

МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО ПО НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЮ
ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ УНИТАРНОЕ ПРЕДПРИЯТИЕ
«ВСЕРОССИЙСКИЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ
ИНСТИТУТ им. А. П. КАРПИНСКОГО»
ЗАКРЫТОЕ АКЦИОНЕРНОЕ ОБЩЕСТВО
«ГОРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОМПАНИЯ МИРЕКО»
ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ УНИТАРНОЕ ПРЕДПРИЯТИЕ
«ЗАПАДНО-СИБИРСКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ НАУЧНО-АНАЛИТИЧЕСКИЙ ЦЕНТР»

ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение)

Серия Уральская

Лист Q-41 – Воркута

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Уральская. Лист Q-41 — Воркута. Объяснительная записка. — СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2007. 541 с. + 4 вкл. (МПР РФ, ФГУП «ВСЕГЕИ», ЗАО «МИРЕКО», ФГУП «ЗапСибГеоНАЦ»)

В объяснительной записке обобщены новые геологические материалы по стратиграфии, тектонике, геоморфологии, гидрогеологии, истории геологического развития, полезным ископаемым и закономерностям их размещения Приполярного и Полярного Урала, северо-восточной части Большеземельской тундры и северо-западных районов Западно-Сибирской низменности. Оценены прогнозные ресурсы главных видов минерального сырья территории — нефти и газа, каменного и бурого угля, хрома, железа, марганца, меди, свинца и цинка, благородных металлов, фосфоритов, опалитового сырья, строительных материалов, подземных вод. Охарактеризовано геоэкологическое состояние территории. Работа отражает современный уровень изученности региона.

В комплект Госгеолкарты входит компакт-диск с полным объемом авторских цифровых материалов.

Материалы объяснительной записки рассчитаны на широкий круг специалистов, занимающихся региональной геологией и полезными ископаемыми России.

Табл. 21, ил. 6, список лит. 522 назв., прил. 5.

Авторы:

М. А. Шишкин, А. П. Астапов, Н. В. Кабатов, А. П. Казак, Л. С. Колесник, В. Г. Котельников, Е. Н. Кудрин, В. Г. Лихотин, В. С. Митюшева, Е. В. Молчанова, М. Я. Попов, П. Е. Попов, С. К. Пухонто, Д. Н. Ремизов, Г. Б. Савенкова, Я. Э. Файбусович, А. В. Черкашин.

Материалы по листу Q-41 (Воркута) одобрены Главной редколлегией по геологическому картированию, рассмотрены и рекомендованы к печати Научно-редакционным советом по геологическому картированию территории Российской Федерации Федерального агентства по недропользованию (НРС Роснедра).

Главный научный редактор *В.П. Водлазская*

- © Роснедра, 2007
- © Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского, 2007
- © Западно-Сибирский геологический научно-аналитический центр, 2005
- © Закрытое акционерное общество «Горно-геологическая компания МИРЕКО», 2005
- © Коллектив авторов, 2005
- © Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2007

ВВЕДЕНИЕ

Лист Q-41 — Воркута Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 (третье поколение) составлен на основании обобщения новых геологических и геофизических данных последних 10 лет.

Территория общей площадью 121,5 тыс. км² охватывает восточную часть Ненецкого автономного округа Архангельской области, северо-восточную часть Республики Коми, северо-западную часть Ханты-Мансийского и юго-западную часть Ямало-Ненецкого автономных округов Тюменской области. Северо-западная часть площади листа принадлежит к Печорской низменности, в центре по диагонали располагается горное сооружение Приполярного и Полярного Урала, юго-восточная относится к Западно-Сибирской низменности. В тектоническом отношении это части крупных геоструктур — эпибайкальской Тимано-Печорской платформы, Уральской складчатой системы и Западно-Сибирской плиты. Экономически развита северо-западная часть территории листа в пределах Воркутинского и Интинского горно-промышленных районов.

Работа выполнена по конкурсному проекту Федерального агентства по недропользованию МПР РФ ФГУП «ВСЕГЕИ» и двумя подрядными организациями: ЗАО «МИРЕКО» (по Уралу и прилегающей части Тимано-Печорской платформы) и ФГУП «ЗапСибГеоНАЦ» (по Западно-Сибирской равнине). По Уралу на опорных участках «Верхнекожимский», «Пятиреченский» и «Верхнеляпинский» ЗАО «МИРЕКО» в 2003 и 2004 гг. проведены полевые исследования для обоснования прогнозно-минерагенических построений на медь, золото, платиноиды.

Работе содействовали генеральный директор ФГУП «ВСЕГЕИ» О.В. Петров и его заместитель Е.А. Киселев, а также генеральные директора ЗАО «МИРЕКО» И. В. Деревянко и ФГУП «ЗапСибГеоНАЦ» Т. М. Онишук. Авторы выражают благодарность за ценные советы, критические замечания, консультации, предоставление рабочих материалов Б. А. Борисову, Л. Н. Гурской, Г. И. Давидану, А. В. Жданову, О. А. Кондяйну, А. Д. Матюшкову, А. Н. Мельгунову, В. В. Старченко, В. Д. Тарноградскому (ВСЕГЕИ), Г. А. Петрову (УГСЭ), В. Н. Иванову, В. А. Жаркову, И. Ю. Курзанову, Н. А. Кузенкову, Р. К. Лапшиной (ООО «КРАТОН»), Л. Е. Патратий, М. Я. Поповой (ТГФ РК), Н. Б. Кузнецову (ГИН РАН), А. А. Соболевой, В. Л. Андреичеву, О. В. Удоратиной (ИГ КНЦ Уро РАН), А. И. Водолазскому и Р. И. Ерошевской.

Географические сведения. В орографическом отношении северо-западная часть территории принадлежит к Печорской низменности, характеризующейся равнинным и слабовсхолмленным рельефом с абсолютными высотами от 50 м в долине р. Уса до 230—250 м в пределах гряды Чернышева.

Юго-восточнее расположен Уральский хребет, представленный северной частью Приполярного и южной частью Полярного Урала. Уральский хребет вытянут в северо-восточном направлении. Его ширина колеблется от 60 км на широте полярного круга до 100 км на Приполярном Урале. В его строении различаются осевая часть, а также западный и восточный склоны. Рельеф осевой горной части представляет собой сочетание разнотипных форм — таких как горный рельеф альпийского типа с обрывистыми склонами, осложненными карами, с вершинами — горы Народная (1894 м), Неройка (1646 м), Колокольня (1640 м), Варсанофьевой (1597 м), Санаиз (1503 м), Пайер (1472 м), Борзова (1092 м) и остатками пенеplена, поднятого на разную высоту, и глубокими (до 800 м и более) врезами долин, большей частью трогового типа, в которых иногда встречаются небольшие реликтовые ледники.

Западный склон широкой полосой протягивается через всю территорию. В его пределах распространены предгорные увалы, вытянутые вдоль Урала, высота которых колеблется от 360 до 600 м, между ними расположены обширные плоские понижения. Граница между горной и западной предгорной частями Урала преимущественно очень резкая.

Восточный склон намного уже западного. Здесь также распространены увалы и межувалистые понижения. Граница с горной частью также резкая.

К юго-востоку от Урала расположена северо-западная часть Западно-Сибирской низменности с равнинным рельефом (высоты от 20 до 150 м) и обширными повышениями («материками»), высота которых колеблется от 150 до 200 м (гора Мужиз достигает 293 м).

Развитая густая речная сеть принадлежит на западе и северо-западе к бассейну р. Печора, а на юго-востоке — к бассейну р. Обь, водоразделом служит горная часть Урала. Реки в основном имеют равнинный характер, и только на Урале их верховья представлены бурными порожистыми потоками, а в районах некоторых поднятий в Приуралье (гряда Чернышева и др.) их профиль на отдельных участках осложнен порогами.

Климатические особенности разных частей территории различны. С юга на север происходит смена таежной зоны через зону лесотундры к тундровой зоне. В уральской части региона отчетливо выражена также вертикальная климатическая зональность: на юге листа граница леса расположена на высоте 300—500 м; в северной половине леса нет вообще, и только местами по долинам рек распространяется кустарниковая растительность. В северной части листа и горной зоне повсеместно распространена многолетняя мерзлота, которая в горной части Урала достигает южной границы территории.

Животный мир характеризуется всеми особенностями, свойственными таежной и тундровой зонам. Обычны лось, бурый медведь, северный олень, соболь, белка, заяц, лиса, выдра и др. Распространена боровая и водоплавающая птица. Реки и озера изобилуют рыбой (осетр, стерлядь, нельма, муксун, семга, сиг, хариус, язь, щука, окунь и др.). На территории листа имеются многочисленные заказники, наиболее крупные из них — Горно-Ходатинский комплексный ботанический, Нияюский и Енганэпэйский лесные, Полярно-Уральский и Куноватский биологические. Большая часть Приполярного Урала входит в состав национального природного парка «Югыдва». На восточном склоне Урала значительные площади занимают этнические территории (Сынско-Байкарская и Ляпинская) с особым режимом хозяйственной деятельности.

Население распределено неравномерно. Основная его часть проживает в городах Воркута и Инта, а также в небольших поселках вдоль железной дороги. Структура населения сформировалась в основном за счет переселения из других районов в процессе хозяйственного освоения территории. Коренные жители (ханты, манси, коми, ненцы) — немногочисленны.

Основной транспортной артерией является железная дорога Котлас—Воркута, пересекающая всю территорию по диагонали и соединяющая упомянутые города, и железнодорожная ветка Сейда—Лабытнанги. Автомагистралей практически нет, но развито речное пароходство по р. Обь и некоторым наиболее крупным ее притокам. На севере перевозка грузов осуществляется преимущественно по автозимникам.

На территории преобладает горнодобывающая промышленность: нефтяная на крайнем северо-западе, в пределах Ненецкого округа, угледобывающая — в городах Воркута и Инта. На Урале ведется добыча горного хрусталя (месторождение Желанное), марганца (Парнокское), баритов (Хойлинское), хромитов (Центральное), старательская разработка мелких россыпей в бассейне р. Манья. Добыча россыпного золота в бассейне р. Кожым (достаточно интенсивная в 1980—1990-е годы), в связи с организацией национального парка, к настоящему времени прекращена, разведанные запасы омертвлены. Производство стройматериалов, животноводство и пищевая промышленность имеют местное значение. Промышленными центрами являются города Воркута и Инта. На остальной территории развито оленеводство, рыболовство и охотничий промысел, которыми занимаются главным образом коренные жители.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

Геологическая изученность территории листа Q-41 достаточно неравномерна. На большую часть листа изданы Государственные геологические карты масштаба 1 : 200 000 первого поколения, которые базировались в основном на полистных геологических съемках масштаба 1 : 200 000 1950-х—середины 1960-х годов и ГС-50, и к настоящему времени устарели.

Горные районы Полярного и Приполярного Урала и территория Воркутинского промышленного района (ВПр) к началу 1980-х годов были полностью покрыты полистными геологическими съемками масштаба 1 : 50 000 (ГС-50), групповыми геологическими съемками масштаба 1 : 50 000 (ГГС-50) и в дальнейшем в значительной степени геологическим доизучением масштаба 1 : 50 000 (ГДП-50). Здесь также проведены значительные объемы поисковых, поисково-оценочных и разведочных на уголь, хромиты, марганец, медь, коренное и россыпное золото, бариты, фосфориты, горный хрусталь, что значительно повысило изученность территории.

Наиболее существенные сводки и обобщения по территории листа Q-41 были произведены в 1980-е годы в ходе составления общеуральских карт, таких как Геологическая карта Урала масштаба 1 : 500 000 (ред. И. Д. Соболев, 1983), Карта геологических формаций Урала масштаба 1 : 1 000 000 (гл. ред. О. А. Кондияйн, 1990), Морфоструктурная карта Урала масштаба 1 : 1 000 000 (ред. Н. Г. Чижова, 1990), Карта глубинного строения Урала масштаба 1 : 1 000 000 (ред. Н. Г. Берлянд, 1990), Тектоническая карта Урала масштаба 1 : 1 000 000 (гл. ред. И. Д. Соболев, 1983), Карта четвертичных отложений Урала масштаба 1 : 500 000 (ред. В. А. Лидер, 1978), Металлогеническая карта эндогенных месторождений Урала масштаба 1 : 500 000 (гл. редакторы А. В. Пуркин, П. В. Нечаев, ред. П. С. Прямоносков, 1975), Карта полезных ископаемых Урала масштаба 1 : 1 000 000 (редакторы А. М. Маревичев, И. А. Петрова, 1987), Металлогеническая карта Урала масштаба 1 : 1 000 000 (редакторы А. М. Маревичев, И. А. Петрова, 1987 и др.). Большое значение имели Геологическая карта Тимано-Уральского региона, составленная Л. Т. Беляковой (1990), Геологическая карта территории деятельности ПГО «Полярноуралгеология», составленная Г. Я. Сабуровым и др. (1984); Структурно-формационная карта Северного, Приполярного, Полярного Урала и Зауралья (авторы В. Г. Криночкин, В. А. Пономарев, В. А. Нефедов, 1989).

Значительная часть этих работ (по состоянию на 1991 г.) была учтена и обобщена при составлении Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (новая серия) листов Q-40-41 (Воркута) под редакцией О. А. Кондияйна, изданной в 2001 г. В комплект вошли геологическая карта донеогеновых образований и карта полезных ископае-

ных. Карта неоген-четвертичных образований была подготовлена к изданию в «маринистской» легенде и не включена в комплект из-за противодействия сторонников «гляциалистических» гипотез. Карты сопровождалась объяснительной запиской, которая содержит весь необходимый объем сведений по территории листа применительно к масштабу работ. К настоящему времени комплект вследствие проведения большого объема более поздних геолого-разведочных работ в значительной степени устарел как в отношении отображения геологического строения, так и сведений о состоянии минерально-сырьевой базы. Кроме того, к недостаткам комплекта относятся: излишняя генерализация контуров и отображаемых подразделений и составление комплекта на искаженной топографической основе. Вследствие этого карты имеют исключительно обзорный характер. Впрочем, этот недостаток был изначально заложен инструктивными требованиями ко всему комплекту новой серии масштаба 1 : 1 000 000.

Ниже более подробно охарактеризуем работы, проведенные после подготовки к изданию ГК-1000/2 на территории листа.

В 1983—1990 гг. Восточно-Грубеинской ГСП под руководством Н. В. Лютикова (Лютиков, рабочие материалы) проводится ГДП-50 листов Q-41-76-B, Г, 77-A, Б, В и ГГС-50 листов Q-41-76-A, Б. Работы сопровождались поисково-картировочным бурением. Подтверждено покровно-надвиговое строение района, значительно уточнены геологическая карта и карта неоген-четвертичных отложений. Схема стратиграфии палеозойских отложений и интрузивного магматизма учитывает все последние материалы по Лемвинской зоне. 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 завершён до настоящего времени.

В 1990 г. Г.Я. Сабуровым и Л. Н. Беляковым [293] была подготовлена к изданию Госгеолкарта масштаба 1 : 50 000 листов Q-41-20 — Б, В, Г; Q-41-21-A, В Воркутинского промышленного района, включающая комплект карт, отвечающих современной стадии геологической изученности: геологическая, четвертичных отложений, закономерностей размещения полезных ископаемых. Впервые детальность картирования угленосных отложений доведена до пакетов.

В 1995 г. Г. Я. Сабуровым и И. В. Пичугиным [479] завершено составление Государственной геологической карты Воркутинского промышленного района по листам Q-41-7-Г, Q -41-8-В, Q-41- 18-Г, Q-41-19-A, Б, В, Г и Q-41-20-A. В составе комплекта карт, отвечающих современной стадии геологической изученности: геологическая, четвертичных отложений, закономерностей размещения полезных ископаемых, выходов угольных пластов. Детальность картирования угленосных отложений перми доведена до пакетов.

В 1995 г. Н. В. Лютиковым и М. И. Кузьминым [417] составлен информационный 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-Б и групповая геологическая съемка масштаба 1 : 50 000 на площади листов Q-41-54-B(б), Г(а,б), 55-B(а)». Работы в полном объеме по проекту не были завершены, в частности не выполнены объемы картировочного бурения. В целом составлена современная геологическая карта масшта-

ба 1 : 50 000 на охваченную работами часть Лемвинской СФЗ. Принципиальным является установление ордовикского возраста отложений моллюдмусюрской свиты и подтверждение представлений о многослойном строении Лемвинского аллохтона.

С середины 1990-х годов начался новый этап в изучении территории листа в связи с переходом к проведению работ по ГДП-200 с подготовкой к изданию Госгеокарты-200 второго поколения. Его отличительными чертами являются комплексность учета материалов предшествующих работ, широкое использование дистанционных и геофизических материалов, расширенный комплект карт, прогнозно-поисковая направленность и переход к цифровому картографированию. Последнее по сути стало своеобразной научно-технической революцией в геологической картографии. Эффективность анализа геологической ситуации существенно возросла, точность проведения границ стала практически немасштабной, а возможности использования составленных цифровых макетов геологических карт и их фрагментов неограниченными. К настоящему времени ГДП-200 покрыто более 70% территории листа.

Первые работы по ГДП-200 были начаты в 1995 г. В. А. Нефедовым (г. Тюмень) на территории листа Q-41-XXVI. В 1999 г. вследствие низкой результативности объект был передан в ОАО «ПОЛЯРНОУРАЛГЕОЛОГИЯ» и работы по ГДП-200 продолжены с 2000 г. под руководством В. Н. Иванова [89]. Проведено два полевых сезона, составлены рабочие варианты геологической карты и карты полезных ископаемых, в том числе и в цифровом виде. Однако в дальнейшем работы были, к сожалению, законсервированы. Отчет о работах не составлен до настоящего времени. В целом стратиграфическое расчленение и выделенные интрузивные комплексы отвечают современным представлениям. К дискуссионным вопросам относятся: малообоснованная попытка перевода на рабочих картах глубоко метаморфизованных раннепротерозойских образований неркаюского блока в палеозой, отсутствие четких критериев расчленения саблегорской и погурейской свит в районе Тынагодского гранитного массива. Достоинствами работы является выявление многочисленных шлиховых ореолов шеелита, в том числе делюлювиальных, что позволяет прогнозировать на территории листа вольфрамовое оруденение стратиформного характера (сульфидно-кварцитовый рудноформационный тип).

В 1995 г. Северо-Войкарской партией АООТ «ПУГПП» под руководством П. М. Кучерины начаты работы по ГДП-200 листов Q-41-XVI, XVII с подготовкой к изданию Госгеолокарты-200 второго поколения. В 1998 г. работы были переданы ГИН РАН и выполнялись под руководством Н. Б. Кузнецова. С подготовкой листов к изданию авторы не справились, и работы были завершены информационным отчетом [404], который в Росгеолфонд до сих пор не поступил. Составлена обновленная геологическая карта, в которой учтены материалы, полученные в ходе полевых работ при ГДП. Отчет написан в научном стиле, частично в оригинальной легенде.

В 1997—1999 гг. коллективом авторов в составе М. А. Шишкина, В. Г. Криночкина и др. [511] составлена легенда Полярноуральской серии листов Госгеолокарты-200. В основу ее положен принцип выделения местных и вспомогательных картируемых литостратиграфических подразделений, который позволяет сохранить преемственность геологических тел в процессе их изучения.

В 1996—2001 гг. под руководством М. А. Шишкина [248] проведены работы по ГДП-200 листов Q-41-XIX, XX с подготовкой к изданию Госгеолкарты-200 второго поколения. В составленной геологической карте учтены материалы предшествующих ГДП-50 и результаты поисковых работ на марганец и россыпное золото. За счет использования геофизических материалов снят покров четвертичных отложений с северной части листа Q-41-XIX. По имеющимся геологическим и геофизическим материалам более полно расшифровано складчато-надвиговое строение Лемвинского аллохтона с выделением отдельных покровов и их пакетов. В результате проведения работ увеличены прогнозные ресурсы золота Лемвинского рудопроявления.

В 1998—2001 гг. под руководством В. Н. Иванова [89] проведены работы по ГДП-200 территории листа Q-41-XXV с подготовкой к изданию Госгеолкарты-200 территории второго поколения. В составленной геологической карте учтены материалы предшествующих ГДП-50 и результаты многочисленных поисковых работ на коренное и россыпное золото. К числу дискуссионных решений относится малообоснованный перевод раннепротерозойских образований няртинского комплекса в ранний рифей, выделение погурейской свиты на восточном крыле Хобеизской антиклинали, вместо традиционно картируемых здесь саранхапнерской и хомасьинской.

В 1999—2000 гг. на листе Q-41-XII под руководством А. П. Прямоносова [467] проведены работы по ГДП-200 с подготовкой к изданию Госгеолкарты-200 второго поколения. Данная работа отличалась значительным волюнтаризмом авторов в отношении трактовки геологического строения района на основе новых, но весьма дискуссионных данных по абсолютному датированию ряда интрузивных комплексов, необоснованным распространением результатов единичных определений конодонтов на значительные площади, игнорированием результатов предшествующих ГДП-50. В итоге два члена Войкарской офиолитовой ассоциации (ультрабазиты и габброиды) получили более молодой, раннедевонский возраст, по сравнению с позднесилурийско-среднедевонской Малоуральской островодужной ассоциацией, в основании которой они находятся. Из состава бедамельской серии (R_3) в ядре Манитанырдского антиклинория под базальными горизонтами манитанырдской серии (E_3-O_1) выделена аллохтонная(?) силурийская(?) нияшорская толща. Часть вулканомиктовых песчаников еганэпэйской свиты (V_2) на северной периклинали Манитанырда по необъяснимым причинам закартирована в составе манитанырдской серии (E_3-O_1). Часть ивтысьшорской свиты (R_3) в Хараматолоуском блоке на основании единичной, неповторенной более, находки конодонтов выделена в усть-воргашорскую толщу (D_3).

В 2000 г. В. А. Жарковым [82] завершена подготовка к изданию Госгеолкарты-200 второго поколения листов Q-41-I, II по материалам ранее проведенного АФГ-200 [344] и других работ. Составлена современная геологическая карта района, а также карта доюрской поверхности на основе материалов глубокого бурения на нефть. Карта неоген-четвертичных отложений составлена полностью в «маринисткой» легенде и не отражает распространения реально существующего чехла ранневалдайской Харбейской морены в северной части листов.

С середины 1990-х гг. В. А. Жарковым (рабочие материалы) продолжается подготовка к изданию Госгеолкарты-200 второго поколения листа Q-41-VII по материалам ранее проведенного АФГ-200 [344] и других работ.

Составленные рабочие электронные варианты геологической карты, карты полезных ископаемых и карты неогенчетвертичных отложений использованы при составлении комплекта ГК-1000/3 листа Q-41.

С 1999 по 2003 г. на территории Северо-Запада Российской Федерации, включая лист Q-41, проводилось эколого-геохимическое картирование по международному проекту «Экогеохимия Баренцева региона» (Salminen et al, 2004) В рамках проекта выполнялось комплексное опробование по сравнительно регулярной сети (1 точка на 1000 км²) сопряженных поверхностных сред, включая наземные мхи, поверхностные воды, донные осадки, гумус, минерально-почвенный слой (С-горизонт) с применением высокоточных аналитических методов (ISP MS), позволивших количественно проанализировать отобранные пробы на 42 химических элемента: Ag, Al, As, B, Ba, Be, Bi, Br, Ca, Cd, Cl, Co, Cr, Cs, Ce, F, Fe, Hg, K, La, Li, Mg, Mn, Mo, Ni, P, Rb, S, SO₄, Sb, Sc, Si, Sr, Th, Ti, Tl, U, V, Y, Zn, Zr. Использованный подход позволил объективно оценить экологическую ситуацию в регионе. В ходе работ были выявлены территории, характеризующиеся неблагоприятной экологической обстановкой, обусловленной как природными, так и антропогенными факторами.

В 2000—2003 гг. ЗАО «ГГК МИРЕКО» проведены работы по составлению геохимических, геофизических и дистанционных основ к Госгеолкарте-1000 третьего поколения по листам R-41, Q-39, 40, 41 [473]. Геофизические основы составлены ВИРГ-Рудгеофизика (1999) и отвечают инструктивным требованиям. Дистанционные основы подготовлены ВНИИКАМ и характеризуются относительно низкой разрешающей способностью по сравнению с основами аналогичного масштаба, подготовленными в Центре дистанционных исследований ВСЕГЕИ в рамках работ по действующему в настоящее время объекту: «Создание цифровой космогеологической карты России масштаба 1 : 2 500 000 (ГИС-версия)». Геохимические основы составлены с использованием материалов геохимических работ по проекту «Экогеохимия Баренцева региона» (Salminen et al, 2004) на основе высокоточных количественных определений элементов, отобранных в сопряженных средах по единой методике, и позволяют достоверно оценить геохимический фон на территории листа.

В 2001—2004 гг. под руководством М.А. Шишкина [249, 250] проведены работы по ГДП-200 листов Q-41-V, VI, XI с подготовкой к изданию Госгеолкарты-200 второго поколения. Значительно уточнено геологическое строение территории листов. Впервые на карте масштаба 1 : 200 000 отображено геологическое строение Воркутинского промышленного района с детальностью, отвечающей по сути масштабу 1 : 50 000 и изученности по состоянию на начало 2004 г. Благодаря широкому применению методов радиоизотопного датирования, в том числе по единичным цирконам U-Pb методом на ионном микрозонде SHRIMP-II в ЦИИ ВСЕГЕИ существенно уточнен возраст лядгейского вулканического, нияюского гранодиоритового, пайпудынского риолитового, кызыгейского плагиогранит-диоритового комплексов и соответственно возраст прорываемых ими стратифицированных подразделений (манюкуяхинской свиты и бедамельской серии); доказан позднекембрийско-раннеордовикский возраст образований хойдышорской свиты, положение которой в разрезе на протяжении более 40 лет было предметом острых дискуссий. В результате проведения ГДП-200 получен прирост прогнозных ресурсов ко-

ренного золота на Западно-Борзовском проявлении золота, открыто высокоперспективное меднорудное проявление с золотом, платиной, палладием Озерное, прогнозные ресурсы которого соответствуют параметрам крупного месторождения.

