею (у устья в р.Хайма)	167	ШП с е.з. халькопирита.
IV-1	2	Правый борт р.Хамболью	182	ПГХО. В коренных песчаниках саледской свиты: Cu 0,01-1,2%; Ag 0,1-0,7 г/т.
IV-1	3	Хребет Западные Саледы	182	ПГХО. В коренных песчаниках саледской свиты: Cu 0,004-0,12%; Ag 0,2- 0,5г/т.
IV-3	3	Левый борт руч. Юнковож	174	ПМ. Кварцевые прожилки среди сланцев погурейской свиты с рассеянной вкрапленностью пирита и халькопирита.
IV-3	5	Правый борт руч. Юнковож	178	ПМ. Эффузивы основного состава моллюдовожской свиты с вкрапленностью и прожилками халькопирита и налетами малахита.
IV-3	18	Верховья руч. Кузьшор, левый борт	174	ПМ. Среди алевросланцев погурейской свиты тонкие кварцевые прожилки (до 1 см) с редкой рассеянной вкрапленностью халькопирита, по трещинам налеты медной зелени.
IV-3	19	Верховья правого притока р. Бол. Лемва,	191	ПМ. В кварцевых жилах и по трещинам - налеты медной зелени с редкой вкрапленностью халькопирита в конгломератах и аркозовых песчаниках

		выс. 868,7		погурейской свиты
IV-3	20	Водораздел руч. Юнковож-Кедзыд-шор	178	ПМ. В конгломератах погурейской свиты по трещинам налеты медной зелени, в породах рассеянная вкрапленность пирита и халькопирита.
IV-3	27	Правый борт р. Бол. Лемва	145	ПМ. Восточный контакт Лемвинского массива: среди гранитов кварцевая жила (М 10 см), с гнездовой вкрапленностью пирита и примазками малахита. Cu - 0,5%.
IV-3	29	В левом борту руч. Пернашор	191	ПМ. Эффузивы кислого состава (20 м) содержат редкие кварцевые жилы (5-20 см) с вкрапленностью халькопирита, пирита, гематита. Pb -0,18%, Cu -0,28%, Zn -0,05%, Mo-0,003%, Ag - 5,4г/т.
IV-3	39	Водораздел Бол. и Мал. Лемвы	178	ПМ. В долеритах хлорит-кварцевая жила мощностью 12 см с бедной вкрапленностью халькопирита, галенита и налетами медной зелени.
IV-3	41	Верховья р.Бол.Лемва	199	ПМ. Кварцевые прожилки с примазками медной зелени в погурейских конгломератах. Cu-0,6%;Bi>0,001%;Ag-3г/т.
IV-3	43	Водораздел рр. Бол.Лемва и Петравож	199	ПМ. Габбро-долериты с вкрапленностью галенита и халькопирита. Мощность зоны 30м. Cu-0,5%;Pb-0,2%;V-0,05%;Ag-7г/т.
IV-3	50	Левый борт р. Бол. Тыкотлова	174	ПМ. Эффузивы основного состава, по трещинам жильные образования халькопирита (1-2 мм) и налеты малахита.
IV-4	1	Верховья р. Грубею	199	ПМ. Сеть кварц-гематитовых прожилков в метасоматически измененных основных вулканитах. Cu-0,4%.
IV-4	2	Верховья р. Грубею	167	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные содержания Cu (0,005-0,02%).
IV-4	3	Левый борт р. Грубею	167	ПМ. Метаалевролиты полосчатые, по плоскостям отмечаются примазки медной зелени. Cu-0,2%;V-0,05%;Ag-0,7г/т.
IV-4	5	Верховья руч. Воргашор	199	ПМ. Габбро-долериты с бедной сульфидной вкрапленностью. Cu-0,3%; Zn-0,15%.
IV-4	11	Левый борт руч. Амбарвож	167	ПМ. В делювии глыбы карбонат-кварцевой породы с гематитом, рутилом и редкой вкрапленностью пирита (O_{1gr} и $v\beta O_{1-2ol}$). Cu -0,2%.
IV-4	16	Руч. Амбар-Вож	167	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные содержания Cu(0,005-0,015%), Pb(0,003- 0,004%).

Медь, серебро

II-4	7	Бадьявожское	142	П. 3 зоны прожилково-вкрапленных халькопирит-халькозиновых руд в поле развития вулканитов моллюдовожской свиты. Мощность зон до 3,5м. Cu до 0,8%; Ag до20 г/т; Ba до 0,28%.
IV-3	35	Волчий ручей	199	П. Вкрапленная и прожилково-вкрапленная халькозин-борнитовая минерализация в эндоконтакте риолитов и сланцев. Размер зоны 200×0,6м. Cu-0,8%;Ag-6г/т;Au-0,066г/т.
IV-3	44	Верховье р. Бол. Лемва	191	ПМ. Кварцевая жила (М 0,5 м) залегающая согласно с вмещающими сланцами хлорит-альбит-

				кварцевого состава с мелкими гнездами халькозина и налетом медной зелени Cu-4%, Ag - 44г/т, Au - 1,3 г/т.
<i>Свинец, цинк</i>				
II-1	4	Р.Пармаю	85	ШП с е.з. сфалерита.
II-1	10	Левый борт р.Кожим.	85	ПМ. Флюорит-сульфидная минерализация в секущих доломиты прожилках кальцит-доломитового состава.
II-2	2	Правый борт руч.Бетью	85	ВГХО. в рыхлых отложениях повышенные содержания Ag 0,2-0,5г/т, Zn 0,02%, Mn 0,3%, Ni 0,005%, Co 0,003%.
II-3	13	Руч. Покойник-Шор, скв. П-25	191	ПМ. Известняки выветрелые с кальцитовыми прожилками, с тонкой прожилковой вкрапленностью сфалерита (Zn - 4,4%).
II-4	8	Верховья руч.Кыншор	122	ВГХО. В рыхлых отложениях – повышенные содержания Pb-0,015%, Mo до 0,001%, V-0,015%.
III-1	2	Руч.Джагал-Шор	85	ШП с е.з.галенита.
III-1	3	Лев. приток р. Кожим	85	ШО с е.з. сфалерита.
III-1	4	Р.Джагал-Яптик-Шор	85	ШП с е.з. сфалерита.
III-2	8	Верховья руч.Воргавож	85	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные содержания Zn 0,02%; Ag 0,2г/т; Pb 0,005%.
III-2	10	Левый борт руч.Воргавож	85	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные содержания Zn 0,03-0,06%; Ag 0,2-0,5г/т; Ni до 0,014%.
III-3	3	"Свинцовое"	175	П. Оруденение приурочено к зонам трещиноватости и брекчирования в риолитах. Рудные минералы: галенит, пирит, халькопирит, сфалерит, пирротин. Содержания: Pb - 0,2%, Cu - до 0,02%, Ba - 0,01%. Запасы свинца на глубину 70 м - 14000 т, при средней мощности 31 м, протяженности 250 м.
III-3	5	Правый борт руч. Керпишор	122	ПМ. Среди конгломератов погурейской свиты кварцевая жила мощностью до 2 м с вкрапленной минерализацией пирита, халькопирита, галенита.
III-3	6	Правый борт р. Бол. Хайма.	178	ПМ. Кварцевая жила мощностью 0,2-0,3 м, залегающая среди сланцев грубеинской свиты, с бедной вкрапленностью халькопирита и галенита
III-3	9	"Радуга"	121	П. Кварцевая жила с вкрапленностью галенита среди сланцев молюдвожской свиты и порфировых риолитов. Минералы: галенит, пирит, халькопирит. Содержания: Pb - 0,7%, Cu до 0,2%, Au до 1 г/т.
III-3	10	Правый борт р. Бол.Хайма.	122	ПМ. В сланцах молюдвожской свиты кварцево-прожилковая зона с полиметаллической минерализацией. Минералы: галенит, халькопирит, пирит. Содержания: Pb до 0,7 %, Cu до 0,2 %.

III-3	12	Правый борт р. Мал. Хайма	191	ПМ. Кварцевые жилы (до 30 см) с массивными прожилками галенита (2-3 см) среди развалов конгломератов погурейской свиты и эффузивов моллюдовожской свиты. Содержание: Pb-22%, Zn-0,4%, Ag -21 г/т, Au -0,004г/т.
III-3	20	Скважина на левом берегу руч.Пач-Вож	194	ПМ. В скважине ПВ-17 в известняках межрудных прослоев мелкие интервалы (337,1-337,3; 405-405,2) с повышенными содержаниями Pb 0,1-0,66%; Zn 0,5-5,7%.
III-3	22	Водораздел рр. Мал. Хайма и Прав. Парно-каю	191	ПМ. Кварцевая жила (1 м) с гнездами и прожилками галенита, пирита налетами медной зелени среди вулканогенных пород моллюдовожской свиты. Содержания: Pb-0,135%, Cu-0,005%, Zn-0,16%, Ag-0,5 г/т, Au-0,008г/т.
III-3	25	"Парнокский-II"	178	П. В песчаниках, алевролитах, сланцах погурейской свиты кварцевые жилы с вкрапленностью и гнездами галенита, халькопирита, пирита. Содержания: Pb -0,0005-0,3%, Cu до 0,01%, Ag - 1-15 г/т.
III-3	26	"Парнокский-III"	178	П. Терригенные отложения погурейской свиты с кварцевыми жилами, несущими бедную вкрапленность халькопирита, гнездами и прожилками галенита. Мощность зоны 1.5м, прослежена на 400м. Содержания: Pb - 0,1-2%, Cu до 0,2%, Zn до 0,03%, Ag до 20 г/т.
III-3	30	"Парнокский-I"	178	П. Приурочено к контакту порфировых риолитов с вулканитами кислого состава и сланцами моллюдовожской свиты. Породы рассечены сетью кварцевых жил мощностью до 20см с галенитом, пиритом, халькопиритом и баритом. Протяженность зоны 1км. Содержание Pb - 0,8-10,0%.
III-3	33	Водораздел Кыншор - Прав. Парно-каю	178	ПМ. Секущие прожилки с бедной вкрапленностью галенита, халькопирита в диабазах моллюдовожской свиты.
III-4	5	Левый приток р.Бол.Хайма	167	ШП с е.з. сфалерита, галенита.
III-4	8	Верховья р.Бол.Хайма	167	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные содержания Pb(0,003-0,004%).
III-4	12	Веховья р.Мал. Хайма	175	ПГХО. В коренных отложениях повышенные содержания Pb 0,001-0,007%;Mo 0,0005-0,001%;мелкие аномалии Zn 0,01-0,02%;Cu 0,01-0,03%.
IV-2	6	Левый борт р.Кожим в 1 км от устья руч. Тэлашор.	85	ПМ. Развалы темно-серых известняков (O_2Kz_2) с неравномерной вкрапленностью сфалерита до 1 см, реже сфалеритовыми прожилками (мощностью первые мм). Содержание Zn-0,15%.
IV-2	13	Левый борт руч. Грубепендишор	85	ПМ. В темно-серых известняках (с серицитовым материалом) низов $O_{2-3}gb$ прослой светло-серых известняков (мощностью 7 м) с мелкокраплен-

				ной галенит-сфалеритовой минерализацией. Содержание Zn - 0,02%.
IV-2	14	руч.Грубепендишор	85	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные содержания Pb (0,003-0,004%), Cu-0,004%.
IV-2	15	Р. Кожим	85	ШО с десятками знаков галенита, халькопирита и е.з.сфалерита.
IV-2	16	Правый борт р. Кожим	85	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные содержания Ag 0,2г/т; Y 0,007; мелкие аномалии Zn 0,02%; Pb 0,003%.
IV-2	17	Правый борт р.Кожим.	85	ПМ. В карбонат-терригенной толще низов O ₂ gb сложнодислоцированный прослой мелкозернистых известняков (5,0 м) с мелкокрапленой галенит-сфалеритовой минерализацией.
IV-2	18	Правый борт руч. Аномального.	85	ПМ. Переслаивание массивных и рассланцованных известняков с серицитом (O ₂₋₃ gb). В прослоях массивных разностей (от 0,1 до 1,0 м) развивается убогая вкрапленность сфалерита и галенита.
IV-2	19	Левый борт долины р.Кожим, в 600 м выше руч. Юнковож.	85	ПМ. Коренной выход серых и темно-серых известняков с примесью серицита низов O ₂₋₂ gb с неравномерной вкрапленностью сфалерита и галенита.
IV-2	20	Аномальное	85	П. Полиметаллическая минерализация на контакте карбонатных и терригенно-карбонатных отложений (O ₂ gb). Наиболее продуктивные участки приурочены к призмковым частям складок. Средневзвешенные содержания цинка 1,95%, свинца 1,73%.Проявление прослежено на глубину 60м, по простиранию на 500м.
IV-2	21	Правый борт руч. Аномального.	85	ПМ. В линзовидном прослое (0,3 м) серых мелкозернистых брекчированных известняков низов грубепендишорской толщи гнездовидновкрапленное сфалерит-галенитовое оруденение. Содержание свинца 2,36%, цинка 0,1%.
IV-3	4	Руч. Юнковож	178	ПМ. Кварцевые жилы (8 см) среди элювиальных развалов эффузивов моллюдовожской свиты.
IV-3	6	Рр. Левая. и Прав.Парнокаю	33	ШО с е.з. сфалерита, галенита, халькопирита.
IV-3	10	Правый борт руч.Кузьшор	197	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные содержания Mn 0,2-0,7%; мелкие аномалии Zn до 0,3%; Pb до 0,01%; Y до 0,01%; Ba до 0,7%.
IV-3	11	В правом борту руч. Кузьшор	178	ПМ. Кварцевые песчаники покойникшорской подсвиты, пронизанные многочисленными кварцевыми жилами (1 см) с крупной вкрапленностью окисленного пирита и мелкой вкрапленностью галенита
IV-3	15	Верховья р. Лев. Парнокаю	191	ПМ. Зона кварцевых прожилков в сланцах и эффузивах кислого состава шириной до 5 м. В кварце развито ожелезнение, с линзовидными прожилками галенита и халькопирита (до 0,5 см). Pb до 0,4%, Cu до 0,012%, Ag до 2,3 г/т.
IV-3	24	Верховья р.	191	ПМ. Альбит-кварцевые метасоматиты (10 м) оже-