В 2003 г. В. П. Савельевым завершено составление геологической карты Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции масштаба 1 : 500 000. Карта вобрала в себя все новые данные по глубокому бурению и ГДП-200 на момент составления. Но, к сожалению, составлялась «вручную» на искаженной топооснове, из-за чего ее использование для ГИС-проектов достаточно ограничено, и она в целом имеет в итоге обзорный характер.

С конца 1990-х годов начинаются работы по переводу в цифровые форматы ранее созданных обобщающих карт масштаба 1 : 500 000—1 : 1 000 000 по территории Республики Коми и кадастров полезных ископаемых (Шлома, 1996ф). В результате были созданы цифровые карты масштаба 1 : 500 000 территории Республики Коми — геологическая, полезных ископаемых, четвертичных отложений, создан электронный кадастр месторождений твердых полезных ископаемых, электронный банк геохимических данных, электронные базы по изученности. Часть из них использована при составлении комплекта геологической карты листа Q-41.

СТРАТИГРАФИЯ

ПРОТЕРОЗОЙСКАЯ АКРОТЕМА

Протерозойские образования на территории листа Q-41 к западу от Главного Уральского надвига (ГУН) входят в состав в Ляпинской, Полярноуральской и Харбейско-Марункеуской структурно-формационных зон (СФЗ) байкалит. Традиционное объединение их в Центрально-Уральскую мезгазону байкалит нам представляется нецелесообразным, так как зональность протерозоя в пределах Полярно-Уральского сегмента Урала имела северо-западную тиманскую ориентировку. Не выходящие на дневную поверхность протерозойские образования Березовского блока фундамента Западно-Сибирской плиты отнесены к Тапсуиско-Малообской СФЗ байкалит.

Ляпинская СФЗ пространственно делится на территории листа на Хобеизско-Маньхабовскую, Неркаюскую и Лемвинскую подзоны. К Хобеизско-Маньхабовской подзоне относятся нижнепротерозойско-вендские образования ядра Ляпинского антиклинория (неркаюская, маньхобеинская, шокуринская, пуйвинская, хобеинская, мороинская и саблегорская свиты). К Лемвинской подзоне отнесены тектонические блоки «безкорневых доуралид» в составе Лемвинского аллохтона (молюдовожская свита). Неркаюская подзона охватывает одноименный тектонический блок, сложенный преимущественно метаморфическими раннерифейскими(?) образованиями неркаюской свиты и позднерифейскими(?) — малохосаинской толщи по его западному обрамлению.

Полярноуральская СФЗ объединяет выходы позднерифейско-раннекембрийских образований (бедамельская серия, манюкуяхинская и энганэпейская свиты) в ядрах брахиантиклинали Энганэпэ, Манитанырдской, Изьяхойской и Малокарской антиклиналей.

Харбейско-Марункеуская СФЗ объединяет выходы метаморфизованных раннепротерозойско-позднерифейских образований, прилегающих с запада к ГУН, и делится на две подзоны — Харбейскую и Хараматолоускую. Первая отвечает одноименному блоку и представлена на листе нерасчлененными раннепротерозойскими образованиями лаптаюганской и ханмейхойской свит, няровейской серией среднего рифея и немурьюганской свитой позднего рифея. К Хараматолоуской подзоне относится серия блоков к югу от массива Райиз перед фронтом ГУН — Хараматолоуский, Кечпельский, Западнохордьюский, сложенные среднерифейскими образованиями хараматолоуской серии и позднерифейскими — ивтысьшорской свиты.

НИЖНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ

Няртинская свита (PR_{1nr}) широко распространена в ядре Ляпинского антиклинория Эти образования в разное время изучались Л. Т. Беляковой, М. В. Фишманом, О. А. Кондияйном и А. Г. Кондияйн, А. М. Пыстиным и другими исследователями. О. А. Кондияйном они были выделены в ранге няртинской серии и разделены на яроташорскую, и залегающую на ней согласно няртаюскую свиты. Однако до настоящего времени данные образования представляют собой один из сложных объектов, как в отношении его стратиграфического расчленения, так и их возраста. Поэтому на геологической карте они показаны нерасчлененными в ранге няртинской свиты.

В ее составе наиболее широко распространены гранат-двуслюдяные и биотитовые гнейсы. В подчиненном количестве присутствуют кристаллические сланцы слюдяно-(гранат)-альбит-кварцевые, слюдяно-полевошпат-кварцевые и амфиболиты. В виде маломощных прослоев отмечаются кварциты и мраморы. Вверх по разрезу доля кристаллических сланцев с прослоями кварцитов и линзами мраморов увеличивается. По обрамлению блока породы свиты подвержены низкотемпературному диафторезу, который проявлен в виде узких полос диафторитов и бластомилонитов, сложенных хлорит-мусковит-альбит-кварцевыми, эпидот-альбит-хлоритовыми сланцами. В центральной части Ляпинского антиклинория наблюдаются проявления метасоматической гранитизации, вплоть до формирования анатектических гранитоидов.

Возраст метаморфических образований няртинской свиты окончательно не установлен. Согласно Полярноуральской Легенде [511] и Унифицированным и корреляционным схемам...1980 г., условно принят как раннепротерозойский. Из гранатсодержащих кристаллических сланцев А. В. Суминым определен радиологический возраст цирконов в 1680 млн лет, который трактуется им как время кристаллизации минерала [184]. Учитывая, что породы свиты испытали неоднократные преобразования, полученный возраст значительно занижен и может указать лишь на определенный этап метаморфизма. Мощность свиты более 1400 м.

Неркаюская свита слагает одноименный блок и подразделяется на три подсвиты.

Нижненеркаюская подсвита (PR_{1nk_1}) вскрывается по берегам рек Неркаю и Балбанью. В нижней части представлена переслаивающимися амфиболовыми и амфиболсодержащими кристаллосланцами, кварцитами и гнейсами (большой частью диафторированными). Выше залегают толща апобазальтовых(?) амфиболитов, в верхних горизонтах которой появляются маломощные прослои кварцитов, кристаллосланцев и гнейсов. Диафторированные породы зачастую представляют собой очковые альбит-хлорит-амфиболовые породы с магнетитом. Мощность подсвиты более 500 м.

Средненеркаюская подсвита (PR_{1nk_2}) слагает большую часть поля развития неркаюской свиты. Наиболее полно вскрывается в бассейнах рек Выхолью, Неркаю, Бол. и Мал. Хосая, Хальмерью. Представлена главным образом переслаивающимися между собой мезократовыми гранат-эпидот-слюдяными гнейсами, гранатовыми амфиболитами, а на отдельных участках — эклогитами. Эклогиты не имеют четкой стратиграфической приуроченности. В отличие от нижней подсвиты более интенсивно переработана

тектоническими и наложенными метасоматическими процессами, которые наиболее отчетливо прослеживаются по рекам Хальмерью и Бол. и Мал. Хосая. Следует также отметить, что в результате кислотного выщелачивания мезократовые гнейсы, амфиболиты и эклогиты иногда превращены в мусковито-кварцевые, гранато-мусковито-кварцевые кристаллические сланцы и вторичные кварциты (пачки мощностью от 150 до 200 м). Метасоматоз сопровождается мощными (до 30—50 см) кварцевожильными гидротермалитами с крупнокристаллическим рутилом и апатитом. Все эти преобразования отчетливо прослеживаются по левому борту р. Хальмерью. Процессы метасоматоза, бластомилонитизации, наложенной мусковитизации, а также формирование «будинаж-структур» увеличивается с юго-запада на северо-восток, где наиболее интенсивно проявились тектонические подвижки. Мощность подсветы 1600—1800 м.

Верхненеркаюская подсвета (PR_{1nk_3}) встречается главным образом в восточной части блока в среднем течении р. Балбанью и в других местах. Представлена эпидот-гранат-хлорит-слюдяными гнейсами, кристаллическими сланцами, а также гранат-эпидотовыми амфиболитами (часто мусковитсодержащими). Мощность более 1600 м.

Возраст неркаюской свиты условно считается раннепротерозойским (по аналогии с другими глубокометаморфизованными комплексами Урала). Радиологический возраст цирконов (U-Pb методом) показывает заниженные цифры в 1600 млн лет [188] Общая мощность составляет более 3800 м.

Косвенные геологические данные показывают, что исходные породы были метаморфизованы в условиях ареального метаморфизма амфиболитовой (дистен-силлиманитовой) фации. Впоследствии неркаюская свита испытала неоднократные диафторические, метасоматические и дислокационные (милонитизацию и бластомилонитизацию) преобразования. В связи с этим внутренняя структура неркаюского блока расшифровывается с трудом. Фрагменты наиболее ранних структурных элементов в средней и северной частях комплекса представлены линейными складками субширотного «неуральского» простирания. «Неуральский» структурный план метаморфических толщ обнаруживается и при анализе геофизических материалов и дешифрирования высотных и космических снимков (Берлянд, 1993). Четкие реликтовые структуры субширотного простирания наблюдаются также в южной части Неркаюского блока в обнажениях крутых обрывов р. Хальмерью и в других местах.

Лаптаюганская и ханмейхойская свиты нерасчлененные (PR_{1lp-hn}) входят в состав харбейского метаморфического комплекса и развиты в пределах Харбейского блока, в пределах которого породы лаптаюганской и ханмейхойской свит образуют складчатую структуру северо-западного простирания с фрагментами куполов — Лаптаюганского и Евьюганского. В синклинальной зоне, разделяющей купола, залегают глиноземистые плагиосланцы и кристаллические сланцы (зон кислотного выщелачивания и базификации) среднерифейской париквасьшорской свиты. К центральным частям куполов приурочены небольшие тела гранито-гнейсов, палингенных гранитоидов и мигматитов. Наиболее полные разрезы обеих свит наблюдаются на хр. Ханмейхой [71], где они представлены разнообразными амфиболитами и гнейсами. Среди первых выделяются плагиоклазовые, эпидотовые, гранатовые, эпидот-гранатовые и пироксеновые разности. В целом амфиболиты составляют около 60 % объема всех пород. Амфиболиты и гнейсы про-

слеживаются в виде пластовых залежей и пачек мощностью от первых десятков до 300 м, в одних случаях преобладают амфиболиты, в других — гнейсы. Амфиболиты повсеместно обнаруживают постепенные взаимопереходы с амфиболовыми и биотит-амфиболовыми гнейсами. Метаморфизм отличается однородностью, отвечая в целом амфиболитовой фации. Однако наложение более поздних диафторических процессов привело к тому, что в амфиболитах и гнейсах образуются новые парагенетические ассоциации, представленные очковыми и олигоклаз-альбитовыми амфиболитами, при этом андезин и лабрадор встречаются только в виде реликтов. При диафторезе гранат почти полностью замещается плагиоклазом с формированием полных псевдоморфоз в виде очковых порфиروبластов плагиоклазовых амфиболитов. Гнейсы обладают яснокристаллическим строением, светло-серой окраской и полосчатой текстурой, обусловленной чередованием полос с различным содержанием темноцветных минералов, главным образом биотита и амфибола. Местами гнейсы чередуются с прослоями метасоматических железистых кварцитов и линзами слюдястых мраморов. Для амфиболитов обычно характерен плагиоклаз большой основности, отвечающий по составу андезину—лабрадору (№ 45—60). Амфибол представлен обыкновенной зеленовато-бурой роговой обманкой.

Геологическое строение и возраст пород харбейского метаморфического комплекса различными исследователями трактуются по-разному, но большинство геологов образования лаптаюганской и ханмейхойской свит относят к раннему протерозою.

По данным А.А. Краснобаева (Краснобаев, 1968), для пород харбейского комплекса имеются радиологические данные в 2200 млн лет, полученные по цирконам термоизохронным свинцовым методом. Диафторические процессы, вероятно, были связаны с наложенным низкотемпературным метаморфизмом верхнерифейско-вендского возраста. Суммарная мощность свит более 2200 м.

НИЖНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ НЕРАСЧЛЕНЕННЫЙ (PR₁)

Нерасчлененные нижнепротерозойские отложения предположительно (по геофизическим данным) слагают в фундаменте Западно-Сибирской плиты два тектонических блока в составе Восточно-Уральского погребенного поднятия. Один приурочен к Висимскому мегавалу на южной рамке листа в верховьях р. Шоганъеган, второй слагает Чуэльский выступ на юго-востоке территории. К югу на листе Р-41 на р. Сев. Сосьва они вскрыты Кугинской нефтепоисковой скв. № 161 в интервале 1204—1221 м и представлены биотитовыми гнейсами. Калий-аргоновый возраст этих образований — 346 млн лет — явно занижен. Более полно они вскрыты скважинами в Чуэльском районе, где представлены биотитовыми, биотит-роговообманковыми и гранат-биотитовыми гнейсами и гранито-гнейсами. Наиболее древние радиологические даты (К-Аг метод по породе в целом) получены из прорывающих эти образования гнейсовидных биотитовых гранитов — 930 млн лет [136]. Абсолютный возраст по методу сравнительной дисперсии преломления (СДП) биотитовых гнейсов, вскрытых на Мояхт-Асской (скв. 56-Р), Деминской (скв. 14-Р) и Кунжальской (скв. 19-ПР) площадях, составляет 1000—1150 млн лет [160].

ВЕРХНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ

СРЕДНИЙ РИФЕЙ

Маньхобеинская свита (R_2mh) была выделена Л. Т. Беляковой [10]. Позже эти отложения изучались А. В. Цимбалуком, О. А. Кондаином и другими геологами. Представлена двумя толщами гнейсовидных полевошпат-кварцевых метапесчаников с вкрапленностями граната, амфибола, часто слюдистых, местами содержащих редкие прослои метагравелитов, разделенных толщей кристаллических сланцев (слюдяно-альбит-кварцевого и слюдяно-полевошпат-кварцевого состава с эпидотом, актинолитом и биотитом). Судя по парагенезису породообразующих минералов, маньхобеинскую свиту можно отнести к эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма. А. В. Цимбалуком в нижней части свиты описаны метаморфизованные грубообломочные породы — конгломераты, гравелиты, метааркозовые песчаники и другие парапороды. Результаты минералогического анализа грубообломочных пород маньхобеинской свиты показали, что большая часть минералов сходна с таковыми из подстилающей их няртинской свиты раннего протерозоя.

По своему литологическому составу, положению в стратиграфическом разрезе отложения маньхобеинской свиты сопоставимы с отложениями нижней части няровейской серии Полярного Урала, т. е. можно предположить, что они сформировались за счет размыва подстилающих их дорифейских комплексов и могут быть рассмотрены в качестве субплатформенных образований (чехла платформы). Мощность свиты от 250 до 2100 м.

Щокурьинская свита ($R_2\check{s}k$) представлена переслаиванием мусковито-(хлорит)-кварцевых сланцев с известковисто-мусковит-хлоритовыми сланцами, часто филлитовидными. Отмечаются прослои и линзы полевошпатовых кварцитов, метагравелитов и метаконгломератов. В нижней части свиты наблюдается преобладание сланцев известковисто-гранат-хлорит-альбит-кварцевого состава, которые кверху постепенно сменяются полевошпатовыми кварцитами. С юга на север количество прослоев кварцитов возрастает, а количество известковистых сланцев уменьшается. В верхней части свиты залегает толща слюдистых мраморов (мусковит-флогопитовых), реже песчанистого состава (массивные или ленточно-слоистые). Менее характерны аповулканогенные(?) эпидот-(биотит)-(амфибол)-хлорит-полевошпатовые и эпидот-альбит-амфиболовые сланцы.

Фауна, на основании которой (по данным В. С. Шальных и М. Н. Дэви [188]) доказывался нижнерифейский возраст, несмотря на тщательные поиски, никем не повторена. Среднерифейский возраст для свиты принимается условно, по геологическим данным, она согласно залегает на маньхобеинской и перекрывается с размывом среднерифейской пуйвинской свитой. Мощность 200—700 м.

Пуйвинская свита (R_2p) представлена главным образом парасланцами (биотит) хлорит-мусковит-альбит-кварцевыми, в том числе графит-гранатсодержащими, часто с линзами мраморизованных доломитов. В ее составе также принимают участие аповулканогенные альбит-эпидот-хлорит-актинолитовые, эпидот-альбит-роговообманковые сланцы и альбитовые амфиболиты.

Свита наиболее полно обнажена в бассейнах рек Манья, Пуйва, Косью, Хасаварка, Пелингичей и других местах. По данным К. А. Львова и О. А. Кон-

диайна и др. [188] пуйвинская свита подразделяется на три подсвиты или толщи. В основании пуйвинской свиты выделяется толща слюдистых полевошпатовых кварцитов с прослоями кварц-слюдяных сланцев, гравелитов и конгломератов. Толща получила название «ошизской» по наименованию свиты, выделенной ранее К.А.Львовым [126]. Кроме того, в составе нижней толщи отмечаются сланцы альбит-эпидот-хлорит-актинолитовые (часто с реликтами роговой обманки и граната, что свидетельствует, возможно, об их диафторическом образовании за счет исходных гранатовых амфиболитов). По левому притоку р. Пелингичей и горы Сураиз в составе средней толщи пуйвинской свиты преобладают известковистые слюдяно-кварц-альбитовые и зеленые альбит-эпидот-хлорит-актинолитовые сланцы. На восточном склоне горы Сураиз среди зеленых сланцев встречаются метаэффузивы с миндалекаменной структурой (миндалины обычно заполнены кальцитом или эпидотом).

Вдоль западной краевой части Хобеизского антиклинория О. А. и А. Г. Кондиайнами (Кондиайн, 1971) выделялась субмередионально «вытянутая зона» (шириной 10—15 км), где отложения пуйвинской свиты вместе с залегающей на ней хобеинской свитой подверглась наложенным метасоматическим процессам — базификации и кислотного выщелачивания. Они интенсивно рассланцованы (бластомилонитизированы) с обильным выделением кристаллического кианита, граната, мусковита, вторичного кварца и графита.

Среднерифейский возраст свиты подтверждается определениями микрофоссилий, выполненными Л. Н. Ильченко по материалам В. В. Терешко. По разрезу р. Кожым в отложениях нижней толщи пуйвинской свиты установлены: *Leiosphaeridia crass* (Naum.) Tim., *L. incrasata* (Naum.) Tim., *L. bicrura* Jank., *L. jcatica* (Tim) Mikh. et Jank., *L. minutissima* (Naut.) Tim., *Satka granulose* Jank., *S. farosa* Jank., *Synsphaeridium solediforme* Tim.

По составу минералов тяжелой фракции и наличию розовых, темно-розовых цирконов [96, 187] с характерным малиновым цветом (юрматинского уровня) пуйвинская свита вполне сопоставима со среднерифейскими отложениями юрматинской серии Южного Урала. Мощность свиты 600—1000 м.

Хараматолоуская серия (R_2hr) развита в пределах одноименного блока. П.М. Кучериной [408] хараматолоуская серия была расчленена на две свиты: изьякырскую и степрузьскую. Позже, при проведении ГДП-200 [251] не было выявлено четких картировочных признаков разделения двух последних свит, в связи с чем хараматолоуская серия показана нерасчлененной.

Основные разности пород серии представлены эпидот-альбитовыми, гранат-эпидот-альбитовыми амфиболитами, зелеными сланцами эпидот-альбит-хлорит-актинолитового состава, графитоидно-кварцевыми сланцами, кварцево-слюдистыми сланцами и кварцитами. Верхняя часть разреза сложена преимущественно метасадочной толщей, которая включает пластовые тела метабазитов. Здесь же широко развиты маркирующие горизонты магнетитовых гондитов и железистых кварцитов.

Породы хараматолоуской серии в основном метаморфизованы в условиях эпидот-амфиболитовой фации, но часто проявлены и процессы зеленосланцевого дифтореза. В связи с внедрением силлов плагиогранитов кыквомшорского комплекса широко проявлены процессы метасоматической гранитизации и мигматизации.

К хараматолоуской серии также отнесены кристаллические сланцы, развитые к западу от Войкаро-Сыньинского гипербазитового массива в бассейне р. Сред. Кечпель, включающие тела эклогитов, гранат-цоизитовых амфиболитов и гранат-глаукофановых пород (см. главу «Метаморфизм и метасоматические образования»).

Возраст хараматолоуской серии в значительной мере условно принимается среднерифейским по ее нижележащему положению по отношению к ивтысьшорской свите, охарактеризованной фаунистически. Периодически предпринимаются попытки рассматривать хараматолоускую серию в качестве метаморфизованных палеозойских образований [323, 168]. Однако о допалеозойском возрасте пород, слагающих Хараматолоуский блок, косвенно свидетельствует развитая здесь поперечная Уралу складчатость северо-западного направления, в отличие от северо-восточных направлений, характерных для палеозойских образований как Войкаро-Шучьинской, так и Зилаиро-Лемвинской СФЗ. Радиологический возраст цирконов из плагиигранитов кывомшорского комплекса, прорывающих образования хараматолоуской серии, составляет 521 ± 2 млн лет (определение Ю. Л. Ронкина U-Pb методом), свидетельствует, что ее отложения значительно древнее [251].

Выше по разрезу хараматолоуская серия наращивается ивтысьшорской свитой, контакты с которой преимущественно тектонизированы. Мощность хараматолоуской серии оценивается в 2200—2500 м.

Няровейская серия ($R_{2-3}n$) развита в пределах Харбейской подзоны Харбейско-Марункеуской СФЗ и расчленяется на верхнехарбейскую, минисейшорскую и лаптаяхинскую свиты, которые в масштабе карты нами не выделены. Контакты с породами ханмейхойской свиты и верхнерифейскими образованиями немурюганской свиты тектонические.

Нижняя часть няровейской серии (верхнехарбейская свита) представлена полимиктовыми конгломератами, слюдяно-кварц-полевошпатовыми гравелитами, кварцито-песчаниками, плитчатыми кварцитами (с обломками серого ортоклаза), а также светло-зелеными слюдистыми кварцитами, линзами мраморов. В тяжелой фракции из грубообломочных конгломератов и гравелитов отмечается повышенное содержание ильменита, магнетита, сфена, амфибола, пироксена, оливина и циркона. Последний сходен с цирконом из нижележащих дорифейских ортогнейсов ханмейхойской свиты. За пределами листа в обнажениях по правобережью р. Бол. Щучья среди базальных гравелитов были выделены галька и глыбы гранито-гнейсов, амфиболитов и гранат-пироксеновых (эклогитоподобных) пород, характерных для подстилающих пород кристаллического фундамента. Судя по литологическому составу, составу минералов тяжелой фракции и положению в разрезе отложения нижней части няровейской свиты вполне сопоставимы с отложениями маньхобеинской свиты среднерифейского возраста Ляпинского антиклинория.

Верхняя часть разреза няровейской серии (минисейшорская и лаптаяхинская свиты) представлена метабазальтами, зелеными аповулканогенными хлорит-амфиболовыми сланцами, парасланцами хлорит-серицит-альбит-кварцевыми, графитоидно-кварцевыми сланцами и графитоидными кварцитами.

В тяжелой фракции из кварцито-сланцев верхней части разреза няровейской серии отмечается несколько иной состав минералов тяжелой фракции. Здесь преобладают светло-розовые цирконы (почти бесцветные), поро-

ды сильно обогащены рутилом, лейкоксом, турмалином и другими минералами, которые отличаются иным источником в области денудации, чем нижняя часть разреза няровейской свиты.

Литологический состав верхней части серии, однородность ее разрезов позволяют отделить ее от нижележащих базальных горизонтов няровейской свиты. Можно предположить, что верхняя часть няровейской серии сформировалась в геосинклинальных условиях с повышенным проявлением базальтоидного (основного) вулканизма.

В целом среднерифейский возраст пород серии принимается условно по положению в разрезе. Мощность 1800—2000 м.

ВЕРХНИЙ РИФЕЙ

Хобеинская свита (R_3hb) развита в Хобеизско-Маньхабовской подзоне Ляпинской СФЗ. Представлена белыми или светло-серыми кварцитами, аркозовыми метапесчаниками, метаалевролитами, сланцами серицит-хлорит-кварцевыми, мусковит-альбит-хлорит-кварцевыми. В нижней части развиты линзы известковистых метапесчаников и линзы мраморов. В подошве свиты — линзы и пластовые тела метаконгломератов и метатравелитов. Обычно подразделяется на две подсвиты: нижнюю — кварцитовидную, часто с полевошпат-кварцевыми песчаниками, кварцитами, местами с маломощной пачкой травелитов и верхнюю — представленную ритмичным переслаиванием хлорит-альбит-кварцевых, хлорит-мусковит-кварцевых полосчатых сланцев («полосатики») с прослоями кварцитовидных песчаников. Местами сланцы замещаются кварцитовидными песчаниками, и тогда свита не делится на подсвиты. В бассейне р. Пелингицей намечается трехчленное строение хобеинской свиты: в нижней и верхней ее частях преобладают кварциты и известковистые кварцито-песчаники, в средней — сланцы.

Как видно из вышеописанного, хобеинская свита имеет довольно пестрый состав, значительную фациальную изменчивость, заключающуюся в замещении кварцитов известковистыми кварцитопесчаниками, а полосчатых сланцев кварцитовидными песчаниками.

Верхнерифейский возраст свиты принят по ее залеганию под охарактеризованными органическими остатками верхнерифейскими отложениями мориинской свиты.