		Лев. Парнокаю		лезнены, пиритизированы среди зеленых сланцев. Pb - 0,5%, Ag - 1,15%.
IV-3	34	В левом борту р. Б. Лемва	109	ПМ. Зона трещиноватости, ожелезнения в восточном эндоконтакте гранитов с редкой рассеянной вкрапленностью галенита.
IV-3	36	Верховья р.Бол.Лемва	175	ШО с е.з. галенита и сфалерита.
IV-4	7	Руч. Ворга-Шор	167	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные содержания. Pb (0,003-0,004%).
IV-4	9	Водораздел руч. Амбарвож и Воргавож	167	ПМ. Метасоматиты с равномерной вкрапленностью, линзовидными скоплениями пирита. Pb - 0,1%, Zn-0,03%.
IV-4	13	Левобережье руч. Амбарвож	167	ПМ. Метасоматически измененные риолиты (λC_3-O_{1p}), альбит-кварцевые метасоматиты с вкрапленностью пирита. Pb-0,121%Ag-5г/т;Au-0,03г/т.
IV-4	17	Правый борт руч. Амбарвож	167	ПМ. В коренном выходе в алевропесчаниках O_{1gr} зона метасоматической переработки и пиритизации (0,7 м).Pb-0,25%;Zn- 0,2%.
IV-4	18	Руч. Амбарвож	167	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные содержания Pb(0,003-0,004%),Cu до 0,015%.
IV-4	19	Р.Бол. Тыкотлова	167	ШО с е.з. сфалерита, галенита.
IV-4	21	Руч.Амбарвож, р.Тыкотлова	167	ШО с е.з. галенита, по отдельным ручьям с е.з. сфалерита.
<i>Свинец,цинк,золото</i>				
IV-3	46	В левом борту р. Мал. Лемва	191	ПМ. Зона дробления, окварцевания, ожелезнения в песчаниках погурейской свиты, ширина выхода 130 м. Отмечается минерализация пирита. К кварцевым жилам приурочена вкрапленность галенита. Zn до 15%,Pb - 1,7%, Cu - 0,02%, Au - 6 г/т.
<i>Свинец, цинк, серебро</i>				
IV-3	22	Кузьшорское	174	П. Представлено линзовидными жилами и желваками массивного галенита в сланцах погурейской свиты. Общая ширина полосы развалов-50м, протяженность до 900м. Pb-4-21%, Zn 10%, Ag 45г/т.
IV-3	26	Верховья руч. Кузьшор	145	ПМ. Шлейф (3-5х10 м), сложенный обломками кварцевых жил среди алевролитов погурейской свиты с прожилково-гнездовой и вкрапленной минерализацией галенита, пирита и халькопирита. Галенит составляет до 40 % объема кварцевой жилы. Pb-1,2%, Zn-0,3%, Cu - 0,82 %, Ag -20г/т
<i>Кобальт, никель</i>				
III-2	4	Верховья р. Б. Надота	156	ПМ. Линейная кора выветривания по песчаникам, глинистым сланцам (D_{1vr}). Содержания: Co-0,088, Ni-0,08, Mn-2,56%.
III-2	6	Хр. Яреней-Мусюр.	157	ПМ. Окисные Fe-Mn корки в песчаниках D_{1vr} . Содержание: Co-0,3%, Ni-0,5%, Mn-40%, Fe-16,3%.
III-2	11	Междуречье руч. Воргавож	157	ПМ. Площадная кора выветривания по отложениям D_{1-2jr} . Содержания: Co-0,058, Cd-0,2 Ni-0,07,

		и Б. Надота		Mn –3,7%.
III-2	12	Междуречье Б. Надота и Воргавож	196	ПМ. Кора выветривания верхов воргавожской свиты. Железняки, охры, суглинки Co-0,066%.
III-2	14	Междуречье руч. Мадьяховож и Воргавож	156	П. Линейная кора выветривания на контакте D _{1-2nd} и D _{1bt} . Протяженность 120 м и ширина выходов 1-20 м Co-0,1%Ni до 0,1%,Mn до2%,Fe-23%/
III-2	17	Западный склон хр. Яреней Мусюр	156,157, 89, 196	П. Линейная кора выветривания по сланцевой пачке (D _{1vr}).Рудная зона мощностью 1,5-8,5м. Протяженность 950м. Co-0,07%,Ni до 0,25%,Mn до 6%,Fe-4,75%.
III-2	19	Левобережье руч. Воргавож	157	ПМ. Глинистая кора выветривания по пограничным образованиям D _{1bt} и D _{1-2nd} Co-0,46%.
III-2	21	Междуречье руч. Воргавож и Яреней-шор	196	ПМ. Линейная кора выветривания по песчано-сланцевой толще (D _{1vr}). Содержания: Co-0,058, Ni-0,091, Mn>1%.
III-2	23	Южная оконечность хр. Яреней Мусюр	157	ПМ. Кора выветривания суглинистая с обломками выветрелых глинистых сланцев и известняков. Содержания Co-0,46, Ni-0,029, Mn -8,9, Fe-5,6%.
III-4	9	Верховья р.Бол Хайма	167	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные содержания Co до 0,005%, Mo- 0,0005%.
III-4	13	Верховья р.Мал.Хайма	167	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные содержания Ni (0,004-0,01%).
IV-4	4	Верховья р. Грубею	167	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные содержания Ni (0,007-0,015%).
<i>Кобальт, никель, платина</i>				
IV-4	22	Лев.приток р.Б.Тыкотлова	199	ПМ. В пикритах орнг-юганско-лемвинского комплекса тонкая вкрапленность пентландита, глаукодота с примесью платины. Co-0,014%, Ni-0,11%, по данным микрозонда Ru-15 мас.%, Ir-4.8; Pt-1.28.
<i>Молибден</i>				
II-4	6	Руч.Бадьявож	142	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные содержания Mo до 0,0015%; V-0,03%; Zn-0,03%.
III-3	34	В левом борту р. Прав. Парнокаю	180, 191	ПМ. Единичные пластинчатые зерна молибденита размером 0,3 - 0,4 мм в гранитах. Приурочены к контактовой части массива. Содержание Mo - 0,11%.
III-4	4	Верховья р.Бол. Хайма	167	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные содержания Mo-0,0005%.
III-4	14	Водораздел рек Хоймадью и Грубею	167	ПМ. В делювии среди кварцитовидных алевролитов O _{1gr} отмечаются глыбы серицит-альбит-кварцевых метасоматитов с редкими зернами пирита. Mo-0,002%;Nb-0,015%.
IV-3	2	Верховья руч. Пачвож, в правом борту	191	ПМ. Тело диоритов верхнеордовикского возраста. Mo - 0,007, Cu - 0,015, Pb - 0,035, Ag - 0,4 г/т.
IV-3	32	Руч. Пернашор	145	ПМ. На восточном контакте Лемвинского массива граниты разгнейсованы, интенсивно прокварцо-

				ваны, с прожилково-гнездовой вкрапленностью пирита, халькопирита. Размер гнезд до 7 см. Отмечаются редкие чешуйки молибденита и налеты медной зелени. Cu - 1,2%, Mo - 0,01% .
IV-3	38	Левый борт р. Бол. Лемва	145	ПМ. Восточный контакт Лемвинского массива, граниты прокварцованные, ожелезненные с рассеянной вкрапленностью пирита. В кварцевой жиле чешуйки молибденита. Мо до 0,08%, Cu - 0,01, Ag - 1,0 г/т
IV-4	8	Верховья руч. Амбарвож	167	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные содержания Мо- до 0,0005%.
IV-4	14	Левобережье руч. Амбарвож	167	ПМ. Кварцевые метасоматиты ($v\beta O_{1-2}Ol$) с серицитом. Мо-0,004; Ag-2.
IV-4	23	Левый борт р. Б. Тыкотлова	167	ПМ. Алевросланцы полосчатые, метасоматически измененные с тонкой вкрапленностью пирита. Мо-0,002%; Ag-0,2%.

Вольфрам

IV-3	51	Левый приток р. Б. Тыкотлова	199	ПМ. Измененные пикриты в зоне контакта с долеритами. W до 0,02%; Co>0,002%.
IV-4	20	Руч. Петравож, р. Тыкотлова	167	ШО с весовыми содержаниями шеелита.
IV-4	24	Р. Бол. Тыкотлова	167	ШП с е.з. шеелита.

Олово

IV-3	28	Руч. Пернашор	191	ПМ. Гематитовая жила (до 20 см), приуроченная к восточному контакту гранитного массива. Состав жилы: гематит - 90%, магнетит - ед. зерна, нерудная масса (кварц, хлорит) - 10%. W - 0,045%, Sn - 0,0092%, Au - 0,002 г/т, Sb - 0,0002.
------	----	---------------	-----	--

Ртуть

III-2	27	Руч. Воргавож	85	ШП с е.з. киновари, единичными шлихами с е.з. сфалерита.
-------	----	---------------	----	--

Благородные металлы

Золото

I-3	8	р. Грубею	116	ШП с е.з. золота и отдельными весовыми пробами до 0,1 г/м ³ .
I-4	4	р. Воравож	116	ШП с е.з. золота и весовыми содержаниями до 0,16 г/м ³ .
II-1	2	руч. Пармаю	85	ШП с е.з. золота и отдельными весовыми пробами до 0,1 г/м ³ , е.з. сфалерита.
II-2	1	р. Большая Инта	85	ШП с весовыми содержаниями золота до 0,1 г/м ³ и е.з.
II-2	4	руч. Бетью	85	ШП с е.з. золота и отдельными весовыми содержаниями до 0,1 г/м ³ .
II-2	5	Истоки р. Б. Надота	85	ШП с е.з. золота.
II-3	1	р. Лемва (ниже устья р. М. Надота)	116	ШП с е.з. золота.
II-3	6	р. Малая	191	ШП с е.з. золота.

		Надота		
II-3	11	р. Хайма	116	ШП с е.з. золота и весовыми содержаниями до 0,1г/м ³
II-3	15	р. Лемва (от устья р. Парно-каю до у.р. Хайма)	116	ШП с е.з. золота и отдельными весовыми пробами до 0,1 г/м ³ .
II-4	2	р.Правая Грубею	116	ШП с весовыми до 0,2 г/м ³ содержаниями золота. В 3 пробах до 1 г/м ³ .
II-4	3	р. Левая Грубею	116	ШП с е.з. золота и отдельными весовыми пробами до 0,1 г/м ³ .
III-2	2	Правый приток р. Б. Надота	85	ШП с весовыми содержаниями золота 0,1-0,5г/м ³ .
III-2	5	Устье р Б. Надота	85	ШП с весовыми содержаниями до 0,1 г/м ³ и е.з. золота.
III-2	22	Левый приток руч. Таврота-Шор	85	ШП с весовыми содержаниями золота до 0,1 г/м ³ и е. з.
III-2	25	руч. Воргавож	85	ШП с е.з. золота
III-2	26	Правый приток руч. Мадага-Вож	85	ШП с е.з. золота и весовыми содержаниями до 0,1 г/м ³ .
III-3	2	Р.Мал.Хайма	33	ШП с е.з. золота, халькопирита.
IV-3	21	Верховья руч. Кедзы-шор	145	ПМ. Зона пиритизации в кварцитовидных песчаниках и туфах кислого состава моллюдовжской свиты. Au не превышает 0,02 г/т.
IV-3	30	Правый борт р. Бол. Лемва	191	ПМ. Сланцы моллюдовжской свиты существенно хлоритового состава в зоне надвига, с кварцевыми прожилками, линзами сульфидной минерализации. Au - 0,16 г/т, Ag - 1,2 г/т, Pb - 0,01, Cu - 0,005%.
IV-3	33	Рр. Мал.и Бол. Лемва	33	ШО с е.з. золота и молибденита.
IV-3	42	Верховье р. Бол. Лемва	145	ПМ.Тело риолитов (30 м) с гнездово-вкрапленной минерализацией пирита и галенита. Au до 2,0 г/т, Ag до 2,6%, Pb - 0,68, Zn - 0,39%.
IV-3	47	Лемвинское	33,145, 191	П. Две минерализованные зоны (пирит, халькопирит, реже галенит): "Северная" прослежена на 400 метров, повышенные содержания мышьяка и сурьмы; "Южная" - золотоносная, прослежена на 800 м, локализуется среди метаморфизованных алевролитов. Содержание золота неравномерно от 1,53 г/т до 13,9 г/т.
IV-3	49	Водораздельный	199	П. Ожелезненные метасоматиты с густой пиритовой вкрапленностью в габбро-диабазе и алевролитах. Au-1,5 г/т, до 9,9; Ag до 6г/т.
IV-3	53	Подснежный	199	П. Зона обохренных кварцитовидных пород и прослои метасоматитов мощностью до 10 м с

				вкрапленностью пирита в пачке переслаивания песчаников и алевролитов. Au до 0,5 г/т; в развалах по штуфам до 9,7 г/т; Pb до 7,8%.
IV-3	54	Истоки р. Мал. Лемва	191	ПМ. Элювиальные обломки вторичных кварцитов среди пород погурейской свиты. Au до 9,7 г/т, Ag - 7,15 г/т, Pb - 0,12, Zn - 1,04%.
IV-4	6	Левый борт р. Ср. Дзеляю	167	ПМ. Делювиальная глыба амфиболита дзеляюского комплекса ожелезненного, по трещинам примазки малахита. Co>0,01%; Cu-0,15%; Au-0,7 г/т; Ag-3 г/т.

Серебро

II-4	5	Верховья р.Воравож	142	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные содержания Ag (до 1,5 г/т); V-0,003%; Zn- 0,03%.
III-3	7	Вершинный	122	ПГХО. В коренных: Ag до 50 г/т; Au до 1г/т.
IV-4	12	Левобережье руч. Амбарвож	167	ПМ. Альбит-кварцитовые метасоматиты в экзо- и эндоконтактах риолитов пожемского комплекса. Ag-0,2 г/т; Ba-0,7; в делювии в штуфах: Ag-до 100 г/т; Pb-0,1; Sr >1%.