В составе минералов тяжелой фракции хобеинской свиты, выделенных из кварцито-песчаников нижней части разреза, преобладают главным образом титановые минералы (ильменит, рутил, лейкоксен), а также турмалин и циркон. Морфология и цвет «хобеинского» циркона легко узнаваемый и не встречается среди других пород рифейского возраста Ляпинского антиклинория, поэтому он выделен как коррелятивный «циркон хобеинского типа» [96, 187]. Преобладание в строении нижней части хобеинской свиты кварцитов, кварцитопесчаников, а также вышеописанных минералов тяжелой фракции, показывает, что она вполне может быть сопоставима с верхнерифейской ишеримской свитой Северного Урала и верхнерифейской зильмердакской свитой Башкирского антиклинория. Мощность 750—800 м.

Мориинская свита (R_3mr), впервые выделена В. Н. Малышевским в крайней западной части Ляпинского антиклинория. Согласно залегает на

хобеинской свите. Литологический состав пород весьма изменчив и определяется различными соотношениями карбонатных и терригенных пород. Свита сложена светло-серыми кварц-серицитовыми (филлитовидными), серовато-зелеными хлорит-серицит-альбит-кварцевыми сланцами, алевросланцами, метаалевролитами. В нижней части свиты (в большинстве разрезов) присутствуют пачки и линзы доломитов и мраморов, мощностью до 100 м. В верхней части разреза встречаются темно-серые углеродсодержащие сланцы, которым подчинены прослои алевролитов и «зеленых» аповулканогенных сланцев по базальтам и андезибазальтам.

Возраст мороинской свиты обосновывается сборами микрофитоцитов из карбонатных пород (по рекам Каталамбию, Вангыр и Еркусей) верхнего рифея, на основании которых Л. Т. Беляковой [10] она сопоставляется с миньярским уровнем Башкирского разреза. В 1981 г. Л. Т. Беляковой по р. Косью (в районе горы Манараги) была обнаружена новая точка с органикой, которая по определению М. Е. Раабен свидетельствует, что диапазон мороинской свиты охватывает не только миньярский уровень, но, по-видимому, отвечает всему надзильмердинскому разрезу Башкирского антиклинория.

Малохосайнская толща (R_3mh) слагает узкую полосу в западном обрамлении Неркаюского блока. Сложена сланцами кристаллическими биотит-альбит-кварцевыми. Возраст принимается условно на основании более высокой степени зеленосланцевого метаморфизма (биотитовая субфация) по сравнению с прилегающими с запада отложениями погурейской свиты. Мощность до 1000 м.

Манюкуяхинская свита (R_3mj) развита в Полярно-Уральской СФЗ. Ранее при геологическом картировании данные отложения обычно включались в состав енганэпейской свиты [308, 336, 338]. Затем они были выделены в качестве известково-кремнисто-алевролитовой толщи в составе бедамельской серии [338]. При ГДП-200 [245] выделены в качестве самостоятельной свиты — манюкуяхинской. Наиболее полные ее разрезы вскрываются по р. Тампико на южной переклинали хр. Енгаю-Пэ. В ее составе участвуют метаалевропесчаники, метаалевролиты, кремнисто-глинистые и углеродисто-кремнисто-глинистые сланцы и фтаниты с прослоями известняков, редкими прослоями афировых и порфировых базальтов и андезибазальтов.

Апоалевролитовые сланцы серицит-хлорит-кварцевого, альбит-серицит-хлорит-кварцевого состава (с примесью туфогенного материала), чередуются с кремнисто-глинистыми сланцами с прослоями алевролитов и черных онколитовых известняков. Позднерифейский возраст обосновывается сборами онколитов: *Osagia nimia* Z. Zhur., *Vesicularites bothrydioformis* (Krasnop.), *Ambigelamellatus horridus* Z. Zhur и микрофоссилий (определения Л. Н. Ильченко): *Leiosphaeridia crassa* (Naum.) Tim., *L. bicrura* Yank., *Protosphaeridium conglutinatum* Tim., *Pr. flexuosum* Tim., *P. densum* Tim., *Synsphaeridium conglutinatum* Tim., *S. sorideforme* Tim., *Leiominuscula minuta* Naum., *Stictosphaeridium tortulosum* Tim., *Macroptycha biplicata* Tim., *Arctacellularia ellipsoidea* Herm., *Paleolyngbia catenata* Herm., *Chuarina circularis* Walcott. Известняки характеризуются аномальным содержанием Sr (0,286%), что также может служить косвенным доказательством их позднерифейского возраста [245]. На нижнее положение манюкуяхинской свиты в разрезе, по отношению к вышележащей бедамельской серии, указывают и полученные данные радиологического возраста гранодиоритов нияюского комплекса, прорываю-

щих свиту в ядре Манюкяхинской антиклинали. U-Pb методом ($^{205}\text{Pb}/^{233}\text{U}$) по единичным цирконам Ю.Л. Ронкиным (ИГиГУро РАН) для них получен возраст 712 ± 10 млн лет. Следовательно, заведомо позднерифейский (доукский) возраст манюкяхинской свиты представляется очевидным. Нижняя граница свиты неизвестна. Верхняя проводится по подошве горизонта туфоконгломератов и туфогравелитов бадамельской серии, содержащих гальку пород свиты. Мощность свиты от 1300—2000 м.

Ивтысьшорская свита (R_3iv) впервые выделена П. М. Кучериной [408], как толща в составе хараматолоуской серии. Распространена в западной и северной частях Хараматолоуского блока. Сложена метаморфизованными в зеленосланцевой фации вулканитами базальт-плагиогранитовой формации, переслаивающиеся с туфами, туфогенно-осадочными сланцами и графитоидными кварцевыми сланцами, переходящими в кварцито-сланцы и графитоидные кварциты. Весьма редко в составе свиты присутствуют мало мощные прослои и линзы мраморизованных известняков, локализующиеся в туфогенно-осадочных известковистых сланцах.

Для ивтысьшорской свиты характерен метаморфизм зеленосланцевой ступени и лишь на отдельных участках, как например, в полосе, примыкающей с востока к линии ГУН, присутствуют минеральные ассоциации эпидот-амфиболитовой фации.

Контакты свиты с подстилающими образованиями хараматолоуской серии, как правило, тектонические, нередко по ним внедрены силы метагэбродолеритов кыквомшорского комплекса.

По данным П. М. Кучерины [408] в мраморизованных известняках в районе горы Нангытьеган и карбонатных графитоидных сланцах на руч. Еджыдшор Л. Н. Ильченко определены микрофоссилии *Eomycetopsis typicus* Негм., *Tortunema sibirica* Негм., *Leiosphaerida minutissima* (Naum.) Janк. и др., характерные для верхнего рифея, что определяет принятый возраст ивтысьшорской свиты. Мощность свиты более 1000 м.

Немурюганская свита (R_3nm) впервые выделена А.В. Цымбалюком (Цымбалюк, 1972) со стратотипом по р. Немур-Юган. Развита в пределах Харбейской подзоны. Наиболее полные ее разрезы наблюдались за рамками листа. Представлена внизу толщей песчаников и кварцитовидных песчаников полевошпат-кварцевых, местами с маломощным горизонтом аркозовых гравелитов в основании. В средней части развиты тонкослоистые серицит-хлорит-кварцевые, зеленовато-серые серицит-хлорит-альбит-кварцевые, часто карбонатсодержащие, углеродсодержащие сланцы. Верхняя часть свиты сложена серицит-кварцевыми и туфоалевролитовыми сланцами, а также туфопесчаниками с многочисленными прослоями известняков, переходящих в темно-серые доломитовые мраморы, в результате будинажа часто превращенные в отдельные линзы. В разрезе свиты картируются потоки базальтов, андезибазальтов. Эффузивы характеризуются порфировой и афировой структурами. Редкие кислые разности представлены низкощелочными риолитами, риодацитами и их туфами; туфоконгломератами, туфопесчаниками.

Анализ минералов тяжелой фракции из песчаников, кварцито-песчаников нижней части немурюганской свиты показал повышенное содержание титановых минералов и циркона. Последний представлен темно-розовыми разностями, весьма сходными с «хобеинскими» цирконами. Поэтому ниж-

няя (песчаниковая) часть разреза по литологическим признакам, положению в разрезе и составу минералов тяжелой фракции может быть сопоставлена с хобеинской свитой, а верхняя — карбонатсодержащая с мороинской свитой Ляпинского антиклинория. Такого же вывода придерживается и О. А. Кондаин [56]. Однако он их помещает выше на уском уровне. Верхнерифейский возраст немурюганской свиты также подтверждается сборами микрофитолитов на примыкающей с севера территории листа R-42 [348]. Мощность свиты 1500 м.

ВЕРХНИЙ РИФЕЙ—ВЕНД

Саблегорская свита (R_3-V_1sb) широко распространена в Хобеизско-Маньхабовской подзоне Ляпинской СФЗ. Представлена риолитами с фельзитовой структурой, метариолитами и метадацитами альбитизированными и их туфами, лавами, кластолавами и туфобрекчиями. Широко развиты туфы кислого состава, в верхней части — вишневые с повышенным содержанием редких земель. В нижней части свиты преобладают базальты, андезиты и их туфы. Встречаются прослой хлорит-серицит-кварцевых и филлитовидных сланцев и реже прослой известняков. В подошве свиты присутствуют линзы конгломератов. Конгломераты и туфоконгломераты характеризуются наличием удлиненно-овальных лапиллей и бомб долеритового состава с буровой коркой закаливания. Кроме того, в них присутствует окатанная галька розовых и серых кварцитов, обломки полевого шпата и подстилающих доломитов. Конгломераты (туфоконгломераты) часто по простиранию сменяются туфогенно-обломочными породами лавовых покровов плагиоклазовых порфиритов. Для свиты характерна резкая фациальная изменчивость. На западе преобладают пирокластические породы вплоть до прижерловых фаций наземного происхождения. На востоке развиты в основном лавы подводных излияний.

Залегают согласно или местами с небольшим размывом на мороинской свите. Возраст цирконов из дациандезитов руч. Лапчавож методом термояонной эмиссии свинца — 695 ± 6 млн лет [209], единичных цирконов (SRIMP) из риолитов субвулканической фации — $623 \pm 3,3$ млн лет, риолитов на хр. Малдынырд Rb/Sr методом — 586 ± 21 млн лет [89], U/Pb методом цирконов риолитов субвулканической фации — 550 млн лет [10]. Таким образом, возраст саблегорской свиты определяется приведенными выше данными радиоизотопного датирования с учетом поздневендско-раннекембрийского возраста прорывающих ее гранитоидов сальнерско-маньхамбовского комплекса в интервале позднего рифея—раннего венда. Мощность до 1000 м.

Молюдвожская свита (R_3-Vml) развита в пределах Лемвинской подзоны Ляпинской СФЗ. Впервые выделена К. Г. Войновским-Кригером [24] и считалась ордовикской. В дальнейшем в стратотипическом районе был обоснован ее докембрийский возраст [417]. Образования свиты слагают ядра линейных тектонизированных антиклиналей и тектонические блоки среди отложений погурейской свиты в пределах Восточнолемвинского пакета покровов. В составе свиты выделяются две подсвиты: нижняя — существенно эффузивная (базальтоидная) и верхняя — вулканогенно-осадочная (туфогенно-метариолитовая).

Нижняя подsvита сложена преимущественно метабазами, иногда с подушечной отдельностью. Отмечаются мелкие линзы кремнистых сланцев, прослой туффитов и туфосилицитов, единичные прослой зеленых и красных парасланцев. В западных полосах выхода доминируют зеленовато-серые цвета пород. В бассейне р. Воравож и правобережье р. Бол. Хайма преобладают метабазалы с краснокаменными изменениями. Распространены как порфиновые, так и афиновые разности, отмечаются кластолавы и туфы основного состава. По петрохимическим особенностям метабазалы характеризуются субщелочным уклоном (от умеренно натриевых до высоконатриевых) и являются среднеглиноземистыми, умеренно низкотитанистыми.

Верхняя подsvита развита в основном восточнее нижней в узких тектонических чешуях шириной 0,2—1,5 км, максимум 4,0 км. 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 востоку от Лемвинского 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 конгломерато-подобной текстуры. 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.

Позднерифейско-вендский возраст обосновывается сборами микрофитолитов позднего рифея *Leiominuscula minuta* Naum., *Trematosphaeridium holte-dahlii* Tim., *Kildinella sinica* Tim., *K. hyperboreica* Tim. и венда: *Asperatopsophosphaera partialis* Scher., *Bavlinella faveolata* Scher., *Granomarginata squamacea* Volk., *Leiosphaeridium minor* Scher. и др. [338], а также на основании очевидных аналогий с саблегорской свитой Хобеизско-Маньхамбовской подзоны. Мощность более 1000 м.

Бедамельская серия (R_3 — V_1bd) распространена в составе Полярноуральской СФЗ в пределах хребтов Енганэпэ, Манитанырд, Изъяхой, Оченырды. Представлена переслаивающимися между собой вулканогенными породами основного, среднего и кислого составов, которым подчинены пачки филлитовидных, кремнисто-глинистых, иногда углеродисто-кремнистых, сланцев и известняков, реже кварцитовидных песчаников.

В составе пород нижней части разреза преобладают базальты, андезибазальты, андезиты, трахибазальты, их кластолавы и лавобрекчии, дациты и их туфы, а также туфоконгломераты и туфогравелиты. Верхняя часть разреза представлена лавами кислого состава, а также их кластолавами и туфами. Среди эффузивных и пирокластических пород кислого состава встречаются

ксенотуфы и ксенокластолавы, содержащие обломки андезитового и андезит-базальтового состава.

Эффузивы кислого состава местами интенсивно рассланцованы и серицитизированы и представлены альбит-кварц-серицитовыми сланцами. Туфы обычно сильно перекристаллизованы и только в отдельных реликтах видны пепловые частицы до 2,5 мм слабо раскристаллизованного стекла.

Позднерифейский возраст низов разреза бедамельской серии обосновывается залеганием на манюкюяхинской свите позднего рифея, сборами микрофоссилий, а также богатым комплексом нитчатых водорослей, характерных для укской свиты Южного Урала из разреза р. Столбовая [338].

Верхняя часть серии имеет ранневендский возраст, что обосновывается полученными данными определения радиологического возраста субвулканических риолитов U-Pb методом по цирконам на микрозонде SHRIMP-II в ЦИИ ВСЕГЕИ [251]. Полученный возрастной интервал в 555—547 млн лет, отвечает основанию верхнего венда.

Бедамельская серия перекрывается с енганэпэйской свитой, которая занимает более высокое стратиграфическое положение (контакт с енганэпэйской свитой согласный, местами — с размывом). Суммарная мощность бедамельской серии 800—1600 м.

ВЕРХНИЙ ВЕНД—НИЖНИЙ КЕМБРИЙ

Енганэпэйская свита (V_2 — E_1en) распространена в пределах Енганэпэйск-Оченьрдского района Полярноуральской СФЗ. Впервые выделена под этим названием К. Г. Войновским-Кригером в 1942 г. на хр. Енганэпэ.

Для свиты характерно флишоидное переслаивание апоглинистых, апалевролитовых сланцев, полимиктовых песчаников, линзы песчанистых известняков, туфопесчаники, туфы. Эффузивы кислого состава и другие породы. Отложения свиты представлены в двух фациях: мелководно-морской (хр. Енганэпэ) и прибрежно-морской (хр. Манитаньрд). Стратотипический разрез свиты находится на р. Изъявож, в котором енганэпэйская свита представлена мелководно-морскими фациями — ритмично переслаивающейся флишевой толщей, сложенной серыми алевритистыми аргиллитами и черными аргиллитами, реже алевритистыми песчаниками. Характер ритмичности трансгрессивный. Границы ритмов и внутри них отчетливые, резкие. В верхней части свиты появляются редкие прослой и линзы глинистых известняков с остатками микроорганики. Характерной особенностью является наличие в низах разреза прослоев туфопесчаников и туфосланцев.

Прибрежно-морские фации енганэпэйской свиты на массиве Манитаньрд представлены грубым переслаиванием песчаников, туфопесчаников, туфоконгломератов (грубый флиш и моласса).

В геофизических полях ввиду немагнитности и пониженной (на фоне бедамельской серии), плотности енганэпэйской свиты отвечают отрицательные аномалии магнитного поля и градиентные области гравитационного поля масштаба 1 : 200 000.

Возраст обосновывается сборами микрофитолигов венда, отобранными из разреза руч. Прав. Изъявож (определения Л. Н. Ильченко): *Bavlinella faveolata* Schep., *Oscilatoriopsis wernadskii* Schep., *Spumiosa rubiginosum* (Andr.), *Politrichoides lineatus* Herm., [338]. При этом нижний возрастной

предел свиты скорректирован нами до позднего венда на основании приведенных выше при характеристике бедамельской серии данных абсолютного датирования лядгейских риолитов ее верхней части. Верхний возрастной предел формирования флишевой формации энганэпэйской свиты условно принят как ранний кембрий, что не противоречит полученному фактическому материалу. Контакты с подстилающими отложениями бедамельской серии согласные. Перекрывающие отложения манитанырдской серии налегают на породы энганэпэйской свиты с отчетливо выраженным размывом и угловым несогласием (руч. Прав. Изъявож). Мощность 1200—1500 м.

ВЕРХНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ НЕРАСЧЛЕНЕННЫЙ (PR₂)

Данные образования выделены в пределах Березовского блока в фундаменте Западно-Сибирской плиты. В районе пробурено около 50 глубоких скважин, вскрывших преимущественно метаморфические образования условно позднепротерозойского возраста и представленные гнейсами, гранито-гнейсами (мигматитами) и кристаллическими сланцами [277]. Среди кристаллических сланцев преобладают кварц-амфиболитовые (скв. 61-Р), хлорит-кальцит-кварцевые и биотит-эпидот-кварцевые разности (скв. 7-ПР, 61-Р). Представляется, что ассоциации минералов гнейсов и сланцев указывают на образование пород как в условиях высокотемпературной, так и зеленосланцевой фаций метаморфизма.

ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

Палеозойские отложения территории листа Q-41, исключая средне-верхнекембрийские коры выветривания, отвечают осадкам Бельско-Елецкой и Зилаиро-Лемвинской структурно-формационных зон (СФЗ) Западно-Уральской структурно-формационной мегазоны и осадочно-вулканогенным образованиям Войкаро-Щучьинской и Тагильской структурно-формационных мегазон (СФМЗ).

Бельско-Елецкая СФЗ сложена отложениями палеоконтинентального сектора, представленными шельфовыми образованиями. Отложения Зилаиро-Лемвинской СФЗ представлены осадками глубокого шельфа, континентального склона и подножия. Войкаро-Щучьинская и Тагильская СФМЗ представляют собой образования палеоокеанического сектора. Граница между батальными и палеоокеаническими образованиями проходит по Главному Уральскому надвигу (ГУН).

КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА. СРЕДНИЙ—ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Средне-верхнекембрийские коры выветривания. Рифтогенный комплекс уралид местами залегает на метаморфизованных корях выветривания, развитых по доуралидам. Сохранившиеся фрагменты кор известны в Кожимском районе, где наиболее значительные (по площади) развиты в южной части Малдинской и на северном замыкании Росомахинской антиклиналей (лист

Q-41-XXV) [472, 316]. Аналогичные метаморфизованные коры были вскрыты скважиной на Полярном Урале на южной периклинали Енганэпэйской брахиатиклинали под отложениями манитаньрдской серии [336]. Наиболее полно коры изучены и охарактеризованы в металлогеническом отношении В. С. Озеровым [449, 450].

В Кожимском районе коры отмечаются обычно останцовыми фрагментами в виде узких делювиальных высыпок (реже в коренном залегании) метаморфизованных высокоглиноземистых (24—37, редко до 40—42% Al_2O_3) сланцев, локализующихся под подошвой груботерригенных отложений алькесвожской толщи обеизской свиты. Субстратом кор выветривания были образования саблегорской, мороинской, пуйвинской свит и прорывающие их интрузивные породы.

Апокоровые образования имеют пиррофиллит-кварц-серицитовый состав с хлоритоидом, диаспором, парагонитом, гематитом. В большинстве своем это салатные, светло-розовые, темно-лиловые, серые сланцы, содержащие до 77% серицита (или мусковита) и от 1—5 до 10—20% хлоритоида. Надежным признаком отнесения пород к апокоровым образованиям является их высокая глиноземистость в сочетании с высоким содержанием серицита и наличием хлоритоида. По химическому составу среди них выделяются породы, отвечающие сиаллитам, аллитам и бокситам. Характерной особенностью апокоровых образований является их отчетливая специализация на редкоземельных элементах и элементы иттриевой подгруппы. Повсеместно отмечено повышение содержаний олова и железа относительно исходных пород.

Средне-позднекембрийский возраст кор выветривания определен их положением под базальными горизонтами обеизской свиты раннего ордовика.

Установленная мощность метаморфизованных кор выветривания не превышает 10 м [370]. Прослежены по простиранию максимум до 10 км. Поэтому на карте показаны немасштабными знаками только их основные поля развития.

Дальнейшее описание стратиграфии ведется в соответствии с легендой по зональному принципу.

Бельско-Елецкая структурно-формационная зона

Палеозойские отложения Бельско-Елецкой СФЗ представлены шельфовыми осадками восточного края Восточно-Европейской платформы. В основании разреза елецкого комплекса с угловым несогласием на рифейско-вендских отложениях, реже на кембрийских корах выветривания залегает мощная терригенная толща рифтовой стадии развития края платформы, охватывающая часть верхнего кембрия — нижний ордовик и выделяемая на Полярном Урале, как манитаньрдская серия, на Приполярном Урале — как обеизская и саледская свиты. Рифтогенные отложения перекрываются мощной толщей мелководных открыто-шельфовых карбонатных образований шугорской серии или относительно более глубоководными глинисто-карбонатными образованиями грубепендишорской свиты. Существенно карбонатный разрез охватывает интервал от верхов позднего ордовика до низов пермской системы. В этот период внутри Бельско-Елецкой СФЗ в связи с окончательным формированием типичного карбонатного шельфа намечается фациальная диф-

ференциация между внутренними частями шельфа (Михайловско-Вайгачская подзона), где шло цикличное осадконакопление мелководных известняково-доломитовых осадков и его внешним краем (Иргизлинско-Карская подзона), где формировались барьерные рифы.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ КЕМБРИЙСКОЙ СИСТЕМЫ—СРЕДНИЙ ОТДЕЛ ОРДОВИКСКОЙ СИСТЕМЫ

Манитанырдская серия (E_3-O_2mn). Одноименная свита выделена М.Н. Пархановым в 1956 г. по горному массиву Манитанырд и впоследствии переведена в ранг серии [211]. Сложена алевролитами, песчаниками, гравелитами и конгломератами континентального, прибрежно-континентального и прибрежно-морского генезиса. Практически повсеместно она расчленяется на две части: нижнюю — красноцветную и верхнюю — зеленоцветную, или реже — сероцветную. В Усинско-Пайпудынском районе красноцветная часть разреза в настоящее время включается в хойдышорскую и усинскую свиты. На красноцветах согласно залегает алевролитопесчаниковая зелено-сероцветная толща, выделяемая в бассейне верховьев р. Уса в малопайпудынскую свиту. В Лекъелецко-Нияюском районе картируется манитанырдская серия нерасчлененная.

Хойдышорская свита (E_3-O_1hd). На территории листа распространена в Усинско-Пайпудынском районе. Первоначально выделялась и долгое время рассматривалась в качестве байкальской молассы венд-кембрийского возраста [518, 491, 211, 56]. Б. Я. Дембовским в 1980-е годы было доказано [337, 67, 338], что данные вулканогенно-терригенные отложения на самом деле относятся к рифтогенному комплексу уралид и одновозрастны манитанырдской серии верхнего кембрия—нижнего ордовика. В «Легенде Полярно-Уральской серии ...» [511] данным образования возвращено прежнее название — хойдышорская свита, которая рассматривается теперь в качестве нижнего члена манитанырдской серии.

В целом разрез хойдышорской свиты представляет существенно груботерригенную осадочную красноцветную толщу, местами ритмичнослоистую, заключающую потоки эффузивов контрастной базальт-риолитовой серии. В нижней части свиты терригенные породы и эффузивы присутствуют примерно в равных количествах, в верхней части преобладают терригенные породы. В стратотипе, на руч. Хойдышор, это ритмично переслаивающиеся между собой кварцитовидные полевошпат-кварцевые серые, розоватые, лиловатые и зеленоватые песчаники, алевритистые песчаники и алевролиты, хлорит-серицит-кварцевые сланцы и метариолиты. В основании — гравелиты, грубозернистые песчаники и конгломераты. В этом разрезе хойдышорской свиты собраны раннекембрийские микрофоссилии *Granomarginata squatacea* Volk., *Tasmanites tenellus* Volk., *Baltispaeridium compressum* Volk., *Archaeodiscina umbolata* Volk., *Leiomarginata simplex* Naum. и др. [338, 67]. Мощность отложений, вскрытых в стратотипическом разрезе составляет не менее 780 м.

Залегает хойдышорская свита с размывом и угловым несогласием на разных горизонтах доуралид. Верхняя граница проводится по подошве внутриформационных конгломератов грубозернистой пачки (усинская свита). Верх свиты тонкие, плейчатые, здесь местами выделяется горизонт алеврити-

стых песчаников и алевроглинистых сланцев розового или зеленовато-розового цвета, интенсивно рассланцованных (или перемятых); на контакте с усинскими конгломератами отмечается складчатость волочения, как на границе пачек пород различной компетентности.

Возраст хойдышорской свиты определяется на основании находок микрофитолитов в стратотипическом разрезе руч. Хойдышор и палеомагнитных данных [336, 338] как поздний кембрий (аксайский век) — ранний ордовик (тремадок). Наиболее уверенно палеозойский возраст свиты определен методом Pb/U изотопного датирования на микроанализаторе SPIMP-II единичных цирконов из эффузивной фации риолитов свиты района оз. Усва-ты ($482,4 \pm 11$ Ma) [250].