Радиоактивные элементы

Уран

II-3	3	В правом борту р. Лемва	191	ПМ. Переслаивание углисто-глинистых и углисто-кремнистых сланцев харотской свиты. Содержание U 0,001-0,003%.
II-3	8	В левом борту р. Мал. Лемва	191	ПМ. Прослой углисто-глинистых сланцев среди углисто-кремнистых сланцев и алевролитов харотской свиты. Содержание U - 0,1-1,6x10 ⁻³ %.
II-3	19	Скважина в левом борту р. Лемва	191	ПМ. Представлен черными углистыми глинами, содержащими обломки углисто-глинистых сланцев (U до 14x10 ⁻⁴ %, V>0.1%, Ag-10-15 г/т).
II-3	21	"Заячий"	191	П. Среднекаменноугольные черные и серые глины, развитые по углисто-глинистым сланцам, мощность 10-15 м. U до 0,011%, Ag до 8г/т.
II-4	9	Грубеинское	109	ПМ. Рудные зоны (мощностью до 0,5 м) и гнезда (мощностью до 1м) в зонах эндоконтакта 3 экстразивных куполов липаритовых порфиров. U 0,02-0,04%
II-4	10	Правобережное	109	ПМ. Линзовидное (мощностью до 2,5м) оруденение в зонах березитизации, сопровождающих разлом. U 0,025%
III-3	23	"Хайминское"	109	П. Отрезок западного контакта Лемвинского массива, оруденение приурочено к узлам пересечения приконтактной тектонической зоны типа надвига с крутопадающими разрывными нарушениями. Содержания: Pb до 1%, Cu до 0,1%, Zn до 0,02%, Y до 0,1%, Be - 0,007%, It - 0,003%; U до 0,184%; Th до 0,005%.
III-3	35	"Кыношорское"	109	П. В пределах экзоконтактной части гранитов Лемвинского массива. Оруденение локализуется в песчаниках погурейской свиты. Содержания: Pb до 1%, Cu - 1%, Mo - 0,02%, Be - 0,007%, Yt -

				0,007%, V - 0,03%; U до 0,5%; Th до 0,007%.
IV-3	13	"Парнокское"	109	П. На восточном контакте гранитов массива с конгломератами погурейской свиты, осложнено тектоническими нарушениями. Оруденение приурочено к зонам дробления, значительной протяженности (более 1 км). Pb до 1%, Cu до 0,6%, Mo - 0,01%, Be до 0,003%, Yt - 0,03%; U до 0,21%; Th до 0,003%.
IV-3	14	"Монолитное"	109	ПМ. Эндоконтактная часть гранитного массива шириной 350-500 м, перекрывается песчаниками, сланцами. Строение осложнено тектоническими нарушениями, в зонах дробления локализуется оруденение. Pb до 0,05%, Cu - 0,05%, Zn - 0,02%, Be - 0,002%; U до 0,08%; Th до 0,003%.
IV-3	23	"Пернашорское"	109	ПМ. Рудопоявление локализуется в восточной контактовой зоне Лемвинского массива, осложненной поперечными тектоническими нарушениями. Pb до 0,03%, Mo до 0,01%, Zn - 0,05%; U - 0,02%, Th до 0,1%.
IV-3	37	"Лемвинское"	109	П. Объединяет более 20 ураноносных зон общей протяженностью 9 км. Рудные тела локализуются в зонах дробления и рассланцевания по долеритам и гранитам. На юге участка ксенолит пород молодожской свиты. Cu до 0,2, Pb - 0,5, Mo - 0,05, Zn - 0,07, Bi - 0,2, Sn - 0,03; U 0,01-0,21%; Th 0,002-0,005%.
IV-3	40	"Приозерное"	109	П. Рудная зона шириной 20-100 м в гранитах. В узле сочленения зоны с разломом намечается наличие рудного штока в виде столбообразной формы. Cu до 0,5, Pb - 0,04, Mo - 0,01, Sn - 0,03, Be - 0,01, Zn - 0,03; U - до 0,43%; Th - 0,003%.
IV-3	48	"Малолемвинское"	109	ПМ. Приурочено к восточному контакту Лемвинского массива, оруденение локализуется в осложняющих контакт поперечных тектонических нарушениях. Cu до 0,03, Pb - 0,03, Mo - 0,004, Be - 0,001, Zn - 0,3; U 0,01-0,04%; Th - 0,003%.

Неметаллические ископаемые

Кварц

IV-2	11	Кожим	131	П. В известняках малотавротинской свиты хрусталеносные кварцевые жилы. Мощность жил 0,2-5 м. Размер кристаллов до 20-40 см.
IV-3	1	Бассейн р. Лемва	174	ПМ. Полоса развития надотамылькской свиты с кварцевыми жилами. Мощность жил 0,1-0,4 м. Размер кристаллов горного хрусталя до 12 см.
IV-3	7	р. Лемва	174	ПМ. Кварцевые жилы в надотамыльских песчаниках.
IV-3	8	р. Лемва	174	ПМ. Песчаники с кварцевыми жилами.
IV-3	9	р. Лемва	174	ПМ. Кварцевые жилы в надотамыльских песчаниках.
IV-3	16	р. Лемва	174	ПМ. Песчаники с кварцевыми жилами.
IV-3	17	р. Лемва	174	ПМ. Кварцевые жилы в надотамыльских песчаниках.

				никах.
IV-3	25	р.Лемва	174	ПМ. Песчаники с кварцевыми жилами.

Химическое сырье

Барит

IV-4	10	Левый берег руч. Амбарвож	167	ПМ. Жила барита мощностью 0,35м и мелкие кварц-баритовые прожилки (до 5см) в метасоматически измененных терригенно-вулканогенных породах и габброидах. В жиле- BaSO_4 до 98%.
------	----	---------------------------	-----	--

Минеральные удобрения

Фосфориты

II-3	2	Правый борт р. Лемвы	191	ПМ. Черные углисто-кремнистые сланцы фтанитовой пачки харотской свиты, содержащие овальные фосфатные конкреции с содержанием P_2O_5 - 18-24%.
II-3	4	Левый борт р. Лемва	191	ПМ. Черные углисто-кремнистые сланцы фтанитовой пачки харотской свиты, содержащие овальные фосфатные конкреции с содержанием P_2O_5 - 2,5-6,8%.
II-3	9	Правый борт р. Мал. Надота	191	ПМ. Фосфатная пачка (2,1 м) харотской свиты с многочисленными овальными конкрециями фосфоритов среди углисто-кремнистых фосфатных сланцев. Содержание: P_2O_5 в конкрециях 14-18 %, в сланцах 3-12 %.
II-3	16	Междуречье рек Мал. Надота и Лемва скв. К-V-2	191	ПМ. Красноцветная кора выветривания (10-15 м) по углисто-кремнистым сланцам харотской свиты, в средней части повышенное содержание P_2O_5 до 2,52 %.
II-3	20	Левый берег р. Лемва	191	ПМ. В верхней части разреза западноворгошорской толщи углисто-кремнистые сланцы с содержанием P_2O_5 до 4,7%.
III-3	14	Левый берег руч. Пач-Вож	191	ПМ. Пачка черных углисто-кремнистых сланцев харотской свиты (10 м). Содержание P_2O_5 3,6-7,6%.
III-3	15	Парнокское	191	П. Черные углисто-кремнистые фосфатные сланцы в разрезе харотской свиты. Содержание P_2O_5 - 6-8%.
III-3	21	Правый борт р. Парнокаю	191	ПМ. Пачка углисто-кремнистых сланцев харотской свиты. Содержание P_2O_5 3,4-7,9%.
III-3	24	Восточное	73	П. Слои микрозернистых фосфоритов мощностью 5-10м в породах харотской свиты. P_2O_5 7-9%.

Абразивные материалы

I-4	2	Правый борт правого притока р.Грубею	142	П. Опоковидные песчаники в поздне меловых отложениях. Мощность более 10м при протяженности в выходах до 1,5км ² .
I-4	3	Правый борт р. Воравож	142	П. Диатомиты и диатомитовые глины морского генезиса в воравожской свите. Ресурсы по P_2 при мощности до 100м составляют около 1 млн.т.

Горнотехническое сырье

Асбест

IV-4	15	Левый борт	167	ПМ. Габбро-долериты, содержащие прожилки
------	----	------------	-----	--

		руч. Изъяшор		кварцевых эпидозитов с включениями актинолит-асбеста.
--	--	--------------	--	---

Поделочные камни

П-3	5	Левый борт р.Лемва, 1км ниже устья р.М.Надота	191	ПМ. Отложения харотской свиты с горизонтом (мощностью 8м) кремнистых конкреций. Содержание конкреций–20%, размер до 0,5м. Горизонт пролежен на первые десятки метров.
-----	---	---	-----	---

Прочие ископаемые

Глауконит

I-4	1	Правый борт р. Грубею	142	П. Слой глауконитовых песчаников мощностью около 5м в позднемеловых отложениях.
-----	---	-----------------------	-----	---

Подземные воды

Минеральные лечебные воды

П-3	14	Левый борт р.Лемва, 3км выше устья р.Хайма	191	Сероводородный источник. Температура 2°, дебит 0,4л/сек.
-----	----	--	-----	--

Таблица прогнозируемых объектов и прогнозных ресурсов полезных ископаемых

№ по схеме прогноза	Площадь объекта, км ²	Прогнозная характеристика перспективных объектов; прогнозны ресурсы, категория; их обоснование	Рекомендуемые виды работ
<i>Газ горючий</i>			
1	7	С/с*; 3,6 млрд.м ³ горючего газа (С ₃); [4]; антиклинальные структуры в верхнекаменноугольных карбонатах, экранированные нижнепермскими аргиллитами низов гусиной свиты по данным сейсмо- и гравиразведочных работ по аналогии с Интинским и Кожимским газовыми месторождениями.	Параметрическое бурение
2	7	С/с; 2,1 млрд.м ³ горючего газа (С ₃); см. №1.	Параметрическое бурение
4	8	С/с; 1,2 млрд.м ³ горючего газа (С ₃); см. №1.	Параметрическое бурение
VI.1	2454	С/м; 18 млрд.м ³ горючего газа (Д ₁₊₂);[4]; антиклинальные структуры в верхнекаменноугольных карбонатах, экранированные нижнепермскими аргиллитами низов гусиной свиты по данным сейсмо- и гравиразведочных работ по аналогии с Интинским и Кожимским газовыми месторождениями; определенные перспективы имеют верхнеордовикско-нижнедевонский, доманиково-нижнетурнейский антиклинали экранированные глинистыми толщами надотамылькской и нортнической свит соответственно.	Параметрическое бурение
7	5	С/с; 1,45 млрд.м ³ горючего газа (С ₃); [4]; антиклинальные структуры в верхнекаменноугольных карбонатах, экранированные нижнепермскими аргиллитами низов гусиной свиты по данным сейсмо- и гравиразведочных работ по аналогии с Интинским и Кожимским газовыми месторождениями.	Параметрическое бурение
9	28	С/м; 2 млрд.м ³ горючего газа (Д ₂); [199]; полоса барьерных рифов силурийско-нижнедевонского и позднедевонско-каменноугольного возраста, перекрытых Лемвинским аллохтоном, присутствие сероводородных источников вниз по течению от зоны надвига.	Сейсмороботы, параметрическое бурение
<i>Уголь каменный</i>			
I-1-1	31	В/в; 30 млн.т угля (Р ₁); на основании пересчета ресурсов Печорского бассейна по последним кондициям [137] прирост запасов месторождения на территории площади за счет углей кожмрудницкой свиты . Глубина прогноза 600м.	
3	8	С/с; 2 млн.т угля (Р ₁); на основании пересчета ресурсов Печорского бассейна по последним кондициям [137] на территории площади Кожимской синклинали за счет углей	

		кожимрудницкой и интинской свит. Глубина прогноза 700м.	
<i>Железо</i>			
III-3-32	-	На проявлении прогнозируется мелкое месторождение железа с ресурсами 6,1 млн.т руды (P ₁₊₂). На основании данных горных работ и бурения [196]. Глубина прогноза 300м.	
<i>Железо, марганец</i>			
III-3-13	-	На среднем железо-марганцевом месторождении прогнозируется прирост запасов; подсчитанные запасы категории C ₁₋₂ : по марганцевым рудам 14 млн.т, по железным рудам 12,6 млн. т; прирост запасов категории P ₁₋₂ : по марганцевым рудам 40,6 млн.т, по железным рудам 11,2 млн.т; на основании данных бурения и горных работ [193,194]. Глубина прогноза: на участках Магнитный II, Усть-Пачвожский до 600м, на Восточном – до 300м.	РМ** на уч. Магнитный II, Усть-Пачвожский; на уч.Восточный – завершение законсервированных О Р
IV.0.2.1	28	С/с; на территории Парнокского рудного поля, вне пределов одноименного месторождения прогнозируется 15,4 млн.т марганцевых руд, 3,4 млн.т железных руд (P ₁₊₂); за счет прогнозных ресурсов участка Дальний и магнитной аномалии Южная; на основании данных бурения и горных работ [194]. Глубина прогноза до 800м.	О Р
<i>Свинец, цинк</i>			
II.2	42	С/с; 240 тыс.т Zn; 156тыс.т Pb; 1,3тыс.т Cd (P ₃); (табл.8.2); ПМ полиметаллов, ШО и ШП галенита, сфалерита, ВГХО Pb, Zn, Ag в пределах развития пород грубепендишорской свиты.	П Р
II.2.0.1	18	В/в; 605тыс.т Zn; 375тыс.т Pb; 3,2тыс.т Cd (P ₂); [85,т.1,кн.3,с.3-7]; П, ПМ, и ПГХО полиметаллов, ВГХО полиметаллов, серебра, ШО галенита, сфалерита. Глубина прогноза 300м	О Р
<i>Золото коренное</i>			
IV.1.1.1	3	В/с; 9,9т коренного Au (P ₁₊₂); (табл. 7.4); П и ПМ золота, элювиальные и коренные выходы рудоносных метасоматитов в груботерригенных пачках нижнепогурейской подсвиты, делювиальные россыпи в районе проявлений, ШО золота.	О Р
<i>Золото россыпное</i>			
0.0.1	165	Н/м; 2т россыпного золота (P ₃) и 78тыс.т кобальта(P ₁₊₂); (табл. 8.3), [196]; шлиховые потоки с весовым содержанием золота по всем водотокам площади; типоморфные признаки золота; наличие кор выветривания на территории; повышенная золотоносность по данным бурения [85,т.1,кн.3,с.15], присутствие знаков золота в кобальтовых рудах, связанных с корами выветривания.	П Р
0.0.2	11	С/с; 3,5т россыпного Au (P ₂); (табл. 8.3); присутствие палеорусел на аэрофотоснимках; повышенное содержание золота в шлиховых потоках, дренирующих древние долины; генетическая идентичность с россыпью Водораздельная Кожимского района.	П Р