Суммарная мощность хойдышорской свиты оценивается в 1500 м.

Усинская свита (O_{1us}). Впервые выделена Б. Я. Дембовским в 1983 г. в бассейне верховьев рек Бол. и Мал. Уса [336]. В ее составе автор выделял две части (подсвиты): нижнюю, сложенную красноцветными разностями пород и верхнюю — зелено-сероцветную, с горизонтом медистых песчаников в подошве и содержащую фауну аренига. Эту верхнюю часть разреза авторы настоящего отчета относят к малопайпудынской свите (см. далее), а усинская свита картируется в объеме красноцветной надхойдышорской части разреза как самостоятельное ордовикское подразделение и сопоставляется с верхней подсвитой обеизской свиты Кожимского района.

Во всех разрезах усинская свита начинается пачкой конгломератов вишневого цвета, залегающих на рассланцованных породах (аргиллиты, алевропесчаники) хойдышорской свиты, контакт с которой всюду согласный. Разрез ее чрезвычайно фациально изменчив. На западном склоне горы Саурипэ (междуречье Кары и Мал. Усы) преобладают алевролиты и алевролитистые сланцы с тонкой горизонтальной или линзовидной слоистостью. На восточном — преимущественно песчаниковый разрез, причем наряду с кварцевыми присутствуют мезомиктовые и полимиктовые разности с косой слоистостью диагонального и перекрестного типа. В верхах свиты здесь присутствуют пестрые песчаники с тонкими прослоями вишневых и зеленовато-серых алевролитистых сланцев. На южном берегу оз. Бол. Кузьты (междуречье Бол. и Мал. Усы) мощность усинской свиты, сложенной чередованием грубозернистых и разнозернистых слоев, достигает 500 м. Заметна тенденция уменьшения размера кластического материала вверх по разрезу, что выражается уменьшением мощностей отдельных прослоев конгломератов и увеличением количества прослоев и мощностей песчаниковой составляющей. В районе горы Падъяга-Мусюр нижняя часть свиты представлена грубозернистой красноцветной пачкой (30 м) с характерной линзовидной и косослоистой текстурами, а верхняя часть (20—100 м) сложена переслаивающимися между собой красноцветными и зеленоцветными песчаниками и алевросланцами с тонкой горизонтальной слоистостью.

Органических остатков в отложениях свиты не обнаружено. Возраст ее по положению под малопайпудынской свитой принят раннеордовикский (аренигский).

Граница с малопайпудынской свитой определяется появлением устойчивой зеленоцветной—сероцветной окраски пород и носит постепенный характер через переслаивание красноцветных и зеленоцветных разностей до полного исчезновения красноцветов, местами контакт четкий и резкий. Мощ-

ность усинской свиты в целом колеблется в пределах 50—150 м, достигая местами 500 м.

Малопайпудынская свита (O_2mp). Развита в Усинско-Пайпудынском районе, протягиваясь полосой по Малопайпудынскому хребту и возвышенностям вдоль левого берега р. Бол. Пайпудына, также на хр. Падьяга-Мусюр и междуречье Кары и Мал. Усы. Выделена М. Е. Раабен в 1959 г. [189] в терригенном разрезе ордовика бассейна рек Бол. и Мал. Пайпудына в качестве аналога хьдейской свиты нижнего ордовика схемы К. А. Львова [125]. Сложена преимущественно зеленоцветными и сероцветными кварцевыми песчаниками, алевритистыми и филлитовидными сланцами, переслаивающимися между собой. В более высоких горизонтах присутствуют черные кварцитовидные песчаники, алевролиты и черные листоватые сланцы. Осадки характеризуются ритмичностью, изменчивостью по разрезу и латерали; зеленоцветные разности сменяются сероцветными, наблюдается четко выраженная тенденция к утонению обломочного материала вверх по разрезу и их обогащение углефицированным органическим шламом. Характерна волнистая, линзовидная и горизонтальная слоистость. Вверх по разрезу увеличивается содержание карбоната в составе цемента песчаников. В прослоях известковистых песчаников встречаются остатки брахиопод *Angarella*. В наиболее полном разрезе свиты по руч. Медвежий выделен [402] маркирующий горизонт: песчаник ангарелловый, состоящий из серии прослоев ракушняково-детритусового известковистого песчаника (6—12 прослоев, мощностью 5—40 см) среди песчаников и алевролитов интервала 30—50 м мощности. Среди брахиопод: *Angarella laevis* Kol., *A. lopatini* Assat., *A. cf. jaworowski* Assat., *A. ex gr. plana* Kol. и др., указывающие на аренигский возраст. Залегаet согласно или местами с размывом на усинской свите и перекрывается непосредственно хантейской свитой с фауной среднего ордовика. К основанию малопайпудынской свиты приурочен основной рудоносный горизонт медистых песчаников Полярного Урала. Верхняя граница свиты проходит по подошве «ребристых» песчаных известняков. Мощность свиты колеблется от 150 м в разрезах палеогорстов и до 500 м в разрезах палеограбен.

Усинская и малопайпудынская свиты нерасчлененные ($O_{1-2}us-mp$) применительно к масштабу карты показаны вдоль восточного борта Изьяхойской антиклинали и левобережью верховьев р. Бол. Пайпудына, а также периклинали и крыльям антиклинали Падьяга-Мусюр. Принципиально строение разрезов их здесь аналогично вышеописанному, мощности 250—300 м.

Манитанырдская серия нерасчлененная (ϵ_3-O_2mn) традиционно картируется на крыльях антиклиналей Енганэпэ и Манитанырд, а также эрозионно-тектонических окнах в бассейне р. Харота. Сложена алевролитами, песчаниками, гравелитами и конгломератами. Повсеместно она расчленяется на две части: нижнюю красноцветную и верхнюю зеленоцветную или реже сероцветную. В основании красноцветов развита прерывистая пачка базальных конгломератов, гравелитов и песчаников полимиктового состава. Залегаet угловым несогласием на размывтой поверхности подстилающих образований бедамельской серии и енганэпэйской свиты. Нижний контакт ее с енганэпэйской свитой наиболее четко наблюдается в разрезе руч. Изьявож на западном склоне хр. Енганэпэ. Основная часть разреза красноцветной части сложена ритмичнопостроенными толщами преимущественно

кварцевых и олигомиктовых песчаников, кварцитогалечных гравелитов и конгломератов, окрашенных в лиловые и сиреневые тона. В основании ритмов преобладают конгломерато-гравелитовые разности, в верхах — песчано-алевролитовые.

На красноцветах залегает мало отличающаяся по составу терригенная толща, но окрашенная в серо-зеленоцветные тона, содержащая значительное количество органических остатков в алевролитовых прослоях среди песчаников. Отсюда определены брахиоподы *Angarella cf. lopatini* Assat., *A. cf. laevis* Kol., аренигского возраста [336]. Переход между толщами либо четкий и резкий, либо через пачку переслаивания тех и других разностей. Появление морской фауны, знаки ряби свидетельствуют о мелководно-морских условиях осадкообразования серо-зеленоцветной толщи.

Верхняя граница манитаньрдской серии с хантейской свитой согласная и проводится по подошве «ребристых» известняков.

Мощность манитаньрдской серии сильно колеблется: от 300 м на западном склоне Енганэпэ (разрез руч. Изъявож) до 1500 м на восточном (руч. Смерти), а на западном склоне хр. Манитаньрд вновь уменьшается до 500 м. В восточном же направлении, вероятно, происходит и удревнение нижней границы серии.

Обеизская свита (*O_{1ob}*) выделена Г. А. Черновым в 1944 г. [239] с названием по хр. Обеиз. В дальнейшем, согласно схеме К. А. Львова [125, 126], картировалась под названием тельпосской свиты. Решением IV УрМСС [211] восстановлен приоритет Г. А. Чернова. Обеизская свита слагает крупные хребты Зап. и Вост. Саледы, Малдыньрд, Росомаха, Бол. и Мал. Чендер, район горы Народная. Залегает с размывом и угловым несогласием на образованиях верхнего протерозоя — раннего кембрия; местами на контакте фиксируется метаморфизованная кора выветривания.

Представлена кварцевыми и олигомиктовыми кварцевыми песчаниками, конгломератами, гравелитами, алевролитами, филлитовидными сланцами, окрашенными в лиловые и вишневые тона. Характерны фациальная изменчивость, как по падению, так и по простирацию, выклинивание отдельных пачек и пластов, изменение цвета пород. По химическому составу породы обеизской свиты относятся к существенно кварцевым, характеризуются высоким содержанием кремнезема (более 90%) и преобладанием калия в сумме щелочей.

В составе обеизской свиты в наиболее полных ее разрезах выделены три крупных трансгрессивных ритмоцикла [147], соответствующих трем подсвитам. Каждый ритмоцикл начинается более грубообломочными породами (конгломератами, гравелитами) и заканчивается песчаниками и алевролитами. Мощности их колеблются в широких пределах. Первый цикл наиболее маломощный: в крайних восточных разрезах (восточный склон хр. Росомаха) — всего 10—15 м, увеличиваясь к западу и достигая максимальных значений (до 900 м) в северной части хр. Малдыньрд [370, 147]. В его основании залегают базальные конгломераты. Мощности конгломератовой составляющей закономерно увеличивается в западном направлении. Мощность второго цикла также разнообразна: от 125 м на востоке до 500 м на хр. Зап. Саледы [515, 370]; в его строении примерно половину занимают конгломераты, гравелиты и вторую половину — песчаники, алевролиты, сланцы. Для третьего цикла характерна сравнительно выдержанная мощность 250—500 м [147], резкое преобладание песчаников.

Органических остатков в разрезах свиты не установлено. По аналогии с Полярным Уралом и учитывая положение ее под саледской свитой, охарактеризованной фауной аренига, возраст обеизской свиты принимается позднекембрийским—раннеордовикским. Вверху обеизская свита постепенным переходом связана с саледской, и граница между ними проводится по подошве зеленоцветных песчаников саледской свиты.

Мощность обеизской свиты на палеогорстах до 200 м, в палеограбенах 1800 м.

В основании обеизской свиты местами выделяется [449, 316] линзовидно залегающая алькесвожская толща, содержащая продукты перемыва кембрийских кор выветривания: «мусорные» конгломераты, гравелиты, полимиктовые песчаники, апоалевритовые и апоглинистые сланцы с пиррофиллитом, парагонитом, диаспором, фукситом. Следится узкой полосой на северо-западном склоне хр. Малдындыр в Кожимском районе. Возраст алькесвожской толщи рядом авторов условно принимается позднекембрийско—раннеордовикским на основании присутствия в ее составе переотложенных продуктов средне-верхнекембрийской коры выветривания, и ей придается ранг свиты [81]. Мощности ее колеблется от первых до 150 м.

Саледская свита (O_2st). Название предложено Г. А. Черновым в 1944 г. [239] по хр. Саледы. В дальнейшем в Кожимском районе картировалась [47, 48] как хьдейская свита, согласно схеме К. А. Львова. Б. Я. Дембовским отложения свиты детально описаны [147] под названием индусейских слоев, которые приняты в качестве одноименного регионального горизонта [211].

Саледская свита обычно слагает крылья наиболее крупных антиклиналей, обрамляя выходы обеизской свиты, и ядра более мелких антиклинальных структур. Отложения свиты представлены ритмично чередующимися серыми, зеленовато-серыми мелкозернистыми песчаниками, преимущественно кварцевого состава, алевролитами и сланцами с прослоями известковистых разностей. В ее основании нередко развиты мелкогалечные конгломераты и гравелиты. Важным отличительным признаком саледской свиты является появление карбонатного вещества в цементе пород. Характерны разнообразные слоистые текстуры, присутствие слоев с мелким органическим детритом, свидетельствующие о формировании отложений в мелководно-морской (литоральной) зоне шельфа. Первые органические остатки, в составе которых ведущая роль принадлежит колпачковым брахиоподам ангареллам, встречаются с появлением в разрезе известковистых песчаников. Почти повсеместно присутствуют слои с *Angarella lopatini* Assat., *A. laevis* Kol., *A. obrutchewi* Assat. [147], которые и определяют аренигский возраст свиты. В схемах IV УрМСС [211] свита соответствует индусейскому горизонту верхнего аренига и, согласно уточненному варианту общей стратиграфической шкалы [167], относится к среднему ордовика.

Саледская свита согласно залегает на обеизской свите и перекрывается известняками кожимской или грубепендишорской свит. Для свиты характерна рудоносность типа медистых песчаников, приуроченная к контакту красноцветных и зеленоцветных разностей пород и локализованная в подошве свиты.

Мощность свиты 500—600 м, возрастает к востоку (на хр. Росомаха) до 900 м.

ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА. СРЕДНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Состав и наполнение залегающих на манитаньрдской серии терригенно-карбонатных и карбонатных отложений среднего–верхнего ордовика для разных районов Бельско-Елецкой СФЗ также несколько различны. Карбонатные отложения среднего–позднего ордовика, развитые в западной части Кожимского района, объединяются в *шугорскую серию*, в состав которой входят кожимская, усть-зыбская и малотавротинская свиты. К востоку от устья р. Балбанью она фациально замещается грубепендишорской свитой.

На Полярном Урале в данном возрастном диапазоне выделяется хантейская свита.

Кожимская свита (O_2kz) выделена М. Е. Раабен в 1959 г. в бассейне р. Кожым, как аналог шугорской свиты [189]. Последующими исследованиями [282] было установлено, что кожимская свита — это только нижняя часть шугорской серии, охватывающая среднеордовикский возрастной интервал. Кожимская свита согласно залегает на саладских отложениях и имеет существенно известняковый состав. По набору органических остатков и литологическим особенностям она расчленяется [147] на слои с географическими названиями: тэлашорские, зыбкаланьельские, устьпальникские, которые нами рассматриваются в ранге подсвит [511], некартируемых в масштабе карты.

Нижняя (тэлашорская) подсвита (250 м) сложена серыми и темно-серыми органогенно-детритовыми известняками, обычно песчанистыми. К нижним частям разреза тяготеют терригенная примесь и обломочные разности известняков. Характерный комплекс разнообразной и обильной фауны с брахиоподами, остракодами, криноидеями, цистоидеями, мшанками, конодонтами, среди которых *Mimella panna* Andr., *Rostricellula grandis* V. Bogoyav., *Conchoprimitia kosjuensis* Zenk., *Distacodus victrix* Mosk., *Scandodus ovalis* Nas. и др., определяет лланвирнский возраст пород [147]. Средняя (зыбкаланьельская) подсвита (350 м) сложена в основном слоистыми глинистыми известняками с обильной фауной лланвирна (по современной шкале): *Oxoplectia dorsata* (His.), *Multicostella gerontica uralensis* Andr., *Hemicosmites(?) vajgatchensis* (Yelt. et Stul.), *Dianthocoeloma kegelensis* Yelt., *Phragmodus flexuosus* Mosk., *Pygodus anserinus* Lam. et Lind. Верхняя (устьпальникская) подсвита (220 м) сложена доломитизированными известняками с прослоями органогенно-обломочных известняков и битуминозных прослоев в верхней части. Для нее характерно наличие органогенных построек (сложных биогермов) среди органогенно-обломочных известняков. Органические остатки представлены брахиоподами *Mansina uralica* Andr., остракодами *Conchoprimitia longa* Zenk., криноидеями *Quenquetubulocrinus kalginensis* (Yelt.), строматопорами, кораллами, конодонтами, рецептакулитами, определяющими принадлежность толщи к верхней части среднего ордовика.

Общая мощность кожимской свиты составляет 820 м. Перекрывается согласно породами устьзыбской свиты; граница с которой определяется появлением «червячковых» образований в разрезе.

Устьзыбская и малотавротинская свита объединенные ($O_3uz + mt$). Картируются в Кожимском районе совместно, ввиду мелкомасштабности карты.

Устьзыбская свита (автор М.Е. Раабен [189]) выделялась так же, как саладешорская свита [425], пальникшорские слои [147]. Соответствует рассо-

хинскому региональному горизонту. По составу свита довольно однообразна и 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. Благодаря «червячковым» образованиям (*Thalassinoides*), получившим свой расцвет именно в этом стратиграфическом интервале, устьзыбская свита имеет характерный облик, позволяющий рассматривать ее как маркирующий горизонт. Восточнее р. Балбанью отдельные пачки доломитизированных известняков с червевидными ходами илоедов наблюдаются до руч. Грубепендишор; здесь также характерно появление стяжений черных кремней. Органические остатки в разрезе свиты редки и имеют плохую сохранность. В восточных разрезах присутствуют криноидеи *Dentifercrinus kozhimensis* Milic., *D. coronoides* Yelt., *Pentagonocyclicus bylfuracus* Schew., остракоды *Hallamatina* cf. *ulsensis* Zenk. и конодонты *Icriodella superba* (Rhod.), *Periodon grandis* (Ethingt), датирующие возраст свиты ашгиллом. Мощность 150—200 м. Верхняя граница свиты в большинстве разрезов проводится по подошве массивных черных битуминозных доломитов с угнетенными ходами илоедов.

Малотавротинская свита наиболее полно представлена в стратотипическом разрезе на р. Кожым вблизи устья рек Бол. и Мал. Таврота, где и была впервые выделена А. И. Першиной [158]. Охватывает объем полуденского и сурьинского горизонтов ашгилла [282, 3]. Свита имеет преимущественно доломитовый состав и расчленяется на две литологически обособленные подсвиты. Нижняя подсвита (200 м) сложена черными битуминозными волнисто-слоистыми доломитами с реликтовыми органогенными структурами. Верхняя (150 м) сложена светлыми, желтовато-серыми седиментационными доломитами с трещинами усыхания и строматолитовыми прослоями. В кровле повсеместно наблюдается хорошо выраженная поверхность размыва с глубокими карманами. При движении к востоку (к «линии Балбанью» [516]) на верхнемалотавротинском уровне происходят значительные фациальные изменения, и верхняя подсвита фациально замещается рифом Бадья. Позднеордовикский возраст малотавротинской свиты основывается на немногочисленных сборах из нижней подсвиты криноидей *Dentifercrinus subdividuus* Milic и конодонтов: *Aphelognathus grandis* (Brans. et Mehl), *A. irregularis* (Puls. et Sweet), *A. aff. politus* (Hinde), *Icriodella superba* (Rhod.), *Pristognathus bigharnensis* St. et Furn. [3]. Мощность малотавротинской свиты составляет 350 м.

Граница малотавротинской свиты и соответственно шугорской серии с перекрывающими отложениями достаточно резкая — по поверхности размыва в подошве черных массивных доломитов табаротинской серии. Мощность шугорской серии в целом — около 1350 м.

Грубепендишорская свита ($O_{2-3}gb$) выделена М.А. Шишкиным [511] из отложений, обычно относившихся ранее к кожимской свите [48, 282, 472]. Типовой разрез находится на руч. Грубепендишор, левом притоке р. Кожым [338]. Согласно залегает на отложениях саледской свиты. 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 выделя-

ются 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 обломочных потоков.

Среднеордовикский возраст основной части разреза свиты установлен на основании фауны конодонтов *Amorphognathus* sp., *Eoplacognathus* cf. *extensa* Hamag., *Pygodus* sp., *Periodon petschornensis* Nas. и др., цистоидей и криноидей *Fascicrinus* cf. *foliaceus* Milic., *F.* cf. *oides* Milic., *Trilobocystites* sp., мшанок *Dianulites* ex gr. *janischevskyi* Modz. и др. [338, 282]. Позднеордовикский возраст верхов свиты предполагается на основании согласного перекрытия ее углисто-кремнистыми сланцами харотской свиты на периклинали Росомахи.

На западе района на грубешорскую свиту налегают устьзыбская свита и малотавротинская свита с фациальным аналогом верхней подсвиты — рифом Бадья. Таким образом, верхняя граница является скользящей в восточном направлении от основания верхнего ордовика до основания силура. Грубепендишорская толща представляет собой переходные фации от елецких к лемвинским.

Мощность разреза грубепендишорской свиты составляет не менее 800—1200 м.

Хантейская свита ($O_{2-3}hn$) в виде полосы окаймляет массив Енганэпэ и развита восточнее, в виде фрагментов в бассейнах рек Бол. и Мал. Пайпудына. Впервые хантейская свита выделена здесь М. Е. Раабен [189]. Сложена переслаивающимися известняками, доломитами, алевролитами и сланцами. Наиболее протяженные разрезы вскрываются на хр. Енганэпэ (р. Лек-Елец, руч. Хобык-Тай-Юган, Изъявож). Нижние горизонты свиты (низы лланвирна) вскрываются в бассейне р. Мал. Пайпудына [336, 189], где они представлены известковистыми песчаниками, песчанистыми и глинистыми известняками. Песчанистые известняки в основании свиты имеют характерную ребристую поверхность выветривания.

Нижняя пачка лланвирна (около 50 м) в составе свиты представлена темно-серыми разнослоистыми известняками с прослоями мелкозернистых доломитов. Содержит фауну брахиопод каракольмихайловского горизонта: *Xenelasmella* aff. *jacutensis* Ros., *Rostricellula* aff. *parva* Ros., *Pliomera* aff. *fischeri* (Eichw.) и др. [336]. Верхняя пачка лланвирна (43 м) сложена переслаивающимися темно-серыми доломитами и детритовыми и органогенно-обломочными известняками с фауной криноидей, брахиопод и конодонтов лланвирнского возраста: *Fascicrinus* cf. *flabellatus* Yelt. et Stuk., *Apertocrinus apertus* Yelt., *Trigonocyclicus* ex gr. *vajgatschensis* Yelt. et Stuk., *Pentagonopentagonalis* cf. *antiquus* (Eichw.), *Sowerbyella cava* V. Bon., *Scolopodus varicostatus* Sweet et Berg., *Pygodus* aff. *anserinus* Lam. et Lind. [336]. Карадокский ярус (около 250 м) представлен темно-серыми и черными афанитовыми и мелкозернистыми известняками с ребристо-ячеистой поверхностью выветривания. В верхах разреза — маркирующий горизонт (12 м) черных доломитов с желваками черного кремня. Содержит конодонты карадокского возраста: *Periodon* aff. *grandis* (Ethin.), *P.* cf. *petschorensis* Nas., *Prioniodina* ex gr. *macrodentata* (Grav. et Ell.). Граница с ашгиллским ярусом проводится по кровле маркирующего горизонта, а в общем — по смене фаунистических комплексов [336]. Ашгиллский ярус (около 50 м) представ-

лен пачкой черных слоистых доломитов, брекчированных в подошве пачки и содержащими криноидеи позднего ордовика *Dentiferoocrinus subdivides* Mil., *Pentagonocyclicus* cf. *lamoideus* Yelt., *Compositocrinus* cf. *compositus* (Yelt.), *Tunguskocrinus* cf. *ivanovae* Ag. n. На юго-западном склоне хр. Енганэпэ на них залегают светлые пятнистые массивные доломиты табаротинской серии, на юго-восточном — глинистые окремненные известняки с желваками черных кремней, переходящие вверх по разрезу в кремнисто-черносланцевую толщу харотской свиты. Мощность хантейской свиты достигает 450—500 м.

ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ—СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Начиная с позднего ордовика, в пределах Бельско-Елецкой СФЗ намечается фациальная дифференциация в направлении с северо-запада на юго-восток, которая играет в последующие этапы решающую роль в распределении шельфовых фаций. По фациальным типам осадков Бельско-Елецкая СФЗ с этого времени подразделяется на две подзоны: Михайловско-Вайгачскую и Иргизлинско-Карскую. Первая отвечает собственно мелкому шельфу (карбонатной платформе), вторая — его внешнему краю.

Михайловско-Вайгачская подзона

Табаротинская серия нерасчлененная (O_3-S_1tb). Отложения табаротинской серии развиты в бассейне р. Кожым, на поднятии Чернышева, гряде Чернова, хр. Енганэпэ, вскрыты глубокими скважинами в Косью-Роговской впадине (1-Ярвож, 13-Ярвож, 1-Юньяга). Первоначально была выделена в Кожимском районе А. Д. Миклухо-Маклаем [425] как одноименная свита. В ранге серии, объединяющей яптикшорскую, джагалскую и филлипфельскую свиты, введена М.А. Шишкиным [511]. В Воркутском районе выделяется условно. В масштабе карты не расчленена.

Яптикшорская свита (70 м), слагает нижнюю часть табаротинской серии. С размывом залегают на малотавротинской свите и рифе Бадья. Стратотип яптикшорской свиты на р. Кожым. Сложена биокластическими темно-серыми известняками и кавернозными доломитами, образовавшимися по биостромам. Встречаются сохранившиеся каркасные постройки и брахиоподовые банки, образованные массовыми скоплениями раковин крупных толстостенных брахиопод *Holorhynchus giganteus* (K i a e r.), предел распространения которых ограничен ашгиллом. Кроме того, содержит строматопоры, брахиоподы, криноидеи, конодонты *Belodina confluens* S w e e t кыринского горизонта [146, 147]. Яптикшорское время знаменует начало новой обширной морской трансгрессии на шельфе, поэтому яптикшорская свита объединяется вместе с вышезалегающими раннесилурийскими отложениями в табаротинскую серию, тем более, что граница между ними литологически не выражена и проводится по появлению брахиопод *Virgiana barrandei* (Bill).