IV-1-5	-	С/с; 700кг россыпного Au (P ₁₊₂); [123]; высокая золотоносность долины; присутствие коренных источников промышленных россыпей в верховьях; знаковая золотоносность по всему разрезу I террасы и поймы; по данным бурения на протяжении всей долины выделяется подвесной пласт золота.	П Р
IV-3-31	-	В/с; 170кг россыпного золота (P ₂); (табл. 8.3); присутствие коренного источника в верховьях; положение россыпи в зоне выхода реки из узкой эрозионной долины в широкую троговую; золотоносность отложений высокой поймы и пролювиально-аллювиальных отложений конусов выноса.	О Р
IV-3-45	-	В/с; 300 кг россыпного золота (P ₂); (табл. 8.3); делювиальная россыпь, расположенная вниз по склону от коренного рудопроявления; интенсивные литохимические аномалии на территории россыпи; повышенная шлиховая золотоносность делювиально-солифлюкционных отложений.	О Р
<i>Уран</i>			
III-3-23	-	На проявлении прогнозируется мелкое месторождение (P ₂); широкое развитие тектонических нарушений, даек долеритов третей фазы в полосе развития лемвинских гранитоидов, наличие экранов нижнепогуреysких песчаников над рудоконтролирующими разломами, глубина прогноза до 100м.	
IV-3-37	-	На проявлении прогнозируется среднее месторождение (P ₂); широкое развитие тектонических нарушений, оперяющих рудоконтролирующий Привершинный разлом, даек долеритов третей фазы в полосе разлома, интенсивная гидротермальная проработка этих зон, наличие экранов нижнепогуреysких песчаников над рудоконтролирующими разломами; глубина прогноза до 100м.	
<i>Строительные материалы (обломочные породы)</i>			
5	-	С/с; песчаные отложения раннеплейстоценового возраста водэтыской толщи. При средней мощности 5м объем составляет 50 000 000м ³ .	О Р
6	-	С/с; водэтыские песчано-гравийные отложения раннеплейстоценового возраста. При средней мощности 6м объем составляет 6 000 000м ³ .	О Р
8	-	В/с; водэтыские песчано-гравийные отложения раннеплейстоценового возраста. По данным бурения прогнозные ресурсы по P ₂ составляют 2 500 000 м ³ , при средней мощности 20 м.	О Р
10	-	С/с; водэтыские песчано-гравийные отложения раннеплейстоценового возраста. По данным горных выработок объем составляет 1 200 000 м ³ .	О Р
11	-	С/с; водэтыские песчано-гравийные отложения раннеплейстоценового возраста. Объем составляет 25 000 000 м ³ , при средней мощности 10 м.	О Р
12	-	С/с; водэтыские песчано-гравийные отложения раннеплейстоценового возраста. Объем	О Р

		ем составляет 4 500 000 м ³ , при средней мощности 5 м.	
13	-	С/с; водэтыйские песчано-гравийные отложения раннеплейстоценового возраста. Объем составляет 800 000 м ³ , при средней мощности 20 м.	О Р
14	-	В/с; санавожские валунно-галечные отложения позднеплиоценового возраста. По данным горных выработок и бурения объем составляет 65 000 000 м ³ , при средней мощности 25 м.	О Р
15	-	В/с; санавожские валунно-галечные отложения позднеплиоценового возраста. По данным бурения объем составляет 1 500 000 м ³ , при средней мощности 25 м.	О Р
16	-	С/с; пачвожские флювиогляциальные покровные отложения среднелеоплейстоценового возраста. Объем составляет 1 200 000 м ³ , при средней мощности 5 м.	О Р
17	-	С/с; пачвожские флювиогляциальные покровные отложения среднелеоплейстоценового возраста. Объем составляет 4 500 000 м ³ при мощности 10 м.	О Р

С/с* - оценка перспективности объектов. Числитель – степень перспективности: в – высокая, с – средняя, н – низкая; знаменатель – надежность ее определения: в – вполне надежная, с – средней надежности, м – малой надежности.

РМ** - рекомендуемые геологоразведочные работы: П Р – поисковые работы; О Р – оценочные работы; Р М – разведка месторождения.

СПИСОК

стратотипов, петротипов, опорных обнажений, буровых скважин, показанных на геологической карте донеогеновых образований листов Q-41-XIX,XX Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200000

Но- мер на карте	Ин- декс клетки	Характеристика объекта	№ по списку литературы, авторский № объекта
1	I-1	Скважина, 610 м, вскрывает разрез интинской свиты западного борта Интинской синклинали	190, скв.1233
2	I-1	Скважина, 774 м, вскрывает разрез верхнепермских отложений по оси Интинской синклинали	190, скв. 1242
3	I-1	Скважина, глубина 774 м, вскрывает разрез верхнепермских отложений по оси Интинской синклинали	96, скв. 2193
4	I-1	Скважина, глубина 752 м, вскрывает опорный фаунистически охарактеризованный разрез сейдинской свиты в Интинской синклинали	96, скв. 2190
5	I-1	Скважина, глубина 541,6 м, вскрывает промышленные пласты углей интинской свиты на восточном борту Интинской синклинали	188, скв. 1046
6	I-1	Скважина, глубина 658 м, вскрывает опорный разрез интинской и верхи кожмрудницкоц свиты на территории листа	94, скв. 2279
7	I-1	Скважина, 100,6 м, вскрывает фаунистически охарактеризованные пограничные отложения кожмрудницкой и талатинской свит.	132, скв. 1492
8	I-1	Скважина, глубина 72,5м, вскрывает фрагмент фаунистически охарактеризованного водоносного разреза гусиной свиты Интинского месторождения подземных вод	132, скв. 1452
9	I-1	Скважина, 78,4 м, вскрывает фрагмент фаунистически охарактеризованного водоносного разреза гусиной свиты Интинского месторождения подземных вод	132, скв. 1470
10	I-1	Скважина, 31,4 м, вскрывает фрагмент фаунистически охарактеризованного водоносного разреза гусиной свиты Интинского месторождения подземных вод	132, скв. 1506
11	I-3	Стратотип береговой толщи олигоцена	Наст. Записка, обн. 29
12	I-4	Скважина, 448 м, вскрывает стратотипы кыршорской и воровожской свит палеогена, опорный разрез песчаноглауконитовой толщи верхнего мела на территории листа	142, скв. 00228
13	I-3	Опорное обнажение (трансгрессивное налегание сизымской свиты нижней перми на известняки московского яруса)	Наст. Записка, обн. 3
14	II-1	Опорное обнажение (трансгрессивное налегание сизымской свиты нижней перми на известняки касимовского яруса)	153, обн. 237
15	II-3	Опорный разрез малонадотинской свиты	191
16	II-3	Петротип усть-хайминского диоритового комплекса	191
17	II-3	Стратотип нижнекачамыльской (покойникшорской) подсвиты)	18, обн. 20, 1049
18	II-2	Стратотип ярнеймусюрской свиты	Наст. Записка
19	II-1	Стратотип джагальской свиты, ярнейского и лолашорского региональных горизонтов	39, обн. 196
20	II-2	Стратотип мятяшорской толщи	85
21	III-2	Опорный разрез ядра рифа Олыся	22
22	III-3	Стратотип западноворгашорской свиты	191
23	III-1	Стратотип яптикшорской свиты	39, обн 198

24	III-1	Гипостратотип филипппельской свиты, стратотип седельской свиты и маршрутного и усть-дурнаевского региональных горизонтов	39, обн. 217
25	III-1	Стратотип гердьюской свиты	38, обн. 212, 214
26	III-3	Типовое обнажение усть-парнокской толщи со склоновыми конглобрекциями и оолитовыми известняками	191
27	III-3	Типовой разрез верхней подсвиты надотамыльской свиты	191
28	III-4	Петротип погурейского комплекса плагигранитового	168
29	III-2	Типовое обнажение водорослевого ядра Лемвинского рифового комплекса	85
30	III-2	Типовое обнажение межбиогермных слоев Лемвинского рифового комплекса	85
31	III-3	Типовой разрез средней подсвиты надотамыльской свиты	191
32	III-3	Стратотип верхнекачамыльской (парнокской) подсвиты	193
33	III-3	Скважина, 840 м, вскрывает разрез Хайминского покрова и рудную залежь участка Дальний Парнокского месторождения, типовой разрез среднекачамыльской (пачешорской) подсвиты	193, скв. 420
34	III-3	Скважина, глубина 150 м. Перебурен Верхнепачвожский клипп Грубеинского покрова в поле Хайминского.	194, скв. 116
35	IV-2	Стратотип малотавротинской свиты	39
36	IV-2	Парастратотип среднекожимской (зыбкаланьельской) подсвиты	18, обн. 82
37	IV-2	Стратотип нижнекожимской (тэлашорской) подсвиты	18, обн. 79
38	IV-3	Опорное обнажение. Трансгрессивное налегание базальных конгломератов погурейской свиты на граниты лемвинского комплекса. Типичные метаморфизованные каймы выветривания на гальках.	199, обн.224
39	IV-3	Опорное обнажение.Косая слоистость в аркозовых песчаниках нижнепогурейской подсвиты.	199, обн. 7025
40	IV-3	Петротип лемвинского комплекса гранитового плутонического	191
41	IV-2	Стратотип рифа Бадья	117, обн. 55
42	IV-2	Стратотип Балбаньюского рифового массива	1
43	IV-2	Типовой разрез грубепендишорской свиты	117, обн. 1141
44	IV-3	Типовой разрез нижненадотамыльской подсвиты	191
45	IV-3	Петротип расслоенных пикрито-габбродолеритовых силлов в составе орангьюганско-лемвинского комплекса	199

СПИСОК

стратотипов, опорных обнажений, буровых скважин, показанных на геологической карте неоген -четвертичных образований листов Q-41-XIX, XX Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000

Номер на карте	Индекс клетки	Характеристика объекта	№ по списку литературы	Авторский номер объекта
1	I-1	Скважина вскрывает разрез роговской серии ,содержащих фораминиферы	71	скв.15/23
2	I-1	Скважина вскрывает разрез палеодолины р. Бол. Инта	105	скв.722
3	I-4	Скважина вскрывает разрез озерных отложений , роговской и падимейской серии с редкими фораминиферами	142	скв.0072
4	I-4	Скважина вскрывает максимальный по мощности (42м) разрез чигимшорской толщи	142	скв.00155
5	I-1	Скважина вскрывает максимальный по мощности (9,2м) разрез озерных и болотных образований верхнего неоплейстоцена-голоцена	105	скв.864
6	I-2	Опорное обнажение чулейской толщи с фораминиферами , залегающей на нерасчлененных осадках колвинской серии и лыммусюрской свиты с максимальным содержанием (в пределах картируемой территории) раковин фораминифер колвинского комплекса	153 (177)	К - 306 (К-50)
7	I-4	Скважина вскрывает разрез озерных и болотных осадков и падимейской серии со спорово-пыльцевым комплексом падимейского типа	142	скв.0059
8	I-4	Скважина вскрывает разрез палеодепрессии Воравожско - Харутинского водораздела, выполненной чигимшорской толщей со спорово - пыльцевыми комплексами колвинского типа	142	скв.00149
9	I-4	Скважина вскрывает фрагмент разреза роговской серии и падимейскую серию со спорово-пыльцевым комплексом падимейского типа	142	скв.0064
10	I-2	Естественный выход. колвинской серии и лыммусюрской свиты со спорово - пыльцевыми комплексами колвинского типа, и раковинами фораминифер	153	288, (К - 9009 обн.9009Б)
11	I-4	Скважина вскрывает аллювиальный разрез поймы	142	скв.00234
12	I-4	Скважина вскрывает разрез санавожской палеодолины: санавожский аллювий,падимейскую серию, тавротинскую толщу и роговскую серию	142	скв.0038
13	I-4	Скважина вскрывает разрез палеодолины на водоразделе рр. Веркесвож - Воравож : чигимшорскую толщу, падимейскую серию, тавротинскую толщу и роговскую серию с редкими фораминиферами	142	скв.0037
14	I-4	Скважина вскрывает озерных и болотных образований залегающих на роговской серии	142	скв.0032

15	I-4	Скважина вскрывает разрез озерных и болотных осадков среднего неоплейстоцена-голоцена	142	скв.0011
16	I-4	Скважина вскрывает разрез озерных и болотных осадков среднего неоплейстоцена-голоцена	142	скв.0010
17	I-4	Скважина вскрывает разрез палеодолины в истоках ручья Веркесвож : балбаньюсский аллювий, чигимшорскую толщу со спорово - пыльцевым комплексом колвинского типа, санавожский аллювий, падимейскую серию с редкими раковинами фораминифер, тавротинский аллювий и водэтыйскую толщу	142	скв.0021
18	I-4	Скважина вскрывает разрез водэтыйской толщи и роговской серии	142	скв.006
19	I-4	Скважина вскрывает разрез палеодолины ручья Пачашор с балбаньюсским и санавожским аллювием, содержащим палинологические комплексы колвинского и падимейского типов, и падимейскую серию со спорово-пыльцевым комплексом лесостепного типа	142	скв.00137
20	II-3	Скважина вскрывает фрагмент разреза роговской серии на тавротинском аллювии и падимейской серии с фораминиферами на санавожском аллювии	191	скв.П-V-4
21	II-3	Скважина вскрывает разрез падимейской серии с раковинами фораминифер	191	скв.П-V-3
22	II-4	Скважина вскрывает опорный разрез ханмейской морены, залегающей на пачвожской морене	142	скв.00224
23	II-3	Опорное обнажение седлового аллювия III надпойменной террасы со спорово - пыльцевым комплексом тундрового и арктического типа, залегающего на санавожском аллювии со спорово - пыльцевым комплексом лесостепного (падимейского) типа	199	К - 9071
24	II-3	Опорное обнажение санавожского аллювия и падимейской серии со спорово - пыльцевыми комплексами лесостепного типа имеющих отрицательную полярность палеомагнитной ортозоны Матуяма, роговской серии со спорово - пыльцевым комплексом тундровой растительности и отрицательной полярностью ортозоны Матуяма, водэтыйской толщи со спорово - пыльцевыми комплексами лесотундровой, тундровой растительности и редкими раковинами фораминифер соответствующей палеомагнитной ортозоне Брюнес	191, 199	5748 (К - 9073)
25	II-3	Опорное обнажение ярвожского аллювия первой надпойменной террасы со спорово - пыльцевым комплексом тундрового типа в долине р.Лемва	199	9070
26	II-3	Скважина вскрывает разрез палеодолины : балбаньюсский аллювий с фрагментами чигимшорской толщи, предположительно (из-за плохого выхода керна) санавожский аллювий, падимейскую серию с раковинами фораминифер, тавротинский аллювий и роговскую серию	192	скв.П-VII-9
27	II-3	Скважина вскрывает разрез рельефообразующей роговской серии	191	скв.К-XV-1

28	II-3	Скважина вскрывает разрез палеодолины р. Мал.Надота : балбаныусский аллювий , чигимшорскую толщу и падимейскую серию	191	скв.П-XV-2
29	II-3	Скважина вскрывает разрез палеодолины р. Мал.Надота : балбаныусский аллювий, чигимшорскую толщу, санавожский аллювий и падимейскую серию	191	скв.К-XV-3
30	II-3	Скважина вскрывает разрез элювиоделювия среднего неоплейстоцена - голоцена	191	скв.К-XV-4
31	II-4	Скважина вскрывает разрез делювиально-солифлюкционных образований среднего неоплейстоцена - голоцена	142	скв.00178
32	II-3	Скважина вскрывает разрез роговской серии	191	сш II-IV-1
33	II-3	Скважина вскрывает разрез элювиоделювия среднего неоплейстоцена - голоцена	191	скв.П-IV-3
34	II-3	Скважина вскрывает разрез элювиоделювия среднего неоплейстоцена - голоцена	191	скв.П-IV-6
35	II-4	Скважина вскрывает максимальный по мощности разрез рельефообразующей пачвожской морены	142	скв.00212
36	II-2	Скважина вскрывает разрез палеодолины в истоках р. Бол.Инта : элювиоделювий неогена, санавожский аллювий, падимейскую серию, тавротинский аллювий и роговскую серию	85	скв.226
37	II-3	Скважина вскрывает разрез водэтыйской толщи и роговской серии	191	скв.П-II-6
38	II-4	Скважина вскрывает разрез ханмейской и средненеоплейстоценовой (пачвожской) морен	142	скв.00206
39	II-4	Скважина вскрывает опорный разрез бадьявожского аллювия	142	скв.00197
40	II-4	Скважина вскрывает разрез пачвожской морены	142	скв.00201
41	II-2	Опорное обнажение падимейской серии со спорово - пыльцевым комплексом лесостепного типа и раковинами фораминиферами, залегающей на песках большенадотинской толщи	199	К - 9032
42	II-2	Скважина вскрывает опорный разрез балбаныусского аллювия	85	скв.192
43	III-2	Скважина вскрывает наиболее высокие уровни залегания разрезов падимейской и роговской серий с раковинами фораминифер в пределах водораздельной поверхности Кожим - Лемва	85	скв.8
44	III-1	Скважина канатно-ударного бурения вскрывает плохо различимые разрезы роговской(?) и падимейской серий на санавожском аллювии	102	скв.50 (линия 36)
46	III-2	Скважина вскрывает разрез роговской серии	85	скв.42
47	III-2	Скважина вскрывает разрез роговской серии и погребенный элювио-делювий	85	скв.41
48	III-2	Скважина вскрывает коры выветривания	85	скв.44
49	III-2	Скважина вскрывает разрез падимейской серии	85	скв.45
50	III-2	Скважина вскрывает разрез падимейской серии	85	скв.50
51	III-3	Скважина вскрывает максимальный по мощности разрез кайнозойских отложений Пачвожской ЭСД : балбаныусский аллювий , чигимшорскую толщу , большенадотинскую толщу	194	скв.131
52	III-2	Стратотип чигимшорской толщи	85	скв.76
53	III-2	Скважина вскрывает разрез роговской серии	85	скв.53
54	III-3	Скважина вскрывает разрез пачвожской морены	194	скв.317

55	III-2	Скважина вскрывает разрез водэтытской толщи , роговской и падимейской серий	85	скв.46
56	III-2	Скважина вскрывает разрез Тавротинской эрозионно - структурной депрессии : чигимшорскую и большенадотинскую толщи , падимейскую серию с раковинами фораминифер , роговскую серию и водэтытскую толщу	85	скв.56
57	III-2	Скважина вскрывает разрез водэтытской толщи , роговской и падимейской серий	85	скв.57
58	III-2	Скважина вскрывает разрез пойменного аллювия , роговской , падимейской серий и чигимшорской толщи	85	скв.59
59	III-3	Скважина вскрывает разрез роговской серии	194	скв.43
60	III-3	Скважина вскрывает опорный разрез пачвожской морены	194	ПВ-85
61	III-2	Скважина вскрывает разрез элювиально-делювиальных образований среднего неоплейстоцена - голоцена	85	скв.61
62	III-2	Скважина вскрывает разрез высокой поймы и роговской серии	85	скв.62
63	III-2	Скважина вскрывает разрез погребенной долины санавожского этапа : санавожский аллювий , падимейскую и роговскую серии	85	скв.65
64	III-2	Скважина вскрывает разрез роговской серии	85	скв.70
65	IV-2	Скважина вскрывает разрез палеодолины санавожского этапа речной сети : санавожский аллювий, падимейскую серию, тавротинский аллювий и роговскую серию	85	скв.102
66	IV-3	Скважина вскрывает опорный разрез пачвожского флювиогляциала	194	скв.КШ-7
67	IV-1	Канавы вскрывают опорный разрез ханмейского флювиогляциала со спорово-пыльцевым комплексом тундрового типа	199	К-9200
68	IV-2	Скважина вскрывает опорный разрез водэтытской толщи, залегающей на алевролитах роговской и падимейской серий	85	скв.137
69	IV-2	Скважина вскрывает разрезы роговской и падимейской серий залегающих на элювиально- делювиальных образованиях неогена	85	скв.165
70	IV-2	Стратотип балбаньюсского аллювия	155	л.ш.36 разрез 2

КАТАЛОГ

памятников природы, показанных на листе Q-41-XIX,XX

№ на карте	Местонахождение	
1	Верховья правого притока р. Бол. Инта	Активный карст. Поля карстовых воронок
2	Правый берег р. Прав. Грубею	В скальном обрыве обнажается линия Грубеинского надвига.
3	Р. Прав. Грубею	Живописный каньон, прорезанный в пестроцветных породах грубеинской свиты.
4	Левый берег р. Лемва	Выходы радиально-лучистых известняковых мегаконкреций среди кремнистых сланцев харотской свиты
5	Правый берег р. Лемва	Многочисленные фаунистические остатки граптолитов лландовери в кремнистых сланцах харотской свиты
6	Водораздел р.р. Тырбылью-Седьель.	Активный карст. Поля карстовых воронок
7	Верховья р. Мал. Надота	Активный карст. Поля карстовых воронок. Поглощение стока с верховьев реки в карсте.
8	Р. Мал. Надота	«Циклопическая брекчия». Зона катаклазированных и брекчированных пород в подошве Лемвинского аллохтона вскрытая в обрывах реки.
9	Р. Мал. Надота	Живописный каньон
10	Р. Лемва	Живописный каньон
11	Левый берег р. Лев. Грубею	Отпрепарированные желовые эктрузивные брекчии риолитов Грубеинского палеовулкана позднепротерозойского возраста.
12	Правый берег р. Прав. Грубею	Обнажения валунных конгломератов позднекембрийского возраста в основании погурейской свиты
13	Правый берег р. Кожим	Стратотипы яренейской и лолашорской свит и одноименных региональных горизонтов нижнего силура. Многочисленные остатки фауны
14	Верховья р. Мал. Бетью	Живописные скалы «Паровоз», образованные отпрепарированным пластом кварцитопесчаников
15	Рч. Северный	Обнажения оолитовых известняков турнейского яруса в долине ручья.
16	Рч. Матяшор	Многочисленные остатки разнообразной фауны живетского и франского ярусов в скальных бортах ручья.
17	Левый берег р. Бол. Надота	Живописные скалы, образованные известняками палеорифа «Олыся» каменноугольного возраста.
18	Истоки р. Лев. Грубею	Живописная сквозная троговая долина.
19	Истоки р. Лев. Грубею	Живописный ледниковый цирк с озером

20	Правый берег р. Кожим	Живописные скалы. Гипостратотип филиппельской свиты, статотипы маршрутинской, устьдурнаюской свит и одноименных региональных горизонтов. Многочисленные остатки разнообразной фауны.
21	Левый и правый берега р. Кожим	Многочисленные остатки разнообразной фауны в скальных обнажениях гердьюской свиты позднего силура
22	Водораздел р. Бол. Надота – рч. Вогавож	Характерные проявления термокарста в красноцветных глинистых корах выветривания олигоцена.
23	Правый берег р. Лемва	Живописные скалы, сложенные водорослевыми известняками и доломитами Лемвинского палеорифа.
24	Перевал «Хайминские Ворота»	Живописная сквозная троговая долина
25	Верховья рч. Грубевож	Многочисленные отпрепарированные дайки габбро-долеритов орангъюганско-лемвинского комплекса.
26	Рч. Грубевож	«Железное ущелье» Живописная долина по которой проходит единственная вездеходная дорога в Западную Сибирь.
27	Левый берег р. Парнокаю	Многочисленные редкие минералы марганца на Парнокском месторождении.
28	Г. Двугорбая	Отпрепарированное тело габбродолеритов
29	Озеро Лымьаты	Живописный кар с современным ледником и озером.
30	Истоки р. Хайма Восточная	Типичная каровая щебнисто-глыбовая конечная морена.
31	Рч. Грубеювож	Зона Главного Уральского надвига
32	Рч. Грубеювож	Обнажения «голубых» глаукофановых сланцев
33	Правобережье рч. Пачвож	Хорошо трассирующаяся вдоль восточного борта Пачвожской долины извилистая линия Грубеинского надвига.
34	Район слияния р.р. Лев. и Прав. Парнокаю	Конечная морена горно-долинного ханмейского ледника Левого Парнока
35	Р. Лев. Парнок	Серия живописных водопадов на ригелях
36	Р. Лев. Парнок	Живописная троговая долина Левого Парнока
38	Хр. Тисваиз	Элювиально-делювиальные россыпи горного хрусталя на склонах долины р. Лемва
39	Истоки р. Лев. Парнок	Живописный эрозионный каньон образованный при перехвате Левым Парноком истоков р. Грубею Вост.
40	Истоки рч. Войвож	Живописный ледниковый кар с озерами Войты
41	Район слияния р.р. Бол. и Мал. Лемва	Конечная морена горно-долинного ледника ханмейского возраста
42	Рч. Пернашор	Обнажения аркозовых песчаников с косой слоистостью и валунных конгломератов с аркозовым цементом погурейской свиты
43	Истоки рч. Петравож	Живописная троговая долина рч. Петравож с озером Петраты.

44	Рч. Петравож	Конечная морена горнодолинного оледенения полярноуральского возраста
45	Р. Кожим	«Орлинный каньон» - живописные обрывы высотой до 50 м по обеим берегам р.
46	Левый берег р. Кожим	Останец «Каменная баба»
47	Правый берег р. Кожим	Обнажения рифогенных известняков и доломитов Балбаньюского палеорифа силурийского возраста
48	Р. Бол. Лемва	Конечная морена с типичным перигляциальным зандром горно-долинного ледника р. Бол. Лемва полярноуральского возраста
49	Левый берег р. Кожим	Кварцевые жилы с кристаллами горного хрусталя в доломитах малотавротинской свиты
50	Рч. Изьяшор	Живописный водопад высотой более 20 м
51	Рч. Изьяшор	Обнажения базальтов с карандашной отдельностью
52	Р. Бол. Тыкотлова	Живописная троговая долина с пролювиальными конусами

СПИСОК

пунктов, для которых имеются определения возраста пород и минералов

NN по карте	Наименование геологического подразделения	Метод определения	Возраст, млн. лет	N источника по списку литературы, авторский N пункта
1.	Риолиты 2 фазы лемвинского комплекса	уран-свинцовый	526	57, обн. 29
2	Апикальные граниты 2 фазы лемвинского комплекса	уран-свинцовый	530	57, обн. 20
3	Граниты 2 фазы лемвинского комплекса	уран-свинцовый	564	57, обн. 34
4	Урановая минерализация проявления Приозерное	уран-свинцовый	265	109, Приозерное.
5	Глаукофановые сланцы зоны ГУН	рубидий-стронциевый	347	199, обн. 113

Содержания петрогенных окислов магматических пород на территории листов Q-41-XIX, XX

Окислы	№№ проб и содержания в %											
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	47,43	49,21	50,43	48,06	48,70	75,06	70,78	78,45	67,41	47,74	50,50	45,56
TiO ₂	1,65	1,38	1,36	1,57	1,74	0,16	0,54	0,33	0,61	1,11	1,25	1,35
Al ₂ O ₃	13,75	14,62	15,69	14,90	14,35	13,10	13,71	9,89	14,82	15,85	16,56	14,48
Fe ₂ O ₃	5,86	6,30	7,09	4,28	7,50	1,36	2,89	2,33	4,10	3,92	4,41	5,70
FeO	6,66	6,14	4,28	7,60	5,57	0,74	1,05	0,93	0,83	4,89	6,90	5,30
MnO	0,18	0,21	0,16	0,21	0,23	0,02	0,06	0,03	0,06	0,13	0,18	0,19
MgO	6,16	6,68	5,91	7,58	6,31	0,25	0,67	0,44	0,68	7,93	5,51	7,02
CaO	9,60	6,86	5,06	6,50	6,82	0,40	0,80	0,39	0,93	8,54	7,81	11,86
Na ₂ O	2,77	3,69	3,55	3,36	3,75	6,69	3,57	1,46	4,47	3,17	3,49	2,88
K ₂ O	0,44	0,35	1,74	1,48	0,30	1,65	4,07	4,19	3,92	0,86	0,55	0,82
п.п.п.	4,14	3,71	4,17							5,21	2,30	5,24
P ₂ O ₅	0,18	0,22	0,21	0,19	0,16	0,02	0,14	0,08	0,13	0,16	0,21	0,17
Сумма	99,40	99,36	99,64	99,73	95,43	99,45	98,28	98,52	97,96	99,98	99,66	10,62
n	6	13	13	5	5	3	5	2	4	17	9	8