Джагалская свита в объеме джагалского надгоризонта, со стратотипом по руч. Джагал-Яптикшор слагает основание силурийского разреза. В свою очередь подразделяется на две подсвиты: ярнейшорскую и лолашорскую, которые показаны в «Стратиграфических схемах Урала» 1993 г. [211] как само-

стоятельные свиты, отвечающие одноименным горизонтам. Ярнейшорская подсвита (231—340 м) сложена толстоплитчатыми, иногда комковатыми вторичными доломитами, часто пористыми, несортированно-детритовыми, биоморфными и биотурбированными. В верхней ее части преобладают строматопоратые и кораллово-строматопоратые доломиты со стяжениями кремней. Из фауны характерны брахиоподы *Virgiana barrandei* (Bill.), *Zygospiraella duboisi* (Vern.), табуляты *Catenipora gotlandica* Jabe, *Palaeofavosites alveolaris* (Goldf.), конодонты *Distomodus kentuckyensis* Brans. et Brans., *Ozarkodina corona* Meln. [267]. Возраст — лландовери (руддан). Лолашорская подсвита (120—145 м) сложена темно-серыми и черными вторичными доломитами, преимущественно массивными. Для нижней части типичны пятнистые текстуры, прослой глинистых доломитов и известняков с желваками и прослоями кремней. В верхней части присутствует кораллово-строматопоратая фауна, прослой с крупными пентамеридами *Pentamerus oblongus* Sow. Из других групп: табуляты *Catenipora gotlandica* Jabe, *C. arctica* (Tschern.), *Palaeofavosites schmidti* Sok., ругозы *Dinophyllum involutum* Lind., *Crassilasma crassiseptata* (Smith.), строматопораты *Clathrodictyon nikitini* Riab., *Cl. porcuni* Riab., конодонты *Ozarkodina hassi* (Poll., Rexr., Nic.), *Pterospathodus siluricus* (Poll., Rexr., Nic.) [267]. Возраст — средний лландовери (аэрон).

Филиппбельская свита отличается появлением и преобладанием в разрезе серых тонкослоистых доломитов с прослоями детритовых и строматопоровых разностей. Встречаются брахиоподовые банки с *Pseudoconchidium kozhmicum* Nikif. Из другой органики — строматопораты *Clathrodictyon cylindricum* Riab., *Simplexoidictyon kussiense* (Riab.), табуляты *Mulnisolenia* sp., конодонты *Ozarkodina* ex gr. *hassi* (Poll., Rexr. et Nic.), [146]. Возраст — поздний лландовери. Мощность 180 м. Гипостратотип расположен на правом берегу р. Кожым, в 3 км ниже устья р. Дурнау.

Общая мощность осадков табаротинской серии колеблется в пределах 300—700 м. Граница с перекрывающими отложениями дурнауоской серии согласная и проводится по подошве кораллово-строматопоровых известняков, относящихся к седельской свите.

Табаротинская серия и седельская свита нерасчлененные (O_3 — S_{1tb} — sd) выделяются в Воркутском районе по западному обрамлению Енганэпэйской барахиантклинали из-за плохой обнаженности. К табаротинской серии здесь отнесены довольно однородные толщи массивных и плитчатых мелко-среднекристаллических вторичных доломитов, картировавшиеся ранее в составе лландоверийского яруса [336]. В нижней части разреза породы сильно брекчированы и нарушены. Типичные разности пород табаротинской серии фактически в разрезе не наблюдались и отнесение данных отложений к ней произведено достаточно условно. Типичные породы седельской свиты в разрезе также не наблюдались. Предположительно с низами свиты нами сопоставляется доломитовая толща, представленная серией осадочных циклитов с темно-серыми толстослоистыми вторичными доломитами в основании ритмов и с остатками крупных гастропод *Pleurotomaria* sp. и *Murchisonia* sp. в обрыве левого берега р. Лек-Елец ниже устья руч. Пайсошор [249]. Здесь же отмечаются прослой кораллово-строматопоровых и пятнистых комковатых вторичных доломитов, в которых встречаются остатки брахиопод *Rhynchonellida* и *Pentamerida* [4]. Мощность отложений табаротинской серии и седельской свиты до 500 м.

СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ—ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Дурная серия объединяет следующий трансгрессивно-регрессивный цикл на шельфе. В Кожимском районе расчленяется на седельскую и гердьюскую свиты.

Седельская свита (S_{1sd}) выделяется в объеме венлокского яруса. Гипостратотип ее находится на правом берегу р. Кожым напротив устья р. Дурную. В седельской свите было выделено [146, 3] два горизонта, которым в Уральской стратиграфической схеме 1993 г. отвечают подсвиты: нижняя — маршрутнинская, и верхняя — устьдурная. Маршрутнинская (100—120 м) сложена темно-серыми и черными кораллово-строматопоратовыми, детритовыми известняками и их доломитизированными разностями, местами биотурбированными. Для низов характерно ритмичное чередование вышеописанных известняков с калькаренитами. В разрезе хорошо выделяются слои с крупными пеллециподами (*Megalomus* sp.), табулятами и строматопоро-коралловые биостромы. Органические остатки многочисленны и разнообразны [146]: брахиоподы *Fardenia flabellata* Besn., *Protatrypa inflata* Bez n., табуляты *Favosites forbesi* (M. Edw. et H.), *F. moyeroensis* Sok. et Tes., *Multisolonia uralica* Chekh., строматопораты *Ecclimadiction robustum* Nestor, ругозы *Neocystiphyllum holtedashli* Wd k d., конодонты *Apsidognathus tuberculatus* Wallis., *Ozarkodina* ex gr. *hassi* (Poll., Rexr., Nic.). Возраст — позднелландоверийский [267, 268]. Устьдурная подсвита (86—112 м) сложена в нижней части тонкослоистыми и строматолитовыми известняками, плитчатыми мергелями и доломитами. Для верхней части характерно чередование комковатых, тонкослоистых и строматопорато-брахиоподовых известняков. Отмечаются поверхности перерывов с коркой пиритизации, трещины усыхания. Здесь встречены характерные строматопороидеи *Simplexodictyon kyssuniense* (Riab.), *Ecclimadictyon explanatum* Bogoyavl., ругозы, остракоды *Hermannina insignis* Abuch., брахиоподы *Spirinella nordensis* (Ljash.), *Atrypoida linguata* (Buch), конодонты *Apsidognathus tuberculatus* Wall., *Ozarkodina kozimica* Meln., *Pterospathodus amorphognathoides* Wall. [157, 146, 267]. В настоящее время данный комплекс относится к гомеру.

Общая мощность седельской свиты составляет 170—230 м. Верхняя ее граница проводится по кровле светлых массивных детритовых известняков с венлокской фауной и совпадает с границей нижнего и верхнего силура.

Гердьюская свита (S_{2gr}) выделяется в объеме лудловского яруса. В Кожимском районе хорошо узнаваема в разрезах и является литологическим маркером. Сложена характерными «узорчатыми» известняками и доломитами с пестроцветными доломитовыми мергелями. Один из наиболее полных разрезов свиты в районе устья р. Дурную принят в качестве гипостратотипа для Кожимского района [145]. В полных разрезах расчленяется на две подсвиты: падимейтывисскую и сизимскую, отвечающих одноименным региональным горизонтам Уральской стратиграфической схемы силура 1993 г. Падимейтывисская 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 увеличивается в восточном направлении и, начиная с района М. Бетью, разрез

нацело сложен 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. и др. [145, 267]. Сизимская подсвита (30—52 м) представлена глинистыми биотурбированными известняками, «узорчатыми» и слоистыми доломитами с прослоями ракушняковых и строматолитовых разностей. Содержание алевритовой примеси в некоторых разностях известняков достигает 40%. В верхней части преобладают микрозернистые известняки с терригенной примесью (10—15%). Повсеместно встречаются брахиоподы *Didymothyris didyma* (Dalm.), *Conchidium novosemelicum* Nal., табуляты *Thecia swinderiana* (Goldf.), *Laceripora cribrosa* Eichw., строматопораты *Densastroma astroides* (Ros.), *Simplexodictyon perperum* Vog., остракоды *Kiaeria crassa* Abush., *Signetopsis bicordinata* Abuch, *Hermannina hebes* Abush., конодонты *Polygnathoides siluricus* (Brans. et Mehl), *Spathognathodus primus* Brans. et Mehl и др. [145, 267].

Границы с подстилающими и перекрывающими отложениями согласные. Мощность гердьюской свиты составляет 160—220 м.

Гердьюская и гребенская свиты нерасчлененные (S_{2gr-gb}) закартированы в Воркутском районе по западному обрамлению Енганэпэйской барахиантиклинали из-за плохой обнаженности. К гердьюской свите достаточно условно отнесены верхнесилурийские образования, представленные в единичных обнажениях по р. Лек-Елец серыми, темно-серыми и голубовато-серыми, пятнистыми, преимущественно среднеслоистыми плитчатыми вторичными доломитами, картировавшимися ранее как верхний силур лагунного типа разреза [336]. На Аячъягинской антиклинали гердьюская свита вскрыта на мощность 211 м (скв. НГК-2 [400, 409]), где представлена пачками серых мелко-тонкозернистых известняков с тонкими прослоями криноидных известняков, аргиллитов и известняковых конглобрекчий. В средней ее части залегает толща оползневых брекчий, в которой слои брекчии отделены прослоями доломитовых, оолитовых и сильно глинистых известняков. По всему разрезу отмечается фауна брахиопод, пеллеципод, табулят и остракод, датирующая возраст свиты лудловом.

Гребенская свита вскрыта на Юньягинской структуре скв. 1-Юньяга (190 м) [492] и представлена глинистыми комковатыми известняками с прослоями органогенно-детритовых известняков и с богатой фауной пржидольского возраста. На Аячъягинской антиклинали (скв. НГК-2, [400, 409]) гребенская свита (151 м), кроме того, содержит пласты оползневых известняковых брекчий, мощностью 10—18 м, и прослой углистых аргиллитов. По аналогии с разрезами, вскрытыми глубокими скважинами на Аячъягинской и Юньягинской антиклиналях, предполагается присутствие аналогичных отложений и на западе хр. Енганэпэ, которые здесь, по-видимому, вообще не обнажены.

Общая предполагаемая мощность нерасчлененных отложений 300—360 м.

СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ—ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Интапармская серия (S_2-D_1ip) закартирована в Кожимском районе. Объединяет гребенскую и овинпармскую свиты, не показанные на карте ввиду их малой мощности.

Гребенская свита выделяется в объеме пржидольского яруса. Сложена очень характерной толщей комковатых биоморфных известняков. В разрезах расчленяется на две подсвиты: нижнюю — целебейскую, и верхнюю — устьсывьуюскую, отвечающие белушшинскому и карповскому горизонтам [3, 145]. Целебейская подсвита (70 м) сложена ритмично чередующимися известняками: комковатыми глинистыми, полидетритовыми, биоморфными, в верхах — массивными. Фауна повсеместно многочисленна и разнообразна. Органический материал характеризуется резкой несортированностью. Устьсывьуюская подсвита (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 фауну: кораллы, брахиоподы, остракоды, конодонты — *Collarothyris canaliculata* (Wen.), *C. canaliculata lata* (Tschern. et Yak.), *Hemitoechia distincta* Nikif., *Kiaeria katerinae* Abuch., *K. kuliki* Gleb. и др., коралловая фауна родов *Squameofavosites* и *Thecostegites*. Возраст целебейской подсвиты датируется ранним, устьсывьуюской — поздним пржидолом. В верхней части отмечается так называемая «сывьуюская пачка» желтовато-серых глинистых доломитовых известняков, по кровле которой проводится верхняя граница гребенской свиты и соответственно, граница силура и девона. Мощность гребенской свиты по району 150—300 м.

Овинпармская свита соответствует одноименному горизонту в составе лохковского яруса. Представлена органогенными известняками и агриллитами с подчиненным количеством доломитов. Среди известняков выделяются органогенно-обломочные разности, реже — строматолитовые, остракодовые и микрозернистые известняки с бугристыми поверхностями наслоения, нередко с трещинами усыхания. Доломиты представлены как вторичными, так и седиментационными разностями. Аргиллиты в большинстве случаев углеродистые, иногда известковистые. Фаунистическая нижняя граница резкая, с нею связано исчезновение многих позднесилурийских форм и появление новых. В свите содержатся характерные лохковские кораллы *Tryplasma aequalis* Londs., брахиоподы *Mesodouvillina subinterstitialis* (Kozl.), *Protathyris praecursor* Kozl., *Howellella angustiplicata* (Kozl.), остракоды, остатки рыб и телодонтов [145, 266]. Мощность 100—115 м.

Общая мощность интапармской серии 250—400 м.

Гердьюская свита и интапармская серия нерасчлененные (S_2 — D_{igr-ip}) на дневной поверхности закартированы в Шарьюском районе на поднятии Чернышева и западной части Воркутского района на поднятии Чернова. Выделение нерасчлененного стратона связано с недостаточной обнаженностью, традиционным картированием в этих районах верхнего силура нерасчлененного и малой мощностью овинпармской свиты в естественных выходах.

Состав и строение разрезов гердьюской, гребенской свит здесь полностью аналогично вышеописанным для Кожимского района.

В строении овинпармской свиты отмечаются некоторые отличия, особенно к западу от поднятия Чернышева в разрезах Варандей-Адзьвинской структурной зоны. В разрезе овинпармской свиты, в основном по данным каротажа, выделяются две толщи: карбонатная и терригенно-карбонатная.

Карбонатная толща представлена переслаиванием известняков, доломитов, мергелей. В нижней и средней частях преобладают известняки серые с

зеленоватым или коричневатым оттенком, детритовые и шламовые, неравномерно глинистые и доломитистые, иногда алевритистые. Доломиты серые и коричневато-серые, мелко- и среднекристаллические, плотные, часто с тонкой слоистостью, иногда трещиноватые и слабокавернозные, развиты в верхней части толщи. Мергели серые и темно-серые, толстоплитчатые, со стяжениями более светлого тонкозернистого известняка, распространены в нижней и средней частях толщи. Известняки в отдельных прослоях содержат многочисленные, но неопределимые остатки брахиопод, остракод, конодонтов, пелеципод.

Терригенно-карбонатная толща сложена переслаивающимися доломитами, аргиллитами, мергелями и известняками. Доломиты серые и серо-зеленоватые, буроватые, тонко- и мелкозернистые, в различной степени глинистые и алевритистые (до 7% алевритовой примеси), участками переходят в доломитовые мергели. В подчиненном количестве присутствуют перекристаллизованные доломиты серо-коричневые, мелкозернистые, слабо, но равномерно насыщенные битумом. Мергели темно-серые и коричневато-серые, преимущественно доломитовые. Темно-серые глины образуют тонкие прослой среди карбонатных пород. Из редких образцов (скв. 1-Верхнероговская) определена раннедевонская фауна *Knoxia* sp., *Uchtovia* sp., *Clavofabellina*? sp. В скв.1-Степковож (инт. 3136—3141 м) определены раннедевонские остракоды *Cavellina* cf. *porrecta* P o l., и конодонты зон *Icriodus woshmidt* и *Panderinellina optima*: *Ozarcodina steinhornensis remscheidensis* (Z i e g.) и др. [82].

Мощность нерасчлененных отложений по району от 500 до 950 м.

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА. НИЖНИЙ И СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

В рамках данного интервала в разных районах Михайловско-Вайгачской подзоны выделяются свои картируемые литокомплексы: в Кожимском районе это бетьюская и воргавожская серии объединенные и яренеймусюрская свита, в Воркутском районе — овинпармская свита, бетьюская серия, вучвожская свита, объединенные в различных сочетаниях по условиям обнаженности, и шервожская свита.

Бетьюская и воргавожская серии объединенные ($D_1bt + vr$) картируются совместно в Кожимском районе из-за мелкого масштаба карты.

Бетьюская серия впервые была выделена А. Д. Миклухо-Маклаем [425] в ранге свиты. В ранге серии, включающей сотчемкыртинскую и филиппчукскую свиты введена М. А. Шишкиным [511]. Объединяет осадки регрессивной стадии пржидольско-пражского цикла. Верхняя ее граница определяется исчезновением прослоев доломитов и мергелей филиппчукской свиты. Сотчемкыртинская свита (130 м) сложена довольно однообразной монотонной толщей желтовато-серых мелкокристаллических и пелитоморфных седиментационных доломитов и доломитовых мергелей с отдельными горизонтами брекчий растворения ангидритов. Характерны тонкая ритмичность, обилие стилолитовых швов, узорчатые текстуры, обусловленные ходами илоедов. Из органогенных остатков отмечаются створки мелких остракод (*Moelleritia* sp. и др.), замещенных доломитом, на основании которых возраст обычно принимается позднелохковским [145]. 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: светло-зеленовато-серые, желтовато-серые, красновато-бурые, слабосортированные. Доломиты седиментационные серого и зеленовато-серого цвета, с примесью глинистого и алевролитового материала. Возраст — пражский по акритархам, спорам, остракодам и позвоночным, известным на смежных территориях [230].

Воргавожская серия (160—230 м) с размывом залегает на филиппчукской свите. Сложена розовоцветными и сероцветными кварцевыми песчаниками с признаками формирования в субконтинентальных условиях. В основании ее залегает пачка красноцветных кварцевых песчаников (около 40 м), которая рассматривается В. С. Цыганко [230] в качестве аналога пристаньской свиты. В верхней части залегает пачка алевролитов и мергелей (15—20 м), которая сопоставляется с вязовской свитой [157]. Возраст воргавожской серии принят эмским, исходя из ее положения между филиппчукской свитой и фаунистически охарактеризованными отложениями койвенского горизонта. Верхняя ее граница определяется подошвой органогенно-детритовых известняков ярнеймусюрской свиты. К востоку от хр. Ярнеймусюр отложения воргавожской серии фациально замещаются алевролитами и песчаниками нижней части надотамылькской свиты (см. *Иргизлинско-Карская* подзона).

К западу на поднятии Чернышева все слагающие бетьюской и воргавожской серий полностью выклиниваются или размыты. Поэтому в целом мощность объединенного литокомплекса изменяется от 0 до 480 м.

Вучвожская свита ($D_1v\check{c}$) распространена в районе хр. Енганэпэ, протягиваясь полосой вдоль крыльев брахиантиклинали. Как самостоятельное подразделение закартирована на юго-восточном крыле и северной периклинали Енганэпэ. Предполагается также простираание свиты к северу от хр. Енганэпэ до р. Мал. Уса. Впервые вучвожская свита выделена в этом районе А. И. Першиной [157] со стратотипом на р. Лек-Елец, ниже устья руч. Вучвож. Кроме того, полные разрезы свиты, как обнаженные, так и вскрытые скважинами [336], имеются и на западе хр. Енганэпэ, а также вскрыты глубокими скважинами на Юньягинской и Аячъягинской структурах.

На юго-восточном склоне Енганэпэ вучвожская свита согласно залегает на известняках Лекъелецкого рифа и сложена грубопереслаивающимися строматопорово-водорослевыми и мелкозернистыми известняками, известняковыми песчаниками, гравелитами. Известняки содержат большое количество обломков и целых колоний шаровых и ветвистых строматопорат, ругоз, табулят, брахиопод, криноидей и др. Амфипоровые известняки нередко образованы колониями ветвистых амфипор высотой до 1,7 м, а также содержат обломки пелитоморфных известняков, сцементированные глинисто-известковым матриксом. Все это указывает на формирование отложений вблизи тыловой зоны Енганэяхинского рифового массива, рифогенными образованиями которого вучвожская свита фациально замещается по простираанию в северо-восточном направлении.

Из фаунистических остатков определены: брахиоподы *Gupidula biplicata* Sch n u r., табуляты *Pachyfavosites* aff. *kozlowskyi* S o k., *Squameofavosites* aff. *bogemicus* P o c t., *Favosites*. aff. *regularissimus* Y a n., *Emmonsia karmakensis* Y a n., строматопоры *Gerronostroma concentricum* Y a v., ругозы *Zelophylia tabulata*

(S o s h k.), остракоды *Moelleritia quadrigibbara* A b u s h., *M. cf. egorovi* A b u s h., конодонты *Spathognathodus expansus* U y e n o, *Pelekysgnathus klamathensis* S a v., характерные для такатинского и вязовского горизонтов эмса [336].

Мощность вучвожской свиты очень изменчива. От 35 м на западном склоне хр. Енганэпэ до 170 м западнее, на антиклинальных структурах. В восточном направлении она постепенно увеличивается и достигает в стратотипе на юго-востоке Енганэпэ 300 м.

Овинпармская свита и бетьюская серия нерасчлененные ($D_{1ov}-br$) предположительно показаны на карте вдоль северной периклинали Енганэпэ и к северу от нее. Обнаженность в этих районах для данного возрастного интервала отсутствует.

Овинпармская свита, бетьюская серия и вучвожская свита нерасчлененные ($D_{1ov}-v\check{s}$) показаны на карте нерасчлененными по условиям масштаба в Воркутском районе вдоль западного крыла брахиантиклинали Енганэпэ.

Овинпармская свита частично обнажена здесь на р. Лек-Елец, где имеет мощность 50 м и сложена голубовато-серыми доломитизированными известняками, отдельные пласты которых представляют собой карбонатные песчаники (грейнстоуны) и гравелиты, что является признаком близости к околорифовому мелководью. Известняки содержат богатую фауну строматопор, табулят, ругоз, брахиопод. В полном объеме в Воркутском районе типичная овинпармская свита вскрыта скв. 1-Юньяга на Юньягинской антиклинали [492].

Бетьюская серия выделена на западном склоне Енганэпэ [249] по аналогии с Кожимским районом. Нижняя ее часть здесь уверенно сопоставляется с сотчемкыртинской свитой (70 м), а верхняя (40 м) — условно с филиппчукской, хотя и не содержит кварцевых песчаников и типичных для нее красноцветных мергелей. По-видимому, образования филиппчукского уровня имеют на Полярном Урале несколько иной фациальный облик в связи с удаленностью от источников терригенного сноса. На Аячъягинской антиклинали в скв. НГК-2 [400, 409] этот уровень представлен толщами массивных серых однородных доломитов с маломощными прослоями аргиллитов и алевролитов. В полном объеме в Воркутском районе бетьюская серия (255 м) вскрыта скв. 1-Юньяга на Юньягинской антиклинали, где представлена серовато-коричневыми и темно-серыми вторичными и седиментационными глинистыми доломитами с единичными прослоями доломитизированных мергелей, черных глинистых сланцев и включениями желваков кремней [492].

Вучвожская свита (35 м) на западном склоне Енганэпэ согласно залегает на доломитах бетьюской серии и представлена органогенно-обломочными и детритовыми известняками, циклично чередующимися с известняками глинистыми и углистыми, доломитами, алевролитовыми сланцами, углистыми аргиллитами и маломощными кварцевыми песчаниками. Такой разрез в общем выдержан вдоль западного склона хребта, а в юго-восточном направлении постепенно увеличивается карбонатность разреза и количество органогенных разностей известняков и доломитов. Разрез юго-восточного крыла охарактеризован выше при характеристике самостоятельно картируемой вучвожской свиты.

На Юньягинской и Аячъягинской антиклиналях, в скважинах 1-Юньяга и НГК-2 вучвожская свита (до 170 м) представлена глинисто-известняково-доломитовым разрезом, содержащим прослой органогенно-обломочных амфиоровых известняков с фауной вязовского горизонта. [492, 409]. Верхняя

граница свиты проводится в подошве терригенной пачки в основании карбонатно-терригенного разреза шервожской свиты.

Общая мощность нерасчлененного подразделения до 200 м.

Сульфатно-доломитовая толща нижнего девона изучена лишь в скважинах в Варандей-Адьвинской структурной зоне (скв. 1-Нядейю, 9-Нядейю, 1-Степковож) и западной части Воркутского поднятия (скв. 1-Верхнероговская). Выделяется на каротажных диаграммах по высоким значениям ρ_k (более 250 Ом·м) и низкой пористости по кавернометрии. Повышенные значения ρ_k в основании существенно доломитовой толщи связаны с пластами седиментационных сульфатов кальция, приуроченных к основанию ритмов и представленных мелкозернистыми, плотными, серо-коричневыми битуминозными разностями. Выше по разрезу коричневые доломиты сменяются светло-серыми плотными, седиментационными доломитами, тонко- и микрозернистыми, реже — стустковыми. Ритмы завершаются прослоями серо-голубоватых и серо-коричневых гипсов и ангидритов с линзами микрозернистого доломита. Текстуры сульфатных пород пятнистые, слоистые, флюидальные. Из скв. 9-Нядейю А.Ф. Абушик определила нижнедевонские остракоды *Healdianella? inclinata* Pol., *Knoxella? aff. dubia* Pol., *Entomozoe? sp. ind.* (проб). Мощность стратона 60—230 м.

Яр е н е й м у с ю р с к а я с в и т а ($D_{1-2}jr$). Впервые выделена в качестве валидного стратона для Кожимского района при ГДП-200 [515]. Охватывает отложения, сопоставляемые с койвенским, бийским и афонинским горизонтами верхнего эмса—эйфеля, чусовским и чеславским горизонтами живета. Сложена глинистыми органогенно-детритовыми и биоморфными известняками с прослоями глинистых сланцев, аргиллитов и алевролитов. В основании разреза обычно присутствует пласт черных кварцевых песчаников.

Разрез свиты па площади фациально неоднороден. К западу от верховьев р. Бол. Надота развит сравнительно маломощный (130 м) терригенно-карбонатный тип осадков. В верхней части разреза здесь отсутствуют доломитовые осадки регрессивной стадии, размытые во время пашийского континентального перерыва. К востоку (руч. Матяшор, Медвежий, верховья р.Тангепче, на Тундре-Пяседе) мощность свиты возрастает до 250—280 м. Здесь разрез свиты состоит из трех пачек: нижняя сложена органогенно-обломочными и детритовыми глинистыми известняками с прослоями глинистых сланцев, средняя — массивными органогенно-обломочными известняками с многочисленными фаунистическими остатками, верхняя — осветленными доломитизированными алевролитистыми известняками и седиментационными доломитами. Позднеэмско-живетский возраст свиты обоснован сборами брахиопод, ругоз, строматопороидей, конодонтов, среди них *Desquamatia zonataeformis* Aleks., *Stringocephalus burtini* Defr., *Hypothyridina procuboides* (Sow.), *Dendrostella* ex gr. *rhenana* (Frech.), *Trupestroma porosum* Lec., *Polygnathus serotinus* Telf., *P. xylus ensensis* Zieg. et Klapp., *P. pseudofoliatius* Witt [515].