Примечание: 1 - метабаазальты кокпельской свиты; 2-9 - молюдовожская свита (2 - метабаазальты (рч. Кыршор), 3 - метабаазальты (верховья рч. Воровож), 4 - метабаазальты (р-н г.Чигим -р. Мал. Хайма), 5 - метабаазальты (правобережье р. Бол. Хайма); 6 - метариолиты (западная полоса), 7 - метариодациты, 8 - метариолиты, 9 - туфы кислого состава (к востоку от Лемвинского массива); 10-12 - войкарско-кемпирсайский комплекс тектонитов (зеленосланцевыебластомилониты), 11 - гранат-глаукофановые сланцы, 12 - эпидот-глаукофановые сланцы)

**Содержания редких и рассеянных элементов в горных породах Лемвинского
комплекса (1-6), субвулканических риолитах и гранитах хр.Малдынырд (7-8)
и долеритах орангъюганско-лемвинского комплекса (9)**

№ п/п	1	2	3	4	5		7	8	9
Порода	габбро	диори- ты	граниты	риоли- ты	туффизиты	долериты	риолиты	граниты	доле- риты
Rb	44,74	290	230,2	201,5	238		169	231	-
Cs	2,24	16,4	5,58	4	5,1		-	-	0,76
Sr	258	280	202	102,5	98,8		129	116	425
Ba	622	443	702	784	703		527	573	4850
Sc	28,3	29	6	4	8		8,3	6,2	40,2
Cr	100,4	48,3	48,5	30	43,7		30	20	185
Co	32,6	14,7	5,7	2,7	5,6		5	4	37,6
Ni	241	314	271	142	184		44	5	-
Zn	79	152	255	225	130		-	-	-
Se	1,73	2	8,37	8	8,65		-	-	1,89
As	5,02	13	11,5	11,5	18,7		-	-	7,3
Sb	0,76	2,3	2,16	1,5	2,7		-	-	1,01
Th	5,21	9	26	21	20,2		13,91	25,59	4,63
U	2,60	5,6	2,66	5,8	4,1		7,25	7,25	0,58
Br	0,08	0,8	0,7	0,04	0,84		-	-	27
Hf	5,19	7	9,4	7,4	8,1		4,94	5,27	3,43
Ta	1,20	1,1	3	3,5	2,24		-	-	1,3
Zr	223	191	152	163	168,6		103	165	43
Au	0,0262	-	-	-	-		-	-	0,012
Р 3 Э									
La	30,60	35,50	45,70	49,00	34,50		42,00	47,38	6,58
Ce	64,62	77,00	96,80	93,00	65,00		76,36	101,83	16,6
Pr*	7,63	9,50	8,43	10,00	7,00		7,75	10,84	2,47
Nd	31,85	33,00	30,80	40,00	27,00		26,12	35,21	12,6
Sm	8,90	8,00	7,10	10,00	9,00		5,54	6,49	4,21
Eu	2,90	2,50	0,90	0,72	1,00		0,53	0,97	1,94
Gd*	11,10	11,40	9,30	12,50	9,00		4,79	6,34	6,53
Tb	1,67	1,80	1,40	2,00	1,50		0,79	1,02	1,09
Dy*	9,50	11,30	8,10	11,00	8,40		5,09	5,98	6,8
Ho*	2,10	2,70	1,80	2,38	1,92		1,24	1,30	1,58
Er*	5,66	7,90	5,10	6,55	5,40		3,81	3,60	4,57
Tm*	0,80	1,20	0,70	0,90	0,80		0,61	0,52	0,69
Yb	4,39	7,20	4,10	5,18	4,60		3,76	2,93	4,17
Lu	0,90	1,26	0,70	0,84	0,80		0,69	0,48	0,68
n	10	19	10	6	19		3	2	1

1-6, 9 - неопубликованные данные И.И.Голубевой, 7-8 –

А.А.Соболевой [57]

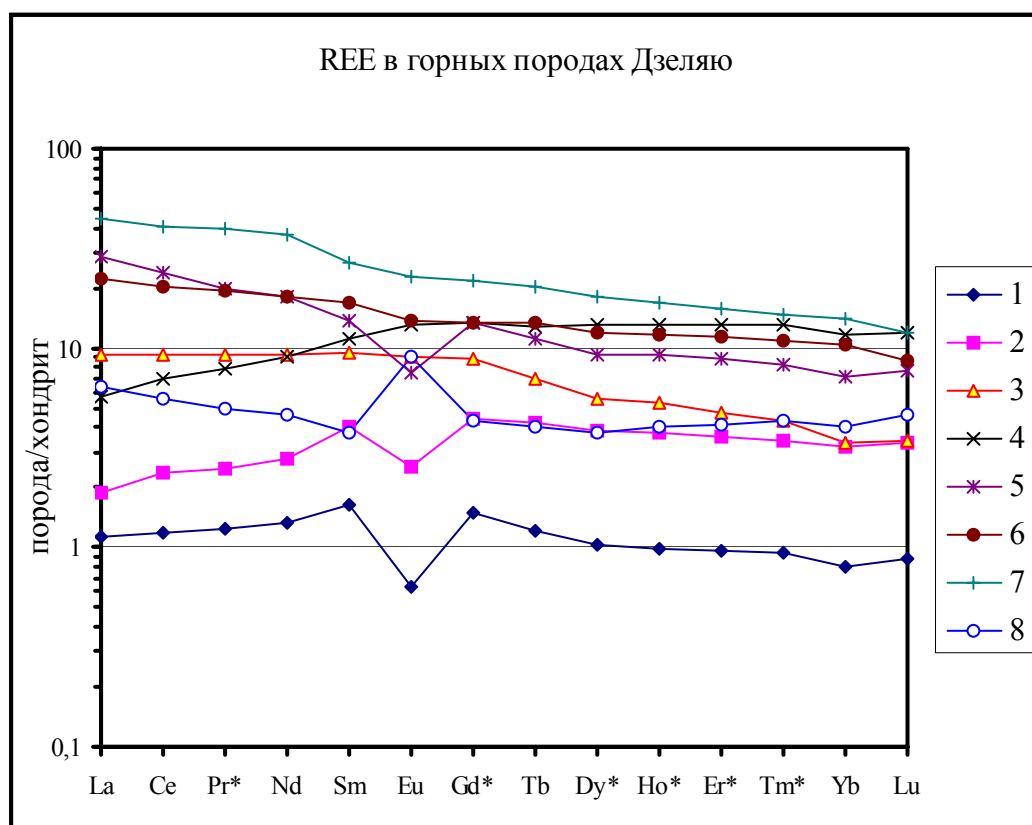
**Содержания редких и рассеянных элементов в горных породах Дзелянского комплекса,
хаймаджовской толщи и в габбро кершорского комплекса**

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
La	0,35	0,58	2,89	1,78	8,89	6,97	13,78	1,99	0,19
Ce	0,96	1,93	7,40	5,66	19,10	16,57	32,78	4,50	0,45
Pr*	0,15	0,30	1,12	0,97	2,43	2,35	4,83	0,60	0,07
Nd	0,81	1,69	5,52	5,37	10,80	10,87	22,38	2,76	0,33
Sm	0,32	0,78	1,85	2,17	2,68	3,27	5,20	0,73	0,11
Eu	0,05	0,19	0,67	0,96	0,55	1,01	1,69	0,66	0,12
Gd*	0,39	1,14	2,27	3,45	3,45	3,47	5,58	1,12	0,20
Tb	0,06	0,20	0,33	0,61	0,53	0,63	0,95	0,19	0,04
Dy*	0,33	1,23	1,80	4,17	3,00	3,84	5,83	1,20	0,26
Ho*	0,07	0,27	0,38	0,95	0,66	0,84	1,21	0,29	0,07
Er*	0,20	0,75	0,99	2,75	1,84	2,39	3,28	0,87	0,22
Tm*	0,03	0,11	0,14	0,42	0,27	0,35	0,48	0,14	0,04
Yb	0,17	0,67	0,70	2,45	1,50	2,17	2,94	0,84	0,26
Lu	0,03	0,11	0,11	0,38	0,25	0,28	0,39	0,15	0,05
Сумма РЗЭ	3,91	9,95	26,17	32,07	55,95	55,01	101,29	16,04	2,40
Rb	17,63	8,42	20	14,50	20,70	0	18,73	42,6	20,0
Cs	0,48	0,80	0	0,47	0	н.о.	н.о.	0,70	0,30
Sr	150	574	1 080	368	210	0	0	550	150
Ba	308	1 028	285	220	155	н.о.	н.о.	510	350
Cr	6 726	60,56	33,20	52,80	78	105	54	38,4	138,0
Co	140	48	26	34,55	19	33	27	27,7	29,2
As	4,32	5,38	0	10,10	4,43	н.о.	н.о.	3,95	3,42
Sb	0,26	0,53	1,44	0,60	0,16	н.о.	н.о.	0,11	0,14
Sc	7,87	49,12	22,30	47,10	33,60	39,77	32,13	33,80	41,00
Hf	0,36	0,27	0,48	1,04	5,18	1,83	2,68	0,20	0,36
Th	0,35	0,16	0,22	0,07	3,97	1,18	1,70	0,95	0
U	1,92	1,87	1,10	1,47	0,93	н.о.	н.о.	1,47	1,01
Br	0,04	0,19	0,05	0,16	0,04	0,16	0,18	0,12	0,06
Ta	0,10	0	0,32	0	0	0	0,63	0	0
Zr	29	46	120	90	110	н.о.	н.о.	35	55
Ni	907	135	120	40	0	н.о.	н.о.	90	70
Se	2,40	2,60	5,10	0,10	3,10	н.о.	н.о.	1,90	3,10
Zn	80	105	80	310	10	н.о.	н.о.	0	0
n	3	5	1	2	1	3	4	1	1

Примечания. 1- перидотиты, 2 - апопироксенитовые амфиболиты, 3 – габбронорит, 4 - гранатовые амфиболиты, 5 - кварц-цоизит-мусковитизированный амфиболит, 6 - глаукофановые сланцы, 7 – апобазальтовые зеленые сланцы хоймаджовской толщи, 8 – фельдшпатизированный перидотит; 9 – лейкократовое габбро кэршорского комплекса.

n – количество анализов; * - получено интерполяцией, н.о. – не определялось, 0 – ниже порога чувствительности анализа.

Анализы выполнены нейтронно-активационным методом в ГЕОХИ РАН, Москва, аналитик: Н.А. Шубина.



Содержания петрогенных окислов в осадочных породах на территории листов Q-41-XIX, XX

Окислы	№№ проб и содержания в %																	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO ₂	93,50	80,06	9,50	50,33	2,36	94,25	62,34	61,04	89,28	63,20	59,82	59,83	68,70	68,10	74,60	84,22	76,14	79,01
TiO ₂	0,23	0,68	0,03	0,84	0,03	0,24	0,20	0,95	0,18	0,86	0,90	1,04	0,66	0,65	0,72	0,49	0,64	0,59
Al ₂ O ₃	1,20	7,52	3,27	12,37	0,52	1,29	7,60	18,32	4,54	14,90	15,97	17,47	10,99	13,25	11,45	6,87	9,74	8,71
Fe ₂ O ₃	0,63	1,29	1,55	2,37	0,66	0,79	3,50	3,22	1,05	2,0-6,5	3,28	6,37	4,08	5,05	2,65	1,27	2,27	2,42
FeO	0,29	2,52	0,33	4,31	0,23	1,33	9,05	3,42	1,18	3,5-6,4	4,44	3,49	0,83	0,27	0,93	1,08	1,49	1,13
MnO	0,01	0,04	0,01	0,09	0,01	0,07	1,30	0,04	0,07	0,11	0,07	0,12	0,06	0,11	0,06	0,04	0,08	0,06
MgO	0,83	2,23	1,01	2,81	20,23	0,23	2,44	1,67	0,60	2,46	3,53	2,12	1,37	1,55	0,94	0,41	0,95	0,88
CaO	1,27	0,62	46,01	17,34	29,59	0,51	4,89	1,23	0,23	1,34	1,97	0,47	0,69	0,50	1,49	0,70	1,82	1,45
Na ₂ O	0,02	0,14	0,01	0,97	0,08	0,08	0,08	0,64	0,15	1,47	3,02	0,96	0,75	0,73	1,56	1,30	1,23	1,25
K ₂ O	0,11	1,38	0,03	3,04	0,20	0,28	0,39	3,46	1,17	4,16	2,69	2,79	1,64	1,77	2,10	1,62	1,90	1,75
H ₂ O	<0,1	0,38	0,02	0,44	0,15	0,00	0,00	0,00	0,00	0,39	5,26	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
п.п.п.	1,91	2,10	36,96	15,06	45,07	0,72	1,72	5,38	1,26	3,13	6,26	5,37	5,94	7,17	2,35	1,31	3,63	2,53
P ₂ O ₅	0,01	0,22	0,00	0,20	0,01	0,04	1,77	0,13	0,05	0,13	0,37	0,10	0,07	0,11	0,08	0,05	0,10	0,10
S	100,01	99,18	98,34	99,24	99,46	99,80	94,10	99,49	99,81	99,56	101,66	99,71	95,78	99,26	98,93	99,36	99,99	99,88
CO ₂	1,58		41,80		43,78						0,93							
S общ.	<0,6	<0,6	<0,01	0,28						0,02	0,07							

Примечание: 1 - кварцевые песчаники обеизской свиты; 2 - песчаники салецкой свиты; 3 - известняки кожимской свиты; 4 - известковистые алевритистые сланцы кожимской свиты; 5 - доломиты устьзыбской свиты; 6-8 - надотамыльская свита (6 - кварцевые песчаники, 7 - алевролиты и алевритистые сланцы, 8 - пиррофиллит-хлоритовидные сланцы); 9 - кварцевые песчаники пагинской свиты; 10 - алевролиты грубеинской свиты; 11 - полимиктовые алевролиты кечельской свиты; 12 - мезозойские коры выветривания; 13 - опоки кыршорской свиты; 14 - диатомиты воровожской свиты; 15 - алевриты чигимшорской толщи; 16 - кварцевые пески большенадотинской толщи; 17 - алевриты колвинской и лиммусюрской свит; 18 - алевриты падимейской серии.

Петрофизические свойства горных пород.

Стратиграфическое подразделение, название породы	Плотность, г/см ³	Магнитная восприимчивость, $\times 10^{-6}$ ед. СГС	Удельное электрическое сопротивление, Ом·м
1	2	3	4
Молудвожская свита (R_3ml) Метабазальты Метариолиты, их туфы, кластолавы, парасланцы	2,96 2,62	24 - 4100	
Саблегорская свита (R_3-Vsb) Метабазальты	2,8 - 3,0	980	
Хоймадвожская толща ($V_2-C?hm$) Эпидот-хлорит-альбит-кварцевые сланцы Глаукофан -эпидотовые сланцы	2,94 2,93	26 -27 26-28	2000 2900
Обеизская свита (O_1ob) Песчаники кварцевые, олигомиктовые Сланцы и алевросланцы средневзвешенное	2,64 2,72 2,66	3 10	3800 3400
Саледская свита (O_1sl) Песчаники Сланцы, алевросланцы Известняки средневзвешенное	2,63 2,67 2,65 2,64 - 2,66	14 14 5 3-14	3300 1000 2000
Кожимская свита ($O_2kž$) Известняки средневзвешенное	2,64 - 2,65 2,64	4	2300
Устьзыбская свита (O_3uz) Известняки Известковистые доломиты Доломиты средневзвешенное	2,64 2,69 2,78 2,71		
Малотавротинская свита (O_3mt) Доломиты Известняковые брекчии средневзвешенное	2,80 2,63 2,77	3	
Табаротинская серия (O_3-S_1tb) Доломиты Известковистые доломиты Известняки средневзвешенное	2,78 2,72 2,67 2,77	2	
Седьёльская свита (S_1sd) Доломиты Известняки средневзвешенное	2,79 2,67 2,72	2	
Гердьюская свита (S_2gr) Доломиты	2,79		

1	2	3	4
Известковистые доломиты	2,73		
Известняки	2,68		
средневзвешенное		2-6	
Бетьюская серия (D_{1bt})			
Доломиты	2,78		2500
Мергели	2,73		
Известняки	2,69		4000
Сланцы и алевролиты	2,68		
средневзвешенное	2,75	1-6	
Воргавожская серия (D_{1vr})			
Песчаники	2,65	1	
Сывьюская серия (D₂-C_{1sv})			
Известняки	2,65	1-3	3800
Алевролиты и аргиллиты	2,64	8-15	1100
средневзвешенное	2,65		
Нортническая свита (C_{1nr})			
Аргиллиты черные углистые	2,43		1000
Сидеритовые конкреции	3,29	211	
Известняково-доломитовая (C_{1id}), известняково-брекчиевая (C_{1ib}), кремнисто- известняковая (C₂₋₃ ji) толщи			
Известняки органогенно-обломочные, ор- ганогенно-детритовые	2,65-2,66	1-2	4800
Надотамылькская свита (D_{1-2nd})			
Кварцевые черные песчаники	2,63	7	2000
Глинистые сланцы и алевролиты	2,68	34	890
Западноворгашорская свита (C_{1-3zv})			
средневзвешенное	2,68		360-7800
Качамылькская свита (O_{2-3kč})			
Известковистые песчаники и алевролиты	2,74	16	3800
Алевролиты и сланцы известковистые	2,75	27	1400-2300
Известняки парнокской подсвиты	2,73	11-17	900-4400
Богатые железные руды	4,02	66000	180
Богатые карбонатные Mn руды	3,25	670	3000
Харотская свита (S-D_{1hr})			
Сланцы углисто-глинисто-кремнистые	2,43	7	360
Известнки петельчатые	2,66	9	2600
Пагинская свита (D₁₋₂ pg)			
Песчаники кварцевые	2,60	2-8	2100
Алевросланцы, кремнисто-глинистые сланцы	2,62	2-8	60-900
Няньворгинская свита (D₂-C_{1nv})			
Кремни, кремнистые сланцы	2,55-2,63	2-5	
1	2	3	4
Углисто-кремнистые сланцы	2,49		
Алевроглинистые сланцы	2,65-2,68	10-13	
Воргашорская свита (C_{1-3vr})			
Кремнисто-глинистые сланцы	2,59	9	
Известняки	2,67	2	

1	2	3	4
Доломиты	2,73	2	
Погурейская свита (Є-O_{1pg})			
Гравелиты, песчаники, алевропесчаники	2,64-2,65	11	3900
Алевролиты, алевропелиты	2,68	22	2400-2700
Грубейнская свита (O_{1gr})			
Песчаники	2,68	5-24	1100-7900
Алевролиты, алевроглинистые сланцы	2,73	5-24	290-6600
средневзвешенное	2,73		
Кокпельская свита (O_{1kk})			
Метабазальты	2,89	45	
Харбейшорская свита (O_{1-3hb})			
Алевролиты, алевропесчаники	2,69	10	1300-7250
Молюдшорская свита ($\text{O}_{2-3 m\check{s}}$)			
Углисто-глинисто-кремнистые сланцы	2,66	9	300
Туфы	2,76-2,84	20-28	2800-3300
Ортосланцы	2,72	20-28	2800-3300
Сизимская свита (P_{1sz})			
Известняки	2,62	4	
Известняки глинистые, мергели	2,55	13	
средневзвешенное	2,60		
Гусиная (P_{1gs}), бельковская (P_{1bl}), талагинская (P_{1tl}) свиты			
Алевролиты, аргиллиты	2,49	10-30	120-2000
Песчаники	2,65	9-19	550-5700
средневзвешенное	2,54	23	
Кожимрудницкая свита (P_{1-2kr})			
Алевролиты, аргиллиты	2,49		
Песчаники	2,65		
среднее		10-70	
Интинская свита (P_{2in})			
Песчаники	2,47-2,55		
Алевролиты	2,47-2,53		
Аргиллиты	2,46-2,52		
среднее		до 100 (низы)	
Сейдинская свита (P_{2sd})			
Песчаники	2,36-2,41		
Алевролиты	2,39-2,42		
Аргиллиты	2,40-2,43		
среднее		50-100	
Кечпельская свита ($\text{C}_3\text{-P}_{1kp}$)			
Алевролиты, глинисто-кремнистые сланцы песчаники	2,6	7-10	2050-2500
Песчано-глауконитовая толща, кыршорская и воровожская свиты			
Песчаники глауконитовые	2,24	53	135
Конгломераты среднегалечные	2,06	10	290
Глины	1,71		28
Опоковидные песчаники	1,89	7	146
Опоки	1,60	9	44
Алевролиты	1,83	23	34
средневзвешенное	1,75		

1	2	3	4
<i>Саблегорского риолит-базальтовый комплекс</i> Метариолиты	2,62	7	
<i>Лемвинский габбро-гранитовый комплекс</i> Габброиды Граниты Гибридные породы (диориты, диоритоиды)	2,90 2,61 2,83	10-1400 0-1030 0-80	3300-8000 3600-6300 3600-6300
<i>Пожемский риолитовый комплекс</i> Риолиты порфировые	2,66	10	4900
<i>Орангъюганско-лемвинский габбро-долеритовый комплекс</i> Габбро-долериты	2,75-3,02	20-60 (до 2400)	
<i>Погурейский плагиогранитовый комплекс</i> Плагиограниты	2,65	6	3500
<i>Кершорский габбровый комплекс</i> Габбро	2,97	1400	4800

Параметры промышленных россыпей золота на территории листов Q-41- XIX, XX.

Индекс на карте	№ на карте	Название	Ранг	Вид россыпи	Возраст и генезис	Форма рудного тела	Средняя глубина, м	Средняя мощность пласта, м	Среднее содержание, г/м ³
Тавротинский узел									
III-1	8	Линдэ	Малое	Террасовая (Т)	а Ш	Лентообразное(Л)	5,0	1,7	0,4
III-1	11	Железнодорожный	Сред.	Т	а Ш	Л	2,7	2,2	0,4
IV-2	1	Таврота	Крупн	1. Долинная (Д), Т 2. Д древняя погребенная	а Ш-Н,	Пласт (П)	3,1	3,5	0,4
					aN ₂ sn-aEtv	Л	9,4	2,7	
IV-1	4	Лимбек	Сред.	1. Т 2. Д древняя погребенная	а Ш, aN ₂ sn	П, Л П	4,6	2,5	0,3
IV-2	2	Лимпегги	Малое	Ложковое	daIII-Н	Л	2,1	1,3	0,5
IV-1	1	Лыес-шор	Сред.	Склоновое	pdIII-Н	П	4,0	2,1	0,3
Центральный узел									
IV-2	3	Орлиный	Малое	Т	а Ш-Н	П	2,2	2,9	0,7
IV-2	5	Водэ-Шор	Малое	Ложковое	daIII-Н, aN ₂ sn	Л	2,5	1,2	0,4
IV-2	7	Центральный	Сред.	Т	а Ш	Л	1,3	1,8	0,5
Верхнекожимский узел									
IV-2	12	Хрустальный	Сред.	Д	а Ш	П	3,4	2,5	0,4
IV-3	52	Бадья-Шор	Малое	Д древн., погр.	aN ₂ sn	Л	4,2	1,9	0,3
Балбаньюский узел									
IV-2	8,9,10	Балбанью в т.ч. участки: Санавожский Безымянный Правобережный	Круп.	1. Д, Т 2. Д древняя, погребенная	а Ш-Н, aN ₂ bl+sn	Л			
						П	3,6	6,7	0,2
						Гнездообразные	8,2	3,1	0,5
							6,2	3,2	0,4

Параметры непромышленных россыпей золота территории листов Q-41-XIX, XX.

Индекс клетки	№ на карте	Название	Возраст, генезис	Длина, км Ширина м	Средняя мощность торфов, м	Средняя мощность песков, м	Среднее содержа- ние, г/м ³	Запасы и ресурсы, кг (категория)	Перспективы
<i>Кожимский район</i>									
II-1	9	Бетью	aIII-H	7/30	3.5	1.7	0.2	82 (C ₁)	Неперспективно
III-1	1	Кожимская	aIII-H	15/250	0,4	2,0	0,11	825 (P ₁₊₂)	Малоперспективно
III-2	28	Воргавожская	aN ₂ sn	5/130	13.8	1.9	0.09	118 (P ₁)	Неперспективно
III-2	29	Ярнейшорская	aIII-H, aN ₂ sn	5/75	2.6	0.9	0.12	42 (C ₁₊₂)	Малоперспективно
IV-1	5	Лимбекская	aN ₂ sn	12/200				726 (P ₁₊₂)	Перспективно
IV-2	4	Водораздельная	aN ₂ sn, aIII-H	16/400	37.8	2.4	0.25	3899 (P ₁)	Есть, при измене- нии кондиций
<i>Лемвинский район</i>									
II-3	10	Покойникшорская	fII, aN ₂ bl aN ₂ sn	15/100 0,1/75		0,5 0,5	0,03 0,3	34 (P ₂)	Малоперспективно из-за большой вскрыши
II-3	17	Хайминская	aIII-H				0,03	42 (P ₂)	Неперспективно
II-3	18	Пальникшорская	a H	10/10	-	0,3	0,05	15 (P ₂)	Малоперспективно
II-4	4	Правогрубеинская	aH aIII	0,5/300 2/100	- 4	0,2	0,2	14(P ₂)	Неперспективно
III-2	1	Гурий	aIII-H	0,5/60	0,2	0,4	0,25	2 (P ₁)	Неясны
III-3	1	Большенадотинская	aP ₃ ml- N ₂ sn	9/ 150	30	1	0,04	54 (P ₂)	Малоперспективно
III-3	8	Вершинный	C ₃ -O ₁ pg ₁	1,8/-			0,06	-	Неясны
IV-3	31	Пернашорская	a,apH	1,7/ 200	2	2	0,15	100 (P ₂)	Перспективно
IV-3	45	Лемвинская	dsIII-H	1/ 650	-	3	0,2	300 (P ₂)	Перспективно
<i>Вне районов</i>									
II-1	1	Чернореченская	a H a III-H	12/450 5/200	0,5 1	2 2	0,03 0,03	567 (P ₁) 42 (P ₁) Всего 609	Неясны

Параметры месторождений стройматериалов территории листов Q-41- XIX, XX.