Верхняя граница свиты проходит по кровле массивных известняков с неровной закарстованной поверхностью, содержащих фауну чеславского горизонта, выше которых залегают пестроокрашенные глины и аргиллиты сывьюской серии. В восточной части листа Q-41-XIX ярениймусюрская толща частично фациально замещена отложениями надотомылькской свиты. Нижняя граница с надотомылькской свитой здесь скользящая от основания койвенского горизонта до бийского.

Мощность ярнеймусюрской свиты возрастает в пределах обнаженной части Кожимского района с запада на восток от 120 до 250 м. На запад к поднятию Чернышева отложения свиты полностью выклиниваются или размыты.

Шервожская свита ($D_{1-2}\check{s}r$) впервые выделена при ГДП-200 [249] в Воркутском районе. По своим особенностям она близка одновозрастной ярнеймусюрской свите Кожимского района. Представлена характерным литокомплексом известняков, переслаивающихся с углисто-глинистыми сланцами. Распространена полосой вдоль Енганэпэйской антиклинали, в междуречье Бол. и Мал. Усы, на Аячъягинской антиклинали. Полный (стратотипический) разрез свиты находится в каньоне р. Лек-Елец на юго-восточном крыле Енганэпэйской антиклинали; кроме того, полные разрезы свиты вскрыты скважинами на юге Енганэпэ [336] и Юньягинской антиклинали [492].

По литологическим особенностям выделяются две подсвиты. Нижняя (140—150 м) характеризуется карбонатно-терригенным составом — переслаиванием слоистых темно-серых биоморфных и биокластических известняков с углисто-глинистыми сланцами. Стратиграфически отвечает койвенскому, бийскому и части афонинского горизонтов. Фаунистический комплекс содержит характерные формы позднеэмского и эйфельского возраста: *Favosites goldfussi* Orb., *Zdimir pseudobaschkiricus* (Tsch er.), *Megastrophia uralensis* (Vern.), *Calceola sandalina* Lam., *Pandorinellina expansa* Ueno et Mason, *Polygnathus linguiformis butynki* Wedd., *Po. ex gr. costatus* Klapp. [336, 287].

Верхнешервожская подсвита характеризуется карбонатным составом. Ее мощность меняется от 35—60 м на хр. Енганэпэ до 82—190 м вскрытой мощности западнее, в скв. НСК-493 [293] и скв. 1-Юньяга [492]. Повсеместно представлена светло-пестроокрашенной известняково-доломитовой толщей, неоднородной за счет пестрых включений глинистого вещества и неравномерной доломитизации, с брекчиевидными текстурами. Стратиграфически отвечает верхней части афонинского—чеславскому горизонтам. Из фаунистических остатков известны *Crassialveolites crassiformis* Sok., *Stryngophyllum isactis* (Frech.), *Po. varcus* Stauf., *Po. xylus xylus* Stauf., *Schmidtognathus* aff. *germanni* Zieg. и др. [293]. В верхах свиты присутствуют седиментационные доломиты, отмечается палеокарст с линзами сиаллитов и аллитов в перекрытых осадконакоплением и наступление континентальных условий.

Граница с вышележащими отложениями проводится по подошве залегающих с размывом серых аргиллитов (на западе Енганэпэ) или черных органических известняков (на востоке Енганэпэ) доломитово-известняковой толщи.

Общая мощность шервожской свиты изменяется от 200 м в районе хр. Енганэпэ до 360 м западнее в разрезах глубоких скважин.

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ—КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ (НИЖНЕЕ ВИЗЕ)

В период с раннего франа по ранний карбон (раннее визе) включительно в пределах Михайловско-Вайгачской подзоны по особенностям осадконакопления выделяются три района: Шарьюский, Кожимский, Воркутинский, и Изьяшорский.

Кожимский район охватывает область обширной некомпенсированной впадины, в которой за весь период накопились незначительные по мощности толщи депрессионных осадков «доманикоидного типа», которые представлены сывьюской серией, а толща заполнения впадины — нортничской свитой. В Шарьюском районе депрессионная впадина существует только в течение франского—начала фаменского века (кедзыдшорская и воротская свиты), затем заполняется терригенно-карбонатной толщей шарьюской (сарембойской) свиты, после чего формируются мелководный шельф, представленный сортамаельской (нядейюской) свитой позднего фамена. Однако ввиду малых мощностей и узких полей выхода на карте показан единый литокомплекс, состоящий из кедзыдшорской, воротской, шарьюской, сортамаельской свит нерасчлененных. Кроме того, в пределах впадины вдоль палеоподнятий, в современном плане отчасти совпадающих с поднятиями Чернышева, Чернова, Гамбурцева, фране формировались мелководные карбонатные рифогенные банки (шернядейтинская, бергантымылькская и др.), а в фаменское время на них формировались оолитовые отмели и, местами, водорослевые биогермы (нядейтаюнковская толща), частично они выходят на дневной поверхности на поднятии Чернышева.

Воркутский район, приуроченный к Собскому и Воркутскому палеоподнятиям, отвечает области умеренномелководных шельфовых отложений. Образование франского возраста выделяются здесь в доломитово-известняковую толщу. Фаменские образуют комплекс осадков банкового типа, выделяемую в бахромчатую толщу. Турнейские и ранневизейские выделяются в кремнисто-карбонатную важхановейскую свиту.

Изяшорский район отвечает области развития некомпенсированного шельфового осадконакопления на севере Михайловско-Вайгачской подзоны. Весь комплекс образований франа—раннего турне, представленный осадками доманикоидного типа, турбидными и относительно депрессионными осадками, объединяется в гурейтивисскую и ховратывисскую толщи. В турнейско-ранневизейское время формировалась толща заполнения некомпенсированной впадины, выделяемая в буреданскую свиту. В мелком масштабе все толщи картируются нерасчлененными.

Ниже приводятся сведения обо всех картируемых подразделениях позднедевонско-ранневизейского этапа.

Сывьюская серия (D_3-C_1sv). Впервые выделена и закартирована при ГДП-200 М. А. Шишкиным [511, 515] в Кожимском районе. Расчленяется на кедзыдшорскую, воротскую свиты, западносывьюскую и плитняковую толщи.

Кедзыдшорская свита (до 15 м) выделена на р. Шарью [229]. В основании содержит маломощную (1,5—10 м) пестроцветную пачку, условно сопоставляемую с пашийским горизонтом, сложенную желтовато-бурыми кварцевыми песчаниками, каолинит-гидрослюдистыми аргиллитами с обломками сиазитов и оолитами шамозита, свидетельствующими о континентальном перерыве и перемыве кор выветривания. Выше с постепенным переходом залегают темно-серые детритовые известняки с прослоями известково-глинистых сланцев с остатками раковинной фауны. Из конодонтов *Polygnathus xylus xylus* Stauff., *Po. dubius* Hinde, *Po. decorosus* Stauff., *Schmidtognathus wittekindti* Zieg. характерны для кыновского горизонта франского яруса [282, 521].

Воротская свита (35—40 м) также выделена на р. Шарью [229]. Нефтяниками в этом интервале обычно выделяются саргаевская, доманиковая и кочмеская свиты. Сложена темно-серыми и черными детритовыми известняками, углисто-известковисто-глинистыми сланцами с прослоями и линзами черных кремней, светлыми бугристыми пелитоморфными известняками и известняками мергелистыми. Охарактеризована многочисленными конодонтами зон «*rotundiloba*», «*timanicus*», «*A. triangularis*», «*gigas*», «*triangularis*», «*crepida*», и таким образом имеет саргаевско-раннемакаровский возраст [521].

Западосывьюская толща (200 м) выделена М. А. Шишкиным [511] и интерпретируется как фрагмент находящейся западнее шарьюской (сарембойской) толщи заполнения относительно глубоководной доманикоидной впадины, аллохтонный материал для которой поставлялся с западной мелководной области шельфа. Сложена в нижней части толщей серых, темно-серых мергелей и известково-глинистых сланцев с прослоями глинистых известняков с градационным распределением детрита. Верхнюю часть разреза толщи вновь слагают конденсированные депрессионные осадки: темно-серые, черные окремненные известняки с прослоями кремней, глинистых, кремнисто-углисто-известковисто-глинистых сланцев и нодулярных известняков. Возраст на основании присутствия конодонтов зон «*rhomboidea*», «*marginifera*», «*trachitera*», «*postera*», «*expansa*» определяется в интервале позднемакаровского—лытвенского горизонтов [511].

Плитниковая толща (40—50 м) выделена А. Д. Миклухо-Маклаем в 1959 г. [425] по характерному облику плитчатых кремней, слагающих основной объем толщи и являющихся маркером при картировании. Сложена глинистыми кремнями и углисто-кремнистыми сланцами, в нижней части переслаивающимися с кремнистыми известняками. Содержит брахиоподы, остракоды, фораминиферы, конодонты *Siphonodella quadruplicata* (Br. an. et Mehl), *Athyris variabilis* Moell., *Ambocoelia* cf. *urei* (Flem.) турнейского возраста [501, 282]. Общая мощность сывьюской серии около 300 м.

Кедзыдшорская, воротская, шарьюская, сортомаельская свиты нерасчлененные (D_3kd-st) картируются на поднятии Чернышева в бассейне среднего течения р. Адзвы. Опорный разрез всех этих свит в районе (для листа Q-41) находится на руч. Дэршор, левом притоке р. Адзвы. Характеристика первых двух приведена выше. *Кедзыдшорская свита* залегает здесь на нижнедевонских отложениях овинпармской свиты и имеет мощность всего 4,8 м, воротская — около 50 м. Обе свиты хорошо охарактеризованы конодонтами в интервале от кыновского (слои с *Polynathus dubius*) по аскынский (зона *crepida*) горизонты [521]. Шарьюская свита (240 м) представляет собой глинисто-терригенно-карбонатную толщу заполнения некомпенсированной впадины, сформировавшейся во франское время. Образована переслаиванием зернистых и афанитовых известняков с редкими кремнистыми включениями, мергелей, зеленовато-серых аргиллитов. Фауна представлена брахиоподами, двустворками, остракодами, криноидеями и конодонтами макаровского и мурзакаевского горизонтов фамена. Конодонты по всему интервалу определяют зону «*marginifera*» [521]. Сортомаельская свита (около 200 м) имеет преимущественно карбонатный состав. В основании присутствуют пласты известняковых конглобрекчий, отмечаются многочисленные размывы, выше — переслаивание плитчатых афанитовых пестроокрашенных, часто «узорчатых» известняков с известняками криноид-

ными, детритовыми, органогенными известняками с включениями кремней, известковистыми доломитами. Известняки включают фауну брахиопод и конодонтов позднего фамена, определенных в пределах зон «*trachytera-postera*» [521]. Граница с турнейскими отложениями карбона (кремнисто-карбонатная толща) согласная и носит характер постепенного перехода (руч. Дэршор), но чаще всего не обнажена.

Шернядейтинская толща (D₃ñ). Название предложено М. А. Шишкиным [521] для рифогенных разрезов франа Адзвинского района. Типичные банковые и рифогенные разрезы выделялись на гряде Чернышева [344, 383], вскрыты скважинами Ярвож-100, Падимей-1, Бергантымыльк-1 [492] и др. Наиболее полно они представлены на р. Шернядейта. К ним относятся известняки и доломитовые известняки массивные и слоистые с коралловодородослевыми, глинистыми, органогенно-обломочными и брекчиевидными разностями. Широко распространены строматопоровые, микрофитолитовые и онколитовые биогермы и биостромы; многочисленны инкрустационные текстуры. Из обильных фаунистических остатков определены ругозы *Disphyllum emsti* (W d k d.), *Thamnophyllum virgatum* S o s h k., *Gorizdronia profunda* (S o s h k.), брахиоподы *Anatrypa timanica* M a r k., *Desquamatia nalivkini* L j a s c h., *Hypothyridina semilukiana* N a l., *H. cuboides* S o w., *Pugnias acuminata* M a r t., конодонты *Palmatolepis gigas semichatovae* O v n a t., *Pa. subrecta* M i l l. et Y o u n g. и др., по которым выделены отложения кыновского, саргаевского, доманиковского горизонта и верхнефранского подъяруса [53, 156].

Мощность толщи с учетом данных бурения в Косью-Роговской впадине [492] колеблется по району в пределах 360—430 м. Граница с нядетаюнковской толщей проводится по кровле пачки водородослевых известняков с последними позднефранскими брахиоподами и ругозами.

Нядетаюнковская толща (D₃nt). Название предложено М. А. Шишкиным [521] для рифогенных разрезов фамена Адзвинского района с опорным разрезом на р. Шернядейта. Нижнефаменная часть разреза представлена доломитовыми известняками, вторичными доломитами, известняковыми и доломитовыми конглобрекчиями, с преобладанием в основании толщи сферово-сгустковых и интракластовых известняков. В верхнефаменной части преобладают слоистые известняки — сферово-сгустковые, оолитово-комковатые, желваково-водородослевые, интракластовые, иногда содержащие колонии строматопорат. Присутствуют пласты массивных вторичных доломитов. Известняки толщи кроме водородослей включают брахиоподы, остракоды, фораминиферы, конодонты, среди которых *Plicatifera meisteri* P e e t z., *Camarotoechia boloniensis* O r b., *Palmatolepis triangularis* S a n n., *Pa. ex gr. glabra* U l r. et B a s s., *Pa. stoppeli* S a n d. et Z i e g. [53, 156].

Мощность по району (с учетом данных глубокого бурения [492]) 340—550 м.

Доломитово-известняковая и бахромчатая толщи объединенные (D₃d₁ + bh). Распространены вдоль обоих склонов хр. Енганэпэ, на Аячягинской и Юньягинской антиклиналях, обнажаясь по рекам Лек-Елец, Шервож, Бол. и Мал. Уса, Аячяга, картируются совместно вследствие масштаба карты.

Доломитово-известняковая толща в объеме пашийского—аскынского горизонтов. В опорном разрезе в бассейне р. Аячяга (мощность 280—290 м) нижняя часть толщи сложена слоистыми известняками с прослоями серо-желтых доломитов, верхняя — преимущественно светло-коричневыми мас-

сивными доломитами. Здесь по фауне достоверно установлены отложения саргаевского, доманикового и мендымского горизонтов, кыновский горизонт и аскынский определены условно [240, 287]. На юго-востоке Енганэпэ по р. Лек-Елец также вскрывается практически полный разрез толщи (около 300 м). Здесь на закарстованных известняках шервожской свиты с размывом залегают доломитизированные известняки с пластами строматопорово-водорослевых известняков и водорослевые известняки. Отдельные пласты переполнены ветвистыми и шаровидными строматопорами и водорослями. В известняках определены брахиоподы и ругозы кыновского, саргаевского и доманикового горизонтов. На юго-западном крыле Енганэпэйской брахиантиклинали (район руч. Велешор) в диапазоне кыновского—мендымского горизонтов (более 150 м) присутствует разрез иного типа [336], который характеризует тыловую зону крупной рифогенной банки. Здесь преобладают темно-серые амфипорово-строматопоровые и амфипоровые известняки с отдельными прослоями слоистых углистых известняков с мелкими брахиподами и ругозами *Disphyllum* aff. *paschiense* (S o s h k), *D. emsty* (W d k). Верхи разреза (около 100 м) представлены массивными вторичными доломитами. В нижнем течении р. Мал. Уса и на Юньягинской антиклинали [492] низы разреза (кыновский, саргаевский, доманиковый горизонты) представлены осадками доманикоидного облика: черными углистыми известняками с прослоями углисто-известковистых сланцев. Мендымский горизонт представлен на р. Мал. Уса известняковыми брекчиями, известняками; аскынский — мелководными известняково-доломитовыми осадками. Верхняя граница толщи, проводится в разрезах по подошве первого слоя «бахромчатых» известняков.

Комплекс фаунистических остатков (сводный) представлен *Atrypa velikaja* N a l., *Cyrtospirifer murchisonianus* V e r n., *Hypothyridina calva* M a r t., *H. cuboides* S o w., *Microspirifer novosibiricus* (T o l l.), *Schizophoria ivanovi* (T s c h e r n.), *Manticoceras intumescens* (B e y r i c h), *Ancyrodella buckeyensis* U e n o, *A. rotundiloba alata* G l e n. e t K l a p p., *Polygnathus timanicus* O v n a t., *Po. hassi* M ü l l и мн. др. [240, 287].

Бахромчатая толща выделяется в объеме фаменского яруса. Название стратона введено в практику К. Г. Войновским-Кригером [317] при описании характерного литотипа («бахромчатые» известняки) разрезов фамена. Представлена темно-серыми известняками, с «бахромчатым» рисунком на поверхности, бугристыми известняками с пятнистой доломитизацией, доломитизированными известняками, доломитами. В верхах — прослой пелитоморфных черных известняков. Кружевной («бахромчатый») рисунок создают выступающие на выветрелой поверхности тонкие пластинки крупного кальцита. Все доломиты имеют вторичный характер и образовались в результате доломитизации вышеописанных известняков.

В разрезе на р. Аячяга «бахромчатые» известняки содержат прослой водорослевых, слабодоломитовых, мелкогалечных и оолитовых известняков. В разрезе скв. 1-Юньяга в интервале фамена выделены три разновидности пород [492]: онколитовые известняки доломитистые и слабобитуминозные темно-серого цвета, известковистые доломиты с редкими сферами и онколитами, доломиты битуминозные.

Из фауны в толще присутствуют брахиоподы, гастроподы, ортоцерати-ты, остракоды, фораминиферы и строматопоры, среди них: *Cyrtospirifer archiaci* M u r c h., *C. conoideus* R o e m., *Athyris angelica* H a l l., *Pugnax* ex gr. *acuminata*

Wet., *Septatourayella rauserae* Lip., *Quasiendothyra communis* (Raus.). *Parathurammia cushmani* Sul., *Pa. oldae* Sul., *Pa. suleimanovi* Lip., *Pa. dagmarae* Sul., *Vicinisphaera parva* Reitl., *V. squalida* Antr. [291, 240, 157, 336].

Верхняя граница толщи проводится по подошве темно-серых массивно-слоистых известняков важхановейской свиты ($C_1v\check{z}$). Мощность бахромчатой толщи в целом по району составляет 200—250 м, а мощность объединенного литокомплекса 500—550 м.

Нортническая свита (C_1nr) выделена В. А. Чермныхом в 1967 г. [236] с названием по руч. Нортничаель, притоку на р. Кожым, западнее рамки листа. Свита протягивается полосой с запада на восток до верховьев р. Бол. Инта и затем, по-видимому, выклинивается. 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. Развиты псевдоморфозы сидерита по аммонитам, брахиоподам, ортоцератитам и бурым водорослям. Ранневизейский возраст нортнической свиты в пределах косьвинского и радаевского времени определяют брахиоподы и гониатиты стратотипического разреза на р. Кожым [351, 236, 501]; в пределах территории листа свита фаунистически не охарактеризована. Мощность ее в западных разрезах 350—380 м, к востоку уменьшается до 200 м и меньше, вплоть до полного выклинивания. Верхняя граница свиты определяется появлением первых пластов черных кремнистых известняков известняково-доломитовой толщи. По своему литологическому составу и положению свита является толщей заполнения депрессионной впадины шельфа. Причем ее полного заполнения и перерыва в осадконакоплении (как в других районах) здесь не произошло, так как вышележащие отложения бобриковского горизонта, относимые в состав известняково-доломитовой толщи, представлены черными кремнистыми микритовыми известняками с кремнями относительно глубоководного «турнейского» облика.

Важхановейская свита ($C_1v\check{z}$). Название стратона предложено Л. С. Колесник в процессе ГДП-200 Воркутинского района для кремнисто-карбонатной толщи турне [249, 250]. Свита широко распространена в районе, однако вскрывается на ограниченных участках; к таким относятся в первую очередь реки Уса, Бол. и Мал. Уса, в районе слияния которых находится опорный разрез карбона района. Сложена преимущественно темно-серыми и черными массивно-слоистыми известняками, местами окремненными с битуминозным запахом, с включениями неправильной формы черных кремней и переслаивающимися с пластовыми кремнями. В верхах — редкие прослои известковистых сланцев (р. Бол. Уса). На р. Лек-Елец, на западе Енганэпэ помимо сильно перекристаллизованных известняков с кремнями присутствуют пласты и пачки крупнозернистых доломитов и доломитизированных известняков. В некоторых пунктах (на р. Уса) в верхней бескремнистой ее части присутствуют прослои алевролитов и алевролитовых аргиллитов. Из фаунистических остатков в свите содержатся кораллы и брахиоподы *Syringopora capillacea* Ludw., *Caninia* sp., *Zaphrentis* sp., *Linoproductus laevicostus* (White); по фораминиферам в разрезе выделяются все горизонты турнейского яруса [291]. В стратотипе важхановейская свита отвечает интервалу от гумеровского горизонта по косьвинский горизонт турне. Терригенные отложения нижнего визе, отвечающие по возрасту бобриковскому и

радаевскому горизонт, отсутствуют; им в Воркутинском районе соответствовал перерыв в осадконакоплении. Граница с вышележащей сартыюской свитой (с тульским горизонтом в основании) выражена резко и отчетливо, однако без видимых следов перерыва. Проводится по подошве толщи более светлых органогенных известняков и доломитов с обилием брахиопод и кораллов. Мощность важхановейской свиты в целом по району варьирует от 100—150 до 205 м.

Гурейтивисская, ховратывисская толщи и буреданская свита нерасчлененные (D_3-C_1gr-br). На территории листа эти подразделения впервые были закартированы при ГДП-200 [250] в бассейнах рек Мал. Уса и Кара в изьяшорских фациях верхнего девона и нижнего турне. До того они были известны только на смежной с севера территории, где широко распространены [427, 428]. Названия первых двух были впервые предложены при составлении легенды Гостеолкарты-200 Полярно-Уральской серии листов [511] для ранее картируемых отложений франского (гурейтивисская) и фаменского (ховратывисская) ярусов Изьяшорского района. Буреданская свита выделена в 1947 г. С. Н. Волковым в разрезе на р. Силоваяха, притоке р. Кара, а в Легенду введена [511] для ранее картируемых сланцево-кремнисто-карбонатных отложений турне—нижнего визе.

Гурейтивисская толща выделяется на листе предположительно, т. к. охарактеризованные фауной отложения франы здесь пока не установлены. Эти отложения или не обнажены, или какой-то частью вскрываются в одном разрезе с ховратывисской толщей. На прилегающей с севера территории гурейтивисская толща (350—400 м) сложена ритмично переслаивающимися углеродистыми известняками, углеродисто-глинисто-карбонатными и углеродисто-кремнисто-глинистыми сланцами с прослоями амфипоровых известняков. Там ее возраст охарактеризован фаунистически в диапазоне от кыновского до аскынского горизонтов [427, 428].

Ховратывисская толща обнажена разрозненными фрагментами разреза по р. Мал. Уса и ее притокам. В максимальном объеме на территории листа она вскрыта глубокими скважинами: 1-Нылкыдты [290] и ВСК-1002 [391]. Наиболее типичные ее разрезы известны на прилегающей с севера территории по руч. Ховратывис, р. Силоваяха и др. [427]. Прежде ее объем с некоторой долей условности был ограничен только фаменом [427]. Сложена серыми и темно-серыми тонкозернистыми известняками с редкими прослоями органогенных известняков, иногда с конглобрекчиевыми текстурами, с прослоями черных кремней, доломитами известковыми, известняками доломитизированными, иногда окремненными, с кремнями. Охарактеризована конодонтами зон «*crepida-sulcata*» фаменско-нижнетурнейского интервала, брахиоподами *Athyris angelica* Hall., *Atrypa cf. magnitica.*, *Chonetes coronatus* Соиг. [107, 391]. Нижнетурнейская часть разреза в объеме гумеровского и, вероятно, какой-то части малевского горизонтов также включает доломиты и доломитизированные брекчиевидные известняки, сохраняя таким образом типичный облик ховратывисской толщи. Контакт с перекрывающей буреданской свитой носит характер постепенной смены породных ассоциаций [427], связанной с появлением прослоев углеродисто-глинисто-кремнистых сланцев и исчезновением доломитов и доломитистых известняков. Граница проходит в интервале малевского горизонта нижнего турне. Вскрытая мощность дислоцированного разреза ховратывисской толщи в скв. ВСК-1002

около 700 м [391]. В разрезе скв. 1-Нылкыдты ее мощность составляет всего 85—90 м. Мощность ховратывисской толщи в опорном разрезе [428] около 400 м.

Буреданская свита представлена черными углисто-кремнистыми известняками с полосками кремней, известняками брекчиевидными, органно-генно-обломочными, черными кремнистыми сланцами, черными и темно-серыми кремнями. Биостратиграфическое обеспечение турне определяют разнообразные комплексы конодонтов, в их составе: *Siphonodella duplicata* (Brans. et Mehl), *S. crenulata* (Coop.), *S. cooperi* Hass., *S. obsoleta* Hass., *Polygnathus triangulus* (Voges), *Po. inornatus* Brans., *Elictognathus laceratus* (Brans. et Mehl), *Dollymae bouckaerti* Groess., *Scaliognathus anchoralis* Brans. et Mehl, и др. [107]. Выше залегает пачка ритмичного переслаивания известняков детритовых, кремнистых, доломитистых известняков и кремней, которая по А.И. Елисееву [76] интерпретируется как «кушковатская» фация визейских известняков. Содержит конодонты ранне-средневизейского возраста: *Mestognathus beckmanni* Bisch., *Gnathodus texanus* Roun., *G. cuneiformis* Mehl. et Thom., *G. semiglaber* Bisch. и др., фораминиферы *Plectagyransopsis paraconvexus* (Braz. et Post.) *Eoparastaffella simplex* (Vdov.), *Endospiraplectammia venusta* (Vdov.), *Earlandia vulgaris* (Raus. et Reitl.) и др. [107]. Вверх по разрезу сокращается количество и мощность кремнистых известняков и кремней, и разрез представлен массивными детритовыми известняками с редкими прослоями и стяжениями кремнистых разностей пород.

Верхняя граница свиты проводится по подошве доломитово-известняковой ассоциации пород сартыуской свиты. Вскрытая мощность буреданской свиты около 150 м, а по данным со смежных территорий [428] — 480—550 м.

Мощность нерасчлененного литокомплекса изьяшорских фаций на территории листа составляет более 650 м.

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА. НИЖНИЙ—ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Состав и фациальный облик отложений Михайловско-Вайгачской подзоны для раннего (позднее визе) и среднего карбона одинаковы для всей территории. В Воркутском районе и на севере поднятия Чернышева верхневизейские, серпуховские, башкирские, московские отложения представляют собой достаточно однородный карбонатный литокомплекс различных известняков, доломитов, известняков с кремнями и пластами известняковых брекчий, который картируется как сартыуская и цементнозаводская свиты объединенные. Верхнекаменноугольные отложения размыты вследствие предпермского размыва или не накапливались. В Кожимском районе мощности осадков, сформированных в течение позднего визе—серпухова значительно выше. Поэтому здесь две картируемые единицы: известняково-доломитовая и известняково-брекчиевая толщи. В течение всего среднего—позднего карбона в Кожимском районе сохранялись мелководно-шельфовые условия, и осадки этого интервала выделяются в кремнисто-известняковую толщу. В Шарьюском районе состав и строение разрезов ближе к Кожимскому району, так как здесь в полном объеме развиты отложения верхнего карбона, однако мощности меньше. В масштабе карты здесь выделяется терригенно-

карбонатная толща турнейско-серпуховского возраста и кремнисто-карбонатная толща верхнего карбона.

Сартгюская и цементнозаводская свиты объединенные ($C_{1-2}sr + cz$). Под этими названиями свиты впервые выделены Л. С. Колесник при ГДП-200 в Воркутинском районе [517]. На карте свиты объединены ввиду малой мощности цементнозаводской.

Сартгюская свита (540 м) сложена серыми массивно-слоистыми полидетритовыми известняками, иногда с пластами оолитово-обломочных известняков, доломитизированными известняками и доломитами с обильной фауной брахиопод, кораллов и пр. Выделяются прослой с обилием крупных раковин гигантопродуктусов и стриаифер, местами образующих банки. В верхней части свиты содержатся брекчиевидные известняки и известняковые брекчии. Может быть разделена на две подсвиты: нижнюю — известняково-доломитовую (435—465 м) и верхнюю — известняково-брекчиевую (90—100 м). Нижняя подсвита содержит фораминиферы и брахиоподы тульского, алексинского, михайловского, веневского, косогорского и, частично, протвинского горизонтов. Верхняя по фауне отвечает протвинскому горизонту верхнего серпухова. Наиболее характерные формы в целом для свиты: *Gigantoproductus striato-sulcatus* (S a r.), *Semiplanus semiplanus* (S c h w e t z.), *Striatifera striata* (F i s c h.), *Davidsonia carbonaria* (M' C o y), *Martinia* sp., *Linoproductus corrugatus* (M' C o y) и др.

Цементнозаводская свита (80—120 м) наиболее широко известна в карьерах Воркутинского цемзавода на поднятии Чернова и Юньягинской антиклинали, откуда (пос. Цементнозаводский) и получила свое название. В типовых разрезах представлена светло-серыми, местами более темными слоистыми водорослево-детритовыми, водорослевыми (унгдарелловыми), водорослево-фораминиферовыми и мшанковыми известняками, иногда битуминизированными, содержащими то или иное количество включений светлых кремней. Содержит фауну брахиопод, мшанок и кораллов, местами обильную, среди них: *Marginifera modesta* S e m i c h a t., *Dictioclostus incaeformis* S e m i c h., *Buxtonia mosquensis* I v a n. и др., конодонты *Gondolella donbassica* K o s s., *Idiognathoides sinuatus* H a r r. e t H o l l., *Idiognathodus delicatus* G u n n., *Streptognathodus parvus* D u n n. и др. [250]. Самый полный ее разрез в Воркутском районе на р. Уса охватывает интервал от краснополянского горизонта башкирского яруса по верейский горизонт нижнемосковского подъяруса. В других разрезах нижнебашкирские отложения полностью или большей частью выпадают из разреза.

Общая мощность объединенного литокомплекса 610—670 м.

Известняково-доломитовая толща (C_{1id}) в Кожимском районе протягивается полосой от западной рамки листа до верховьев р. Мал. Надота, с представительными выходами по рекам Пармаю, Бол. Инта, Тырбылью, ручьям Седель, Зеленый. Название по преобладающему составу пород [511]. Сложена органогенно-детритовыми известняками, прослоями доломитизированными. В нижней части выделяется пачка темно-серых, битуминозных глинистых известняков, с прослоями песчанистых, с включениями черных кремней. В разрезе р. Кожым, к западу от площади листа эта часть толщи охарактеризована фауной бобриковского горизонта [282, 351]. Выше залегают брахиоподово-детритовые и водорослево-детритовые известняки, местами брекчиевидные. Возраст определен по фораминиферам *Archaediscus*

moelleri Raus., *A. krestovnikovi* Raus., *Eostaffella ikensis* Viss., *Earlandia vulgaris* (Raus et Reitl.), *O. omphalota* (Raus et Reitl.), *Tetrataxis media* Viss. и др. и конодонтам *Mestognathus beckmanni* Zieg., *Gnathodus bilineatus bilineatus* (Roundy), *Paragnathodus nodosus* (Bisch.) как ранне(бобриковский)—поздневизейский. Верхняя граница проводится по появлению первых брекчиевидных известняков с серпуховскими фораминиферами. Мощность известняково-доломитовой толщи 300—400 м.

Известняково-брекчиевая толща (C_1ib) распространена там же, где и вышеописанная известняково-доломитовая. Название по преобладающему составу пород [511]. Сложена органогенными известняками с кремнистыми прослоями и стяжениями и пачками известняковых брекчий, доля которых к востоку увеличивается. Известняки водорослево-детритусовые, криноидные и брахиоподовые, полидетритовые и микрогустковые. Известняковые брекчии состоят из обломков темно-серого тонкозернистого известняка. Широкое распространение в разрезе мощных пачек брекчий обусловило характерные формы выходов в виде «столбов». Характерной особенностью является резкое обеднение фауны, лишь в верхах появляются скопления брахиопод в виде банок. Определены брахиоподы *Striatifera angusta* (Jan.), *S. grandicula* Kalash., *Latiproductus latissimus* (Sow.), *L. elegans* Kalash. и др. [351], фораминиферами *Asteroarchaediscus baschcirus* (Krest. et Theod.), *A. postrugosus* (Reitl.), *Archaediscus krestovnicovi* Raus., *Parastaffella struvei* Moell. и др. [515], характерными для серпуховского яруса в целом. Верхняя граница толщи проводится в подошве пластов известняков с кремнями и фауной среднего карбона. Мощность известняково-брекчиевой толщи 250 м.

Терригенно-карбонатная толща (C_1tc) выделяется на крыльях Тальбейской синклинали гряды Чернышева. Включает в себя в масштабе карты кремнисто-карбонатную подтолщу турнейского яруса, терригенно-карбонатную подтолщу раннего визе и карбонатную подтолщу позднего визе—серпухова. Кремнисто-карбонатная подтолща (150—200 м) сложена известняками с линзами кремней, в низах разреза — известняковые песчаники, в верхах — прослой аргиллитов и содержит фораминиферы: *Bisphaera malevkensis* Vig., *Spinoendothyra paraukrainica* Lip. Терригенно-карбонатная подтолща (до 270 м) сложена известняками доломитизированными органогенно-детритовыми и глинистыми с прослоями аргиллитов, в средней части — пачка аргиллитов, алевролитов, песчаников. Карбонатная подтолща (400—600 м) сложена известняками органогенно-детритовыми, местами доломитизированными с прослоями известняковых песчаников и гравелитов, в верхней части — известняковые брекчии. Охарактеризована фораминиферами *Trilobozonotriletes inciso-trilobus* Naum., *Archaediscus karreri* Brady и др. Общая мощность терригенно-карбонатной толщи 470—1000 м.

Кремнисто-известняковая толща ($C_2 + _3ji$) картируется в Кожимском и Шарьском районах. Название по преобладающему составу пород [511]. Наиболее представительный разрез в пределах площади имеется на руч. Зеленый—притоке р. Черная, а наиболее полный и фаунистически охарактеризованный — на р. Кожым, за границей листа [351]. Залегает согласно на известняково-брекчиевой (Кожимский район) или терригенно-карбонатной (гряда Чернышева) толщах. В нижней части (относящейся к среднему карбону) толща сложена светлыми водорослево-детритовыми известняками с желваками и линзами серых кремней. В верхней части (верхний

карбон) преобладают известняки без кремней: детритово-шламовые, про- слоями гидроактиноидные. На руч. Зеленый в верхах разреза присутству- ют глинистые известняки и глинистые алевролиты гжельского возраста [74, 282]. На востоке (р. Тангепче) верхняя часть толщи размыта, и самы- ми молодыми в ее составе являются известняки верхнемосковского подъя- руса [515]. Средне-позднекаменноугольный возраст толщи определен по фораминиферам, конодонтам и остракодам, характерным для башкирско- го, московского, касимовского и гжельского ярусов, среди которых: *Eostaffella postmosquensis* Kir., *Pseudostaffella antiqua* (Dutk.), *Ps. gorskyi* (Dutk.), *Profusulinella prisca* (Derpat.), *Fusulinella bocki* Moell., *Obsoletes obsoletes* (Schell.), *Triticites arcticus* Schell., *T. acutus* Dun. et Cond. и др., *Diclinognathodus noduliferus* (Ell. et Grav.), *D. lateralis* (Higg. et Bouck.), *Omphalotrochus canaliculatus* Traut. [74, 282, 515].

Мощность кремнисто-известняковой толщи 120—380 м.

Иргизлинско-Карская подзона

Протягивается в виде сравнительно узкой полосы от района устья р. Бал- банью к бассейну среднего течения рек Лек-Елец и Нияю. В выходах на поверхность ее образования известны только в отдельных изолированных районах, что обусловлено в одних случаях эрозией, в других — перекрытием аллохтонными пластинами. На территории листа это Балбаньюский и Лекъ- елецко-Нияюский районы. Характеризуется прежде всего развитием массив- ных рифогенных и отмельных толщ, формировавшихся на внешнем крае мелкого карбонатного шельфа, начиная с конца позднего ордовика. С этого времени она резко отличается от Михайловско-Вайгачской подзоны, сло- женной циклично построенными осадками. Фациальные отличия более ран- них этапов не существенны, а для рифтогенного этапа отсутствуют.

ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ— ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА, СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

В Иргизлинско-Карской подзоне в период, начиная с позднего ордовика и по ранний девон включительно, вдоль внешнего края карбонатной плат- формы формировались мощные (сотни метров) барьерные рифовые комп- лексы, маркирующие с этого времени положение границы Бельско-Елец- кой и Зилаиро-Лемвинской СФЗ. В рифовые комплексы нами объединяет- ся вся совокупность рифогенных фаций: рифового плато, ядра рифа и передового склона.

В Балбаньюском районе они выделяются как риф «Бадья» (O_3), Бал- баньюский (S_{1-2}) и Лемвинский (D_1) рифовые массивы, в Лекъелецко-Ния- юском районе: Сиратывисский (S_1), Нияюский (S_2), Большеусинский (D_1), Лекъелецкий (D_1) и Енганэяхинский (D_1), естовисская толща (D_{1-2}). В тече- ние этого периода наблюдается миграция рифовых разрезов к юго-востоку на 10—15 км и последовательное перекрытие их слоистыми образованиями Михайловско-Вайгачской подзоны. В связи с проградацией рифовых комп- лексов к востоку, практически во всех районах подзоны под рифовыми тела-

ми находятся автохтонные фрагменты батиальных разрезов Зилаиро-Лемвинской СФЗ. В Балбаньюском районе, кроме того, рифообразование на окраине шельфа было подавлено, начиная с эмса, терригенным сносом с запада, вследствие чего эмско-живетский интервал разреза представлен сланцево-алевролитовой надотамылькской свитой.

Риф Бадья (O_3bd). Выделен Б.Я. Дембовским [338, 147] на р. Кожым, с названием по руч. Бадьяшор, против устья которого находится его стратотип. Является фаціальным аналогом верхней подсвиты малотавротинской свиты. Сложен толщей массивных кавернозных доломитов с реликтовой органогенной структурой. Первичные структуры и текстуры в значительной степени уничтожены вторичной доломитизацией пород. На отдельных участках различимы реликтовые структуры двух основных типов пород: карбонатных гравелитов, конглобрекчий и каркасных, преимущественно водорослевых известняков, в которых определены типичные рифостроящие *Girvanella*, *Rothpletzella*, сине-зеленые водоросли *Dimorphosiphon*, багряные водоросли *Kozihymella demбовski Shuysky*, трубчатые проблематики *Vermiporelloides kozhymicus Shuysky* [148]. Позднеордовикский возраст рифа основывается на определениях криноидей *Dentiferocrinus cf. subdividuus Mil.*, *Obuticrinus cf. bullosus (Yelt. et Stuk.)*, конодонтов *Amorphognathus ordovicicus Brans. et Meh1*, *Belodina confluens Sweet.*, *Protopanderodus insculptus (Brans. et Meh1)* [129, 271], характерных для сурьинского горизонта ашгильского яруса.

Мощность рифа «Бадья» 260—650 м. Залегает на нижнемалотавротинской подсвите и перекрывается с размывом доломитами яптикшорской свиты таборотинской серии.

Балбаньюский рифовый массив (O_3-S_2bl). Протягивается вдоль долины р. Балбанью (приток р. Кожым) и далее в северном направлении с шириной выхода 2—5 км. Впервые рифовые образования выделены М. А. Раабен [189] в качестве свиты «известняков Балбанью», а под настоящим названием в 1986 г. выделены А. К. Афанасьевым [282]. Самые ранние образования массива относятся к лландовери. Представлены в южной части массива темно-серыми мраморизованными известняками, содержащими конодонтовую фауну с видами, известными из верхнего ордовика и нижнего силура. [89]. Кроме того, в разрезе р. Кожым они присутствуют в обломках среди венлокских предрифовых конглобрекчий и представлены темно-серыми доломитами, светло-серыми водорослевыми (биогермными) и детритовыми доломитами, окатанными колониями табулят и водорослей. В обломках определены конодонты лландовери: *Pterospatodus(?) aff. pennatus angulatus (Wall.)*, *Distomodus strauognathoides Wall.*, *Apsidognathus tuberculatus Wall.*, а в цементе — конодонты венлока *Kockelella patula Wall.*, *Ozarkodina ex gr. hassi (Poll., Rex., Nicoll.)*. Более молодые образования слагают мощную (до 500 м) толщу светло-серых массивных вторичных доломитов, в составе которой выделяются образования рифового ядра (200 м) — массивные инкрустационные доломиты с колониями гидроидов *Fistulella*, сине-зеленых и багряных водорослей, мшанок, крупными стеблями криноидей и скоплениями ругоз. Выделяются межбиогермные образования, представленные линзами криноидных, оолитовых, онколитовых и полидетритовых доломитов. В них определены типично лудловские брахиоподы *Conchidium novosemelicum Na1.*, *C. vogulicum Sap.*, ругозы и табуляты *Pseudoamplexus ex gr. fascicularis Soshk.*, *Syringopora ex gr. schmidtii Tschern.* [338, 2].

Видимая мощность рифового массива до 800 м. Нижняя и верхняя границы его не обнажены. К западу рифогенные образования фациально замещаются мелководно-шельфовыми верхнего ордовика—силура Михайловско-Вайгачской подзоны. На востоке наблюдается налегание венлокских известняков рифового шлейфа на породы харотской свиты.

Сиратывисский рифовый массив (O_3-S_{1sr}). Включает в себя рифогенные отложения самых верхов ордовика и нижнего силура (в полном объеме), развитые по северо-западному и южному обрамлению Енганэпэйской антиклинали. Выделен М. А. Шишкиным [511] с названием по руч. Сиратывис. Сложен массивными вторичными доломитами по рифогенным водорослевым, органогенным и инкрустационным известнякам и конглобрекциям. Породы обычно неяснослоистые или грубослоистые, пористые и кавернозные, интенсивно перекристаллизованные. В них участками сохранились элементы теневых водорослевых, инкрустационных и обломочных структур. Главное породообразующее значение имеют разнообразные водоросли, образующие корковидные и лентовидные обрастания биокластового материала, колонии табулят, ругоз, скопления гастропод и обломков криноидей. Микроскопически различаются формы типа дазикладиевых водорослей, неопределимые сине-зеленые водоросли и пузырчатые *Renalcis*, из багряных — *Solenopora*, участками — скопления *Eocatenipora* [4]. Из единичного участка развития известковистых доломитов определены кондоноты *Belodina* cf. *compressa* (Br. et Mehl), *Panderodus unicastus* (Br. et Mehl), *P. gracilis* (Br. et Mehl), позднеордовикско-раннесилурийского возраста [336], а в массивных вышелоченных биогермных доломитах содержатся позднеелландоверийские брахиоподы *Harpidium* ex gr. *angustum* Poul [4]. Возраст сиратывисской толщи определяется в интервале поздний ашгилл—ранний силур.

Мощность сиратывисского массива предположительно составляет 650—700 м. Его границы с подстилающими и перекрывающими отложениями в пределах не обнажены; в юго-западном направлении, вдоль Енганэпэ он фациально замещается разновозрастными табаротинской и седьельской свитами, причем между ними предполагаются фациальные взаимопереходы по простиранию. Вдоль южной периклинали Енганэпэ на юго-восток происходит фациальный переход его к известняково-кремнистым отложениям нижнехаротской подсвиты, которая обнажена на р. Лек-Елец на юго-восточном склоне хр. Енганэпэ, и мощность рифогенных отложений в этом направлении соответственно сокращается.

Нияюский рифовый массив (S_{2nj}). Название предложено М. А. Шишкиным [511]. Данные образования развиты на северной и южной периклиналях Енганэпэйской брахиантиклинали, со стратотипическим разрезом в каньоне нижнего течения р. Нияю. Подробное описание и характеристика этого разреза произведены А. И. Антошкиной в 1981 г. В разрезе отложения расчленяются на лудловский и пржидольский ярусы [336]. Лудловский ярус (658 м) сложен в основном пористыми, криноидными доломитами с прослоями массивных, заключающие ракушняковые и биогермные банки, часто конглобрекчии. К пржидольскому ярусу условно отнесена толща (130 м) массивных доломитов с полидетритовыми и ракушняковыми банками. Они представляют собой образования отмельной тыловой зоны рифа. Доломиты обычно сильно перекристаллизованные, с мозаичным расположением зерен

разной крупности и в общем совершенно аналогичны рифогенным доломитам сиратывисской толщи.

Породы содержат многочисленные органические остатки, среди них: водоросли, гидроиды, строматопороидеи, табуляты, ругозы, мшанки, брахиоподы, криноидеи. Органогенные постройки сформированы главным образом различными водорослями — сине-зелеными и багряными *Solenopora*, с участием проблематических гидроидов *Fistullella variabilis* Sh, *F. undos* Sh., *Ikella vermicularis* Sh. Содержат обильный комплекс рифолюбов с многочисленными крупными пентамеридами родов *Conchidium* и *Brooksina*. Из руководящих форм фауны определены только брахиоподы лудлова: *Brooksina striata* Eichw., *B. tegularis* (Modz. et Sap.), *B. conjugula* Khod., *Conchidium enticlivatus* Sap., *Capellinella pirum* Khod. и др. [336, 241] и единичные формы, характерные для самых верхов силура *Atrypa marginalis* Dalm, *Schellwienella pecten* L. [241].

Мощность Нияюского рифового массива составляет от 400—450 м на юге Енганэпэ до 790 м на севере (в стратотипе). Верхняя его граница проводится по подошве конглобрекчий Большеусинского рифового массива. К востоку от Енганэпэ он фациально замещается харотской свитой, частью залегающей на ее нижнесилурийской толще, а в северо-западном направлении предполагается фациальный переход рифового массива к слоистым отложениям гердьюской и грбенской свит.

Большеусинский и лекъелецкий рифовые массивы нерасчлененные (*D₁bu—le*) объединяют рифогенные отложения нижнего девона в интервале лоховского—пражского ярусов, вдоль северной и южной периклиналей Енганэпэ. Картируются совместно ввиду слабой обнаженности образований по площади и неопределенностью границы между ними.

Большеусинский рифовый массив выделяется в объеме лоховского яруса. Название предложено М. А. Шишкиным [511]. Стратотип находится в каньоне р. Бол. Уса, выше устья р. Нияю, где он надстраивает вверх по разрезу образования Нияюского рифа. Здесь на верхнесилурийских доломитах залегают 20-метровая толща известняковых конглобрекчий. Многие обломки представлены строматопорово-водорослевыми рифогенными известняками. В них определены позднесилурийские ругозы, криноидеи и конодонты, в цементе — лоховские брахиоподы *Gypidula saumaensis* Khod., криноидеи *Hexacrinites*(?) cf. *dentatus* (Quenst.). Нарастивает разрез толща (более 150 м) кавернозных вторичных доломитов с реликтами водорослевых биогермов и инкрустационных текстур, содержащая также комплекс лоховских брахиопод *Gypidula saumaensis* Khod., *Cloridina perdecora* Khod., *C. toschemkaensis* Khod. и др. [240, 336]. Мощности большеусинского массива оценивается в 300—400 м. Границу с Лекъелецким рифовым массивом провести сложно вследствие сходства литологического состава.

Лекъелецкий рифовый массив обнажен хорошо лишь в стратотипическом разрезе на юго-востоке хр. Енганэпэ (р. Лек-Елец) и детально описан в литературе [240, 157, 255]. Представлен довольно однообразными доломитизированными известняками и вторичными доломитами, с фауной строматопорат, табулят, криноидей и брахиопод, пражского и раннеэмского возраста, среди которых: *Karpinskia conjugula* Tschern., *K. fedorovi* Tschern., *Carinatina arimaspas* (Eich.), *C. comata* (Barr.), *Eospirifer sergaensis* Khod., *Dentatrypa kolymensis* Nal., *Atrypa submala* Khod., *A. mala* Khod. и др.

[517]. Участками развиты конглобрекции, водорослевые и строматопоровые биогермы. В доломитах — многочисленные инкрустации. Мощность Лекъелецкого рифа в стратотипе достигает 1200 м. В северо-западном направлении идет быстрое сокращение мощности рифогенных отложений и замещение их на плитчатые доломиты шельфовой лагуны (бетьюская серия), а в юго-восточном — фациальный переход к известнякам верхнехаротской под-свиты.

Общая мощность нерасчлененного литокомплекса с учетом латеральной миграции более 1000 м.

Енганэяхинский рифовый массив (D_1ej) расположен на восточном крыле Енганэпэйской брахиантиклинали. Данные рифовые образования нижней части эмса (такатинский и вязовский горизонты) впервые были названы енганэяхинской толщей А. П. Прямоносным в 2001 г. [467]. Рифогенный разрез, отвечающий зоне рифового ядра и отчасти передовому склону, обнажен на руч. Естовис и р. Нияю, где представлен мощной толщей массивных биогермных известняков, где каркасообразующими являются водоросли, колониальные кораллы, строматопораты, криноидеи, а также известняками плитчатыми с прослоями амфипоровых разностей, массивными органогенно-обломочными известняками, участками с известняковыми конглобрекциями. Определения фаунистических остатков, среди которых *Astrictophyllum* cf. *massivus* Swoshk., *Karpinskia* cf. *conjugula* Tschern., конодонты *Polygnathus foveolatus* Phil. et Jaks., *Spathognathodus steinchornensis steinchornensis* Zieg. однозначно указывают на ранне-среднеэмский ее возраст [336, 250]. Мощность отложений в разрезе р. Нияю 380—400 м. В западном направлении они фациально переходят в зарифовые отложения вучвожской свиты, а восточном — фациально замещаются нижней частью разреза лекъелецкой свиты, с отложениями которой наблюдается переслаивание рифовых известняков в разрезе р. Нияю. Перекрываются предположительно отложениями шервожской свиты или по надвигу образованиями лекъелецкой свиты. Верхняя граница с естовисской толщей не обнажена.

Большеусинский, лекъелецкий и енганэяхинский рифовые массивы нерасчлененные ($D_1bu—ej$) показаны на карте на северной периклинали Енганэпэ вследствие недостаточной обнаженности, особенно енганэяхинской составляющей картируемого литокомплекса. Предполагается, что состав и мощности отложений в основном близки к вышеописанным.