Индекс клетки	№ на карте	Название месторож- дения	Вид по- лезного ископае- мого (ПИ)	Геологическое строение месторождения	Характеристика ПИ, область применения	Мощ- ность полез- ной толщи; вскрыши	Запасы, группа месторож- дения	Виды про- веденных работ
I-1	5	Верхнеин- тинское	Глины	Полезная толща приурочена к gm Erg	Хим.состав: SiO ₂ -71%; Al ₂ O ₃ + TiO ₂ 13%; Fe ₂ O ₃ + FeO-4%; CaO+MgO-1,4%. Глину можно применять для из- готовления кирпича М 75-100 и керамзита	2,5-5,3м; 0,3-2м	C ₂ 14млн.м ³ на керам- зит 6,6 млн. м ³ ; крупное	Поиски
I-1	6	Инта-2	Песчано- гравий- ная смесь	am IIIčl	Гравия в смеси 20-73%, песка в смеси 27-80%. Смесь может ис- пользоваться для отсыпки до- рог; отсев гравия и песка для изготовления бетона	0,5-6м; 0,1-4м	C ₁ -2152 тыс.м ³ , крупное	Предва- рительная разведка
I-1	7	Междуреч- ное	Песок, песчано- грави- ная смесь	am IIIčl	Гравия в смеси 40%,песка 60%.Полезную толщу можно ис- пользовать в дорожном строи- тельстве	1,4м; 0,6м	C ₂ -230 тыс. м ³ ; среднее	Поисково- оценочные работы
I-1	8	Угольное	Песок, Гравийно- песчаная смесь	am IIIčl	Содержание гравия-отсева в сме- си 10,8-34,4%.ПГС можно ис- пользовать в дорожном строи- тельстве, гравий-отсев - для из- готовления бетона марки М-300	7,9м; 0,2м	C ₁ -1114 тыс. м ³ C ₂ -291 тыс. м ³ крупное	Предвари- тельная раз- ведка

КАТАЛОГ ОПОРНЫХ ИСТОЧНИКОВ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

№ по схеме	Дата наблюдения	Стратигра- фия водоуме- щающих пород	Дебит, л/с	Температура, °С воды воздуха	Формула Курлова	№ первоис- точн. по спи- ску литерату- ры, авторский № водопункта
1	2	3	4	5	6	7
6	29.08.60	а Н	20	н.с.	М 0,3 $\frac{\text{HCO}_3}{92}$ Ca 64 Mg 29	1034 М*,*9 группов.
8	21.07.97	l, pl II-Н	0,03	$\frac{6}{18}$	М 0,05 $\frac{\text{HCO}_3}{83}$ Cl 17 Ca44 Mg44 Na12	5
40	10.08.85	ed N-Н	18,7	$\frac{9,9}{\text{н.с.}}$	М0,04 $\frac{\text{HCO}_3}{85}$ Cl 15 Ca84 Mg12	16 Об*2
41	18.08.86	-"-	0,2	$\frac{1}{7,2}$	н.с.	32 Об. *2
27	3.08.93	m ,gm N ₂ –Е	0,7	$\frac{11}{25}$	н.с.	123 Ш*3
39	19.09.85	а Н	10,8	$\frac{1,7}{11}$	М0,17 $\frac{\text{HCO}_3}{92}$ Ca84 Mg12	1 Об* 2,*9 групповой
	23.04.86	-"-	1.4	$\frac{0,3}{5}$	н.с.	
42	15.08.86	g II	0,7	$\frac{2,9}{5}$	н.с.	18 Об *2,*9 групповой
13	4.09.97	$\frac{l, am I}{a N_2}$	0,02	$\frac{2}{14}$	М 0,16 $\frac{\text{HCO}_3}{97}$ Ca 91	22
33	2.09.98	$\frac{a H}{a N_2}$	6,6	$\frac{3}{4}$	М 0,24 $\frac{\text{HCO}_3}{92}$ Ca55 Mg43	329
12	5.09.97	C ₃ -P ₁ t	1,2	$\frac{3,5}{11}$	М0,05 $\frac{\text{HCO}_3}{87}$ Cl 13 Ca 63 Mg 21 Na13	25
17	1.09.60	C ₁₋₃ с	1500	$\frac{3}{14}$	М0,30 $\frac{\text{HCO}_3}{78}$ SO ₄ 18 Ca 55 Mg 41	1280 М*

1	2	3	4	5	6	7
9	31.07.97	C ₁₋₃ c	4,3	$\frac{4}{9}$	M0,27 $\frac{\text{HCO}_3}{93}$ $\frac{\text{SO}_4}{13}$ Ca 73 Mg 24	13
20	27.08.60	—"	6,3	$\frac{6}{19}$	M0,2 $\frac{\text{HCO}_3}{76}$ $\frac{\text{SO}_4}{22}$ Ca 70 (Na + K) 18 Mg 12	1576 М*
21	3.03.85 20.08.85	D ₁ –C ₃ ct -"	1,6 4.3	$\frac{0,6}{-22}$ $\frac{5,2}{8}$	M0,09 $\frac{\text{HCO}_3}{90}$ Ca 95	2 III *4 Там же
22	2.01.85	—"	19,2	$\frac{0,4}{> -30}$	M0,11 $\frac{\text{HCO}_3}{83}$ $\frac{\text{SO}_4}{13}$ Ca 87	3 III *4
47	8.09.99	D ₁₋₂ t	4,6	$\frac{0,5}{1,5}$	M0,04 $\frac{\text{HCO}_3}{89}$ $\frac{\text{Cl}}{11}$ Ca 47 Mg43 Na10	1131a
14	8.09.97	S-C _{1j}	2,0	$\frac{2,5}{10}$	M0,08 $\frac{\text{HCO}_3}{87}$ $\frac{\text{Cl}}{13}$ Ca 41 Mg41 Na15	32
18	18.09.84	—"	0.4	$\frac{2}{9}$	M0,20 $\frac{\text{HCO}_3}{92}$ Ca87	серовод.*10
45	14.09.99	O ₂ – D ₁ c	80,9	$\frac{2}{12}$	M0,27 $\frac{\text{HCO}_3}{96}$ Ca 56 Mg43	1144
23	20.12.98	—"	12,2	$\frac{1,2}{-18}$	M0,23 $\frac{\text{HCO}_3}{96}$ Ca 63 Mg 36	908
37	7.08.82	—"	1800	$\frac{1,2}{11}$	M0,13 $\frac{\text{HCO}_3}{98}$ Ca 56 Mg 43	4 Ак *5
48	11.09.99	O ₂ –D ₁ tc	107.7	$\frac{2}{7}$	M0,13 $\frac{\text{HCO}_3}{93}$ Ca 84 Mg14	1137a
15	22.09.72	O ₁₋₃ t	2,2	$\frac{\text{н.с.}}{\text{н.с.}}$	M0,04 $\frac{\text{HCO}_3}{61}$ $\frac{\text{Cl}}{20}$ $\frac{\text{SO}_4}{18}$ (Na+K)49 Ca41 Mg10	ГП-9aЛ*6
19	11.09.62	—"	0,17	$\frac{\text{н.с.}}{\text{н.с.}}$	M0,04 $\frac{\text{HCO}_3}{96}$ Ca 55 (Na+K) 31 Mg 14	3835 ММ*7
38	18.08.98	Є ₃ –O ₁ t	2,5	$\frac{1}{8}$	M0,17 $\frac{\text{HCO}_3}{82}$ $\frac{\text{CO}_3}{10}$ Ca 80 Mg 16	364
16	30.07.87	Є ₃ –O ₃ vt	10,0	$\frac{\text{н.с.}}{\text{н.с.}}$	M0,02 $\frac{\text{HCO}_3}{87}$ $\frac{\text{Cl}}{13}$ Ca 67 Na 20	Г-3 Лют. *8
34	11.09.62	—"	2	$\frac{\text{н.с.}}{\text{н.с.}}$	M0,03 $\frac{\text{HCO}_3}{94}$ (Na+K) 43 Ca 38 Mg 19	27 ММ*7

1	2	3	4	5	6	7
36	лето 1962	Pz ₁ ? ga	0,2	<u>н.с.</u> н.с.	M0,04 <u>HCO3 92</u> (Na+K) 54 Ca 31 Mg 15	616 ММ *7
26	11.09.62	R ₃ - Viv	0,13	<u>н.с.</u> н.с.	M0,06 <u>HCO3 97</u> Ca 43 (Na+K) 35 Mg 21	1169 ММ *7

Примечание: здесь и ниже по материалам предшественников:

*Мельник, 1961; *²Оберман, 1988; *³Шишкин ; *⁴Шишкин,1988;*⁵Акимов 1983; *⁶Лямин, 1973; *⁷Миклухо–Маклай,1971;

⁸ Лютиков, отчет не вышел; *⁹ групповой; *¹⁰ сероводородный метаново–азотный гелионосный.

Составили:

Мамаева В.А.
Оберман Н.Г.

КАТАЛОГ ОПОРНЫХ СКВАЖИН

№ по схе- ме	Интервалы залегания, м		Литология и стратиграфия водовмещающих пород	Интервал опроб., м	Стат. уровень, м	Дебит, л/с	Удель- ный дебит, л/с	Формула Курлова	№ перво- источника по списку литерату- ры, автор- ский № водо- пункта
	криоген. водоупора	водовмещ. пород				пониже- ние, м			
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1	-	16?–37,0	песок, супесь; а N ₂	20-37	1,6	<u>1,4</u> 2,4	0,58	M0,25 <u>SO₄86 HCO₃ 12</u> Ca47 Na28 Mg25	2708*
4	-	3,0-25,0 н.с.	песчано-гравийно-галечные отлож.; а N ₂ песчаник; P ₁₋₂ t	8-25 31-70	2,2 2,5	<u>5,13</u> 3,33 <u>1,38</u> 11,93	1,54 0,116	M0,4 <u>HCO₃73 CO₃19</u> (Na+K)68 Ca24 M1.1 <u>HCO₃59 Cl 35</u> (Na+K)94	Г-7* ²
5	75,6-435* ⁸	1,1-24,0 41-56,5 62,5-69,0	валунно-галечные отлож. 4,5 м-песок разнозерн.; а III Н валунно-галечн.отлож.с песчан. заполн., с 47 м – дресва, гравий, песок; а I-II Н дресва, гравий, песок; N ₂	?-34 ?-62 ?-76	1,1 1,0 н.с.	н.с. н.с. н.с.	н.с. н.с. н.с.	н.с. с глуб.40 м – выделение CH ₄ н.с. н.с.	00228* ³
2	-	15-19 39-55 69,9-90 148-160	песчаник; P ₁ t алевролит; -"- песчаник; -"- алевролит; -"-	7-25,3 25,3-61 61-121 115-200	1,0 1,0 1,1 3,0	<u>1,98</u> 3,55 <u>0,89</u> 6,5 <u>1,92</u> 3,05 <u>0,62</u> 4,8	0,56 0,14 0,63 0,13	M0,56 <u>HCO₃98</u> Ca50 Mg41 M0,61 <u>HCO₃98</u> Ca49 Mg42 M0,68 <u>HCO₃98</u> Ca52 Mg41 M0,75 <u>HCO₃96</u> Ca39Mg36(Na+K)24	Г-947* ⁴
3	-	25–? 73,4–175	алевролиты, песчаники; P ₁ t	9,5–175	2,5	<u>12,7</u> 3,0	4,23	M0,71 <u>HCO₃ 71 SO₄27</u> Ca63 Mg27	А–78бис* ⁴
25	27–32	37-39	известняки сильно трещин., сланцы алевролитистые; D ₁ -C ₃ st	25-43	+1,2	<u>3,22</u> 6,11	0,53	M0,22 <u>HCO₃93</u> Ca83 Mg15	ПВ-130* ⁶

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
28	-	3,3-7,4 55-62 74-81	валунно-галечн. отл.с супесч. заполн.; а Н алевролит; O ₂ -D ₁ tc, зона Надрудн. над- вига извест.трещ.; то же	не опроб. 31-75	2,1 2,1	н.с. <u>0,74</u> 47,7	н.с. 0,015	н.с. M0,22 <u>HCO₃86 SO₄ 10</u> Ca 90	ПВ-155* ⁶ , ПВ-155а
		88-95 108-108,2	-"- сланцы угл.-кремн.; O ₂ -D ₁ tc, зона Под- рудн.надвига	31-120	4,9	<u>5,73</u> 4,98	1,15	M0,22 <u>HCO₃88</u> Ca86	
29	-	24,4-38,8 45,8-49	щебень и дресва; kvP ₃ по O ₂ -D ₁ tc то же с суглин.заполн.; -"-	24-49	17,75	<u>4,91</u> 6,26	0,78	M0,15 <u>HCO₃91</u> Ca 85	ГПВ-333* ⁶ и ГПВ-333а
30	-	50-80 (160-170)? 205-225	известняки трещ.; O ₂ -D ₁ tc; зона Над- рудн. и Подрудн.надрв. то же, зона Подрудного надрв.	н.с. н.с.	51 205	н.с. н.с.	н.с. н.с.	н.с. н.с.	18* ⁶
11	-	(11->19)-?	алевропесчаники трещиноват.; O ₁ -3t	?-19	>+1	~1,7-2,5	н.с.	н.с.	П-VII-4* ⁷
43	-	78,5-~83? 92-?(100)	алевролиты сильнотрещин.; O ₁ -3t тонкое переслаив.алеврол., песчан., сланц.; -"-	6-89,6 6-100	15,0 39	~0,42 ~0,21	н.с. н.с.	н.с. н.с.	КШ-1* ⁷

Примечание: здесь и ниже по материалам предшественников: * - Шестаков, 1993; *²-Богданович, 1974; *³-Лютиков, отчет не вышел; *⁴- Бабичев, 1965; *⁵- Конжин, 1976;
*⁶- Шишкин, 1995; *⁷- Шишкин, 1988; *⁸- К₂-Р t

Составили:

Мамаева В.А.

Оберман Н.Г.

Каталог опорных гидрометрических створов

№ по схе- ме	Наименование водотока	Дата замера	Водосбор- ная площ., км ²	Расход, л/с	Модуль стока, л/с км ²	Индекс основных гидрогеолог. комп- лексов в пределах структурно-форма- цион. зон, подзон
1	2	3	4	5	6	7
24	р. Тавроташор	22.04.98	28,4	37,4	1,3	$\frac{aH}{aN_2}$
35	р. Бол. Таврота	23.03.99	143,6	146	1,0	l, am I
7	р. Бол. Инта -"-	12.08.97 19.04.99	272 -"	2620 835	9,6 3,1	C ₁₋₃ c, C ₃ -P ₁ t
10	р. Тангепчешор -"	13.08.97 20.04.99	55,6 -"	730 180	13,1 3,2	C ₁₋₃ c, D ₁ -C ₁ ct -"
44	р. Роща-вож	11.04.99	81,9	4,7	0,06	Є ₃ -O ₁ t, а также O ₂ -D ₁ c
32	р. Парнокаю	20.04.98	117	127	1,1	Є ₃ -O ₃ vt, R ₃ -Vv
31	То же	21.04.98	133	195	1,5*	O ₁₋₃ t, Є ₃ -O ₃ vt
46*	р. Бол. Лемва	18.04.98	64,9	91	1,4	R ₃ -Vv

Примечание: * у фронтальной части аллохтона

Составили:

В.А. Мамаева

Н.Г. Оберман