Лемвинский рифовый массив (D_1lm). Выделен А. К. Афанасьевым в 1986 г. [282] на р. Лемва. Сложен различными типами карбонатных пород, большей частью массивного облика: светлыми водорослевыми известняками, доломитизированными известняковыми гравелитами и конглобрекциями, вторичными доломитами. Большая часть рифа полностью доломитизирована, лишь изредка наблюдаются полутеневые водорослевые структуры. На сохранившихся участках первичных структур наблюдаются фрагменты крупных биогермов, сложенных серыми фистулелловыми известняками с обильными инкрустационными текстурами. В межбиогермных пространствах отмечаются слоистые органогенно-обломочные доломиты, представляющие собой шлейфовую фазию. Широко развиты крупные онколиты. Основными рифостроителями являлись различные водоросли и проблематичные гидроиды *Fistullella*, в меньшей степени — колониальные кораллы, в частности

Stylopleura. Среди рифолюбов широко представлены брахиоподы, различные 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* (Khold.), *Karpinskia conjugula* Tschern., *K. fedorovi* Tschern., *Lyrielasma* ex gr. *petschorense* (Soshk.), *Pseudoamplexus* ex gr. *subbrevis* Schnur. и др.

Мощность рифового массива до 600 м. Нижняя граница массива не обнажена, верхняя проводится по подошве песчаников надотамылькской свиты. Предполагаются фациальные соотношения рифа на западе с овинпармской свитой и бетьюской серией, на востоке — с нижедевонской частью харотской свиты.

Естовисская толща (D_{1-2} es) выделена М. А. Шишкиным [511]. Включает рифогенные образования позднего эмса—живета Лекъбелецко-Нияюского района, вскрывающиеся по руч. Естовис и р. Елец.

На руч. Естовис развиты образования рифового ядра, представленные преимущественно светлыми массивными водорослевыми и инкрустационными известняками. Отмечаются участки, сложенные колониальными кораллами и криноидные заросли, частично захороненные в положении роста. Этим же автором на основании фауны здесь выделены отложения эйфеля и живета. На южной периклинали Енганэпэ образования толщи присутствуют в тектоническом клине вдоль контакта с пластиной Западно-лемвинского покрова, вскрываясь на р. Елец. Представлены светло-серыми массивными водорослевыми перекристаллизованными известняками с типичными позднеэмскими брахиоподами и ругозами, сменяющимися вверх по разрезу детритовыми и окремненными пелитоморфными известняками, содержащими фауну эйфеля—живета [336].

Из фаунистических остатков со всех выходов толщи определены табуляты *Thamnopora* cf. *polyfarata* (Schloth), *Th. reticulata* (de Blain), *Acanthophyllum* ex gr. *heterophyllum* Soshk., [241, 308], криноидеи *Cupressocrinites*(?) cf. *crassus* Gold., *C.*(?) cf. *digitiformis* Milic. и конодонты *Polygnathus linguiformis bultyncki* Wedd., *Po. angusticostatus* Witt., *Po. angustipennatus* Bisch. et Zieg., *Po.* ex gr. *costatus* Klapp. и др.

Общая мощность рифогенных отложений более 350 м. Согласно контакту с подстилающими и перекрывающимися образованиями не обнажены.

Надотамылькская свита (D_{1-2} nd) развита в Балбаньюском районе от р. Надота на западе до хр. Тисваиз на востоке. Впервые и в довольно узком объеме (лишь самые верхи среднедевонского разреза) свита была выделена А. В. Хабаковым в 1947 г., с названием по возвышенности Надотамыльк. Впоследствии ее объем был расширен за счет присоединения нижедевонских толщ хр. Тисваиз [426]. Представляет собой мощную терригенную линзу склоновых образований, сформировавшуюся в эпоху деструкции части мелкого шельфа в раннем эмсе. В связи с этим является единым связующим литокомплексом для пограничных отложений Бельско-Елецкой и Зилаиро-Лемвинской СФЗ. Представлена переслаивающимися пачками 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 свиты: запад-

ный и восточный. В пределах Балбаньюского района Иргизлинско-Карской подзоны развит западный тип разреза свиты, которая на западе частично вклинивается и в разрез Михайловско-Вайгачской подзоны.

Наиболее полно надотамыльская свита представлена в опорном разрезе на руч. Матяшор. В верхах разреза здесь содержатся пачки песчаных и детритовых известняков, песчаники нередко известковистые, и, кроме того, повсеместно присутствуют мелкие конкреционные линзы глинисто-кремнистого состава. В породах содержатся брахиоподы *Ivdelina ivdelensis* (K h o d.), *Carinatina arimaspa* E i c h w., *Karpinskia fedorovi* T s c h e r n, *Atrypa zonata* S c h n u r., *Leiorhynchus kellogi* H a l l. и др., ругозы *Barrandeophyllum cantabricum* K u l l., конодонты *Polygnathus serotinus* T e l f., *Po. patulus* K l a p p. и др. [183, 282, 515], характерные для интервала нижний эмс, такатинский горизонт—эйфель, афонинский горизонт. Нижний возрастной предел свиты определяется ранним эмсом по залеганию на Лемвинском рифовом массиве, верхи которого содержат раннеэмскую фауну.

Верхняя граница на западе с ярнеймусюрской свитой скользящая (в связи с поступательным выдвиганием ярнеймусюрской свиты на восток) от подошвы койвенского горизонта в верховьях р. Бол. Надота до кровли афонинского горизонта на руч. Матяшор. В нижнем течении Бол. Надоты верхняя граница проходит уже в подошве матяшорской толщи и по кровле чешского горизонта, на что указывают конодонты зоны «*hermanni-cristatus*» в надотамыльской свите [282, 515]. Мощность надотамыльской свиты в западном типе ее разреза от 500 до 950 м.

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА, СРЕДНИЙ ОТДЕЛ— КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Большеелецкая толща (D₃be). Название предложено М. А. Шишкиным [511] для рифогенных отложений франского яруса Лекъелецко-Нияюского района. Данные образования распространены на р. Бол. Уса, руч. Естовис и на южном замыкании Енганепэйской антиклинали по р. Бол. Елец. Один из полных разрезов толщи вскрыт буровым профилем вдоль руч. Юнковож на крайнем юго-западе Енганепэйской антиклинали.

Собственно рифогенные разрезы, отвечающие зоне рифового ядра, установлены на руч. Естовис и на р. Бол. Елец в районе ст. Береговая. Они представлены светло-серыми каркасно-водорослевыми известняками с инкрустациями, массивными онколитовыми известняками и вторичными доломитами по ним. Отсюда определены строматопороидеи *Amphipora* ex gr. *rudis* L. и *Clathrodiction katavensis* R i a b., конодонты *Polygnathus timanicus* O v n a t., *Po. foliatus* B r y a n t, *Palmatolepis gigas* M i l l. et J o u n g., *Pa. suberecta* M i l l. et J o u n g. и др., характерные для верхов доманиковского—мендымского горизонтов [241, 336]. Оценка мощности отложений достаточно затруднительна из-за пологого залегания на периклинали и неравномерной обнаженности.

Отложения передового склона установлены в скважинах на руч. Юнковож. В нижней части они представлены углистыми вторичными доломитами, известняками с желваками черных кремней, углисто-глинистыми известняками с пачкой известняковых конглобрекций, заключающей саргаевские ко-

нодонты *Polygnathus* cf. *breviliaminiformis* Ovnat. и др. Весь вышезалегающий разрез представлен переслаиванием пачек и отдельных пластов известняковых гравелитов и конглобрекчий с серыми микрослоистыми известняками. Охарактеризован многочисленными конодонтами верхов доманикового—мендымского горизонтов *Palmatolepis gigas* Mill. et Joung., *Pa. hassi* Mill. et Mull., *Pa. punctata* Hinde, *Pa. suberecta* Mill. et Joung и др. Аналогичный разрез описан Г.А. Черновым [241] к юго-востоку на р. Бол. Елец. Мощность разреза данного типа превышает 430 м. Границы с подстилающими и перекрывающими отложениями не наблюдались.

Выльсхановейская толща (D_3vh). Как самостоятельное подразделение закартирована на южной периклинали Енганэпэ и объединяет рифогенные образования фамена [511, 249]. Опорный ее разрез находится на р. Бол. Елец и представлен мощной толщей светло-серых и серых тонко-мелкозернистых известняков, часто доломитизированных, с пластами водорослевых известняков. Тонкозернистые известняки характеризуются слоистой текстурой, обусловленной тонким чередованием слоев микро и тонкозернистого строения (ламиниты). Водорослевые известняки обычно толстослоистые, содержащие водоросли шаровидной формы. Из фаунистических остатков определены брахиоподы *Camarotoechia panderi* S. et M., *Cyrtospirifer* aff. *murchisonianus* (Kon.), *C.* cf. *archiaci* Murch., *C. julii* (Deh.), *Productella* cf. *herminae* Fresch. и др. [336, 157], датирующие возраст толщи фаменом.

Мощность оценивается более 280 м. Граница с подстилающими отложениями большеелецкой толщи не обнажена; перекрывающие отложения не известны. По линии Вучвожского надвига толща тектонически перекрыта образованиями лекъелецкой свиты. По простиранию, в северо-западном и северо-восточном направлении выльсхановейская толща сменяется «бахромчатой» толщей.

Большеелецкая и выльсхановейская толщи нерасчлененные (D_3be-vh) закартированы совместно ввиду недостаточной обнаженности на северной периклинали Енганэпэ и руч. Естовис. Предполагается, что состав и мощности отложений в основном близки к вышеописанным.

Матяшорская толща (D_3mt) распространена в Балбаньюском районе, протягиваясь полосой от р. Бол. Надота к северу до верховьев р. Бол. Инта. Включает рифогенные отложения франского яруса в этом районе [511, 515]. Наиболее полно обнажена в опорном разрезе на руч. Матяшор. Сложена 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 единичных прослоях массовые скопления. Из средней части толщи определены брахиоподы *Atrypa uralica* NaI., *Hypothyridina* cf. *cuboides* Sow., *Levigatella* sp., из верхней — конодонты доманикового—низов мендымского горизонтов *Palmatolepis hassi* Mull., *Polygnathus decorosus* Stauff., *Icriodus nodosus* (Huddle), [282, 515]. Разрез матяшорской толщи, на руч. Матяшор по массовому развитию ветвистых амфипор относится к тыловой зоне позднедевонского Матяшорского рифового комплекса [516]. Образования рифового ядра, представленные водорослевыми инкрустационными известняками, вскрываются в ряде карсто-

вых воронок на правобережье р. Бол. Надота, к западу от горы Олыся, а также установлены в нижней части ее склона, где охарактеризованы франскими конодонтами *Polygnathus decorosus*, *Mezotaxis falsiovalis* и др. [515].

Мощность маташорской толщи 350—400 м. Залегает на отложениях чеславского горизонта в составе ярениймусюрской свиты, верхняя граница толщи проводится по появлению в разрезе (р. Бол. Надота) олитовых разностей известняков большенадотинской толщи. К северу и северо-западу маташорская толща фациально замещается кедзыдшорской и воротской свитами сывьюской серии.

Большенадотинская толща (D_3-C_1bn) имеет ограниченное распространение в районе среднего течения р. Бол. Надота и слагает оолитовую мегабанку фаменско-турнейского возраста [511, 515]. Опорный разрез — по ручьям Маташор и Северный. Толща сложена главным образом серыми массивными оолитовыми известняками. Известняки состоят на 85% из оолитов, сложенных микрозернистым кальцитом с ядром, выполненным кальцитом или органическими остатками, детритом. В верхней части толщи развиты прослои известняковых гравелитов. Очевидно, что толща формировалась в мелководных условиях с высокой гидродинамикой среды и интерпретируется как «Большенадотинская оолитовая мегабанка» [516]. В толще содержатся фораминиферы фаменского и турнейского возраста [282]: *Quasiendothyra konensis* Le b., *Q. communis* (R a u s.), *Septatourmayella rauserae* Lip., *Bisphaera malevkenensis* V i r., *Tournayellina vulgaris* Lip., *Parathuramina cushmani* S u l. и др.

Мощность толщи 400 м. Верхняя ее граница проводится по появлению известняковых конглобрекций с фауной позднего визе, которые ложатся с размывом на турнейские отложения большенадотинской толщи. В северном и северо-западном направлениях происходит фациальное замещение большенадотинской толщи осадками верхней части сывьюской серии.

Образования нижнего визе в пределах Иргизлинско-Карской подзоны, по-видимому, не накапливались или были размыты.

Риф Олыся (C_1ol) выделен А. И. Елисеевым с названием по горе Олыся в районе р. Бол. Надота [74]. В отличие от автора, считавшего рифом только водорослевые и обломочные известняки, слагающие гору, нами в рифовый комплекс включены также и отмельные околорифовые образования: гравелиты, брекчии и конглобрекчии, развитые выше по реке. Наблюдаемые размеры рифа 2×4 км. Известняки рифового ядра массивные, светло-серой, или кремво-серой окраски. Чередуются разности различной структуры — биоморфные, органогенно-детритовые, обломочные известняки, тесно связанные друг с другом. Главную рифостроящую роль играют 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 обломочных пород: известняковых мелкообломочных брекчий, гравелитов и песчаников, а также детритовых и оолитовых известняков. Местами они преобладают над биогермными известняками. Известняковые брекчии к западу от рифа крупнообломочные, обломки представлены биогермными известняками. Возраст отложений на основании гониатитов, фораминифер и брахиопод определяется как поздневизейско-серпуховский. Отсюда определены: *Goniaties creniflactus* M. B o g o s l., *G. shimanskyi* M. B o g o s l., *Asteroarchaediscus baschkiricus* K r e s t. e t T h e o d., *Endothyra-*

nopsis crassus (Brady), *Earlandia vulgaris* (Raus et Reitl.), *Echinoconchus subelegans* (Thom.), *Striatifera striata* (Fisch.) и др. [74, 510].

Мощность рифа Олыся более 400 м. Нижняя граница в районе горы Олыся тектоническая; выше по реке околорифовые конглобрекции с размытым залегают на известняках большенадотинской толщи. Верхняя граница также тектоническая.

Средний—верхний карбон в Балбаньюском районе не обнажен. В Лекъ-елецко-Нияюском районе каменноугольные рифовые и отмельные фации внешнего края карбонатной платформы также в современном эрозионном срезе не установлены.

Зилаиро-Лемвинская СФЗ

В современной структуре в пределах листа протягивается в виде прерывистой полосы аллохтонов и паравтохтонов вдоль западного склона Урала от северной рамки до южной. Западная ее граница с образованиями Бельско-Елецкой СФЗ преимущественно проходит по линиям крупных надвигов. Однако в паравтохтонах нередко сохранились и фациальные взаимопереходы. Восточная граница проходит по линии ГУН. Внутреннее строение зоны крайне сложное ввиду широкого развития покровно-надвиговых дислокаций. Однако по особенностям строения выделяется ряд фациальных типов разреза, характеризующих в прошлом различные участки бассейна седиментации, которые можно рассматривать в ранге фациальных подзон. В границах листа выделяются Западнолемвинская, Восточнолемвинская, Лагортинская и Присалатимская подзоны.

Западнолемвинская подзона

Занимает территорию от верховьев р. Кара на севере до верховий р. Лемва на юге. С запада непосредственно примыкает к образованиям Иргизлинско-Карской подзоны Бельско-Елецкой СФЗ. По условиям образования осадки Западнолемвинской подзоны являются относительно глубоководными образованиями, либо занимают промежуточное положение между ними и мелководно-шельфовыми образованиями. В современной структуре образования Западнолемвинской подзоны находятся в составе самостоятельных структурно-тектонических единиц: Карско-Нярминского, Верхнелемвинского паравтохтонов и отчасти в составе собственно Лемвинского аллохтона. Ниже характеризуются основные картируемые литокомплексы, выделяемые в составе подзоны для тех же возрастных срезов, которые использованы при описании Бельско-Елецкой СФЗ.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ КЕМБРИЙСКОЙ СИСТЕМЫ— ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ ОРДОВИКСКОЙ СИСТЕМЫ

В основании большинства разрезов Западнолемвинской подзоны располагаются отложения верхнего кембрия—нижнего ордовика, представленные в Елецких фациях. На севере — это отложения манитаньрдской серии (хреб-

ты Енганэпэ, Манитанырд, увалы Качамыльк), на юге — обеизская и саледская свиты (хр. Росомаха). Исключение составляет район р. Пага.

Пагатинская, кибатинская и качамылькская свиты нерасчлененные ($O_{pt-k\check{c}}$) развиты в эрозионно-тектонических окнах в бассейне р. Пага. Первые две свиты впервые выделены К. П. Евсеевым [349]. Они выделяются на фоне других отложений Лемвинской зоны за счет того, что содержат глауконит и довольно богатую нижнеордовикскую фауну. Отложения качамылькской свиты были установлены здесь Н. В. Лютиковым [417].

Пагатинская свита сложена серовато-зелеными глауконитовыми полевошпат-кварцевыми песчаниками и алевролитами с прослоями гравийных разностей. Среди них содержатся сильно известковые прослои с обильной фауной брахиопод («ракушняки») и трилобитов раннетремадокского возраста. Поэтому свита отнесена к нижнему тремадоку. Однако не исключено, что самые нижние ее слои заходят в верхний кембрий. Наблюдается постепенный переход от грубозернистых глауконитовых песчаников к известнякам петельчатого облика. Мощность свиты более 100 м, подстилающие отложения неизвестны.

Кибатинская свита содержит зеленовато-серые пелитоморфные, редко кристаллически-зернистые известняки (почти постоянно содержащие единичные зерна глауконита), переслаивающиеся иногда с зеленовато-серыми, известковыми алевритистыми сланцами, глинистыми алевролитами. Нередко известняки имеют хорошо выраженную конгломератовидную или отчетливо петельчатую текстуру. Почти повсюду известняки содержат створки моллюсков. Фаунистические датировки (брахиоподы, конодонты), полученные из известняковых прослоев нижних горизонтов свиты указывают либо на самые верхи тремадока, либо на аргенигский возраст [318, 314, 105]. Выше по разрезу петельчатые известняки содержат конодонты аренига. Видимая мощность свиты примерно 230 м. Предполагается согласное налегание на охарактеризованные отложения пород качамылькской свиты, имеющей очень схожий вещественный состав.

Качамылькская свита сложена известковыми алевролитами с прослоями петельчатых известняков с конодонтами среднего ордовика [105]. Мощность более 900 м. Общая мощность нерасчлененного литокомплекса в районе более 1200 м.

Молюдмусюрская свита ($O_{1-2}md$) выделена В.Н. Гессе (1962 г.). Слагает Молюдмусюрскую тектоническую пластину Лемвинского аллохтона. Представлена красноцветными и серо-зелеными, часто гематитсодержащими кварцевыми и олигомиктовыми песчаниками и в меньшем количестве филлитовидными и альбит-хлорит-актинолитовыми сланцами с прослоями metabазальтов, метариолитов и метадацитов. В основании полимиктовые метагравелиты, метаконгломераты и туфографелиты. В разные годы свита помещалась то в докембрий, то стратиграфически ниже копельской (в современной трактовке молюдвожской) свиты, то выше нее. О. А. Кондяином отнесена к верхнему венду [56]. Н. В. Лютиковым (Лютиков, раб. материалы) включена в качестве особой толщи в составе погурейской свиты. Б. Я. Дембовским отложения свиты из-за внешнего сходства по литологии и наличию стратиформного медного с серебром оруденения относились к манитанырдской серии и рассматривались в качестве эрозионно-тектонического окна елецких фаций. Б. Я. Дембовским обоснован также и ордовикский возраст свиты. Из песчаников Л. Н. Ильченко определен комплекс ордовик-

ских микрофоссилий: *Lophoshaeridium obtusatum* Tim., *Trachysphaeridium otteni-
atum* Tim., *Tilosphaeridium unduratum* Tim., *Baltisphaeridium bifurcatum* Eis.
и др. [67]. На руч. Тумбаловавож из известковых алевролитов верхов раз-
реза Б. Я. Дембовским собраны конодонты, брахиоподы и криноидеи низов
среднего ордовика *Limbimurina* ex gr. *insucta* Cooper, *Hesperortis* sp., *Laticura*
ex gr. *inconstans* Williams, *Hemicosmites vajgatschensis* Yelt. et Stak и др.
[338]. В то же время тектонический блок с моллюдмусюрской свитой, несом-
ненно, находится в составе аллохтона и, таким образом, ее фациальную при-
роду до сих пор нельзя считать окончательно установленной. Мощность до
720 м.

ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА. СРЕДНИЙ—ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Качамылькская свита ($O_{2-3}k\check{c}$). Выделена К.Г. Войновским-Кри-
гером в 1945 г. [24] по возвышенности Качамыльк. Распространена в Харот-
ско-Нияюском и Хайминско-Пагинском районах, где обычно участвует в
составе западных покровов Лемвинского аллохтона, а также слагает основан-
ие Карско-Нярминского паравтохтона. Район увалов Качамыльк является
стратотипическим для качамылькской свиты, однако наиболее представи-
тельные ее разрезы известны в бассейне р. Хайма, среднем течении р. Харота
и Грубеинском эрозионном окне. В целом свита представлена глинистыми
известняками петельчатыми и плитчатыми, местами с кремнями, алевроли-
тами, кварцитовидными песчаниками, реже кремнисто-глинистыми сланца-
ми и охарактеризована остатками фауны среднего и позднего ордовика.
Наиболее подробно изучена в пределах Парнокского месторождения железо-
марганцевых руд, где является рудовмещающей [510, 246], а также в буровых
скважинах на Качамылькской площади [512]. Разрез свиты с учетом всех
данных представляется отчетливо трехчленным, в ее составе выделяются три
подсвиты с собственными названиями.

Нижнекачамылькская (покойникшорская) подсвита (более 200 м) сло-
жена серо- и табачно-зелеными известковистыми песчаниками и алевроли-
тами с линзами и прослоями петельчатых (или ребристых) песчаных мраморизованных известняков. Отсюда определен лланвирнский комплекс фау-
ны [510, 147].

Среднекачамылькская (пачешорская) подсвита (450—500 м) сложена мо-
нотонной полосчатой толщей зеленовато-серых и табачно-зеленых известко-
вистых сланцев и алевролитов с линзами белых мраморизованных и тонкопе-
тельчатых глинистых известняков, известковистых песчаников и тонкодетрито-
вых песчаных известняков. Известковистые алевролиты наиболее характерны
в ее составе. Состав фауны также лланвирнского возраста [510].

Верхнекачамылькская (парнокская) подсвита (250—300 м) сложена пре-
имущественно темно-серыми алевролитистыми детритовыми известняками с ха-
рактерной «петельчатой» текстурой, с пачками углисто-глинисто-известкови-
стых сланцев и черных углистых известняков в верхах. В районе Парнокского
месторождения в кровле верхней подсвиты развиты марганцевистые пелито-
морфные известняки с прослоями карбонатных марганцевых руд. Возраст
подсвиты по фауне установлен в интервале верхи лланвирна—ашгилл [510,
147].

В Карско-Нярминском районе качамылькская свита представлена довольно протяженными разрезами в каньоне верхнего течения р. Кара. Разрез представлен в серии тектонических чешуй, его основание не вскрыто. Здесь в составе свиты также выделяются три толщи, хорошо охарактеризованные фауной [250].

В целом по районам распространения свиты в ней собраны брахиоподы, трилобиты, криноидеи, мшанки, остракоды, конодонты, среди которых определены: *Archaeorthis convexus* V. Bogoyavl., *Rugostrophia explikata* V. Bogoyavl., *Lycophoria* cf. *globosa* (Eichwald), *Triplesia krotovi* (Tschern.), *Pliomera fischeri* (Eich.), *Nileus peculiaris* Ancig., *Asterocrinus munsteri* Eich., *Pentagonocyclicus* ex gr. *monile* (Eichw), *Periodon* cf. *aculeatus* (Hadding), *Pygodus anserinus* (Lamont et Lind.), *P. serra* Hadding., *Amorphodnathus tvaerensys* Berg., *Ambalodus triangularis* Brans. et Mehl, *Belodina compressa* Branson et Mehl и мн. др. [512, 246, 147, 247].

Образования качамылькской свиты подстилаются терригенными отложениями манитанырдской серии нижнего ордовика, граница с которой носит характер постепенного перехода и в большинстве районов не вскрыта. Верхняя граница с харотской свитой проводится по подошве черных углисто-кремнистых сланцев и обычно тектонизирована. Общая мощность качамылькской свиты 1000—1200 м.

СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ— ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Харотская свита (S—D_{1hr}) выделена К. Г. Войновским-Кригером [318] с названием по р. Харота, притоку р. Бол. Елец. Является самой характерной свитой лемвинского комплекса, была много изучаема и описана в литературе: [25, 314, 183, 244, 515, 517 и др.]. В общих чертах представлена черносланцевыми отложениями (фтаныты, кремнистые, углисто-глинистые, фосфатные сланцы) с прослоями петельчатых и плитчатых известняков, количество которых по районам различно. Стратотип свиты сборный. Опорные разрезы отдельных частей свиты находятся на реках Лемва, Харута, Харота. Характеризуется тремя типами разрезов: западным, центральным и восточным, обусловленным первичной латеральной зональностью в Лемвинской зоне. В Западнолемвинской подзоне развиты западный и центральный типы разрезов, причем в автохтонном и аллохтонном залегании. В качестве самостоятельного подразделения в масштабе карты харотская свита закартирована в автохтоне вдоль восточного крыла антиклинали Енганэпэ (фактически внутри Лекьелецко-Нияюского района Иргизлинско-Карской подзоны), в паравтохтоне — в Верхнелемвинском и Пайпудыньском районах (в последнем присутствует только нижняя подсвита), в аллохтоне — в Хайминско-Пагинском районе. В Карско-Нярминском и Лекьелецко-Нияюском районах в масштабе карты картируется объединенной с ковожской свитой.

Вдоль восточного крыла антиклинали Енганэпэ картируется наиболее западный тип разреза харотской свиты и наблюдаются фациальные взаимопереходы к разновозрастным рифогенным осадкам. Наиболее представительный разрез данных образований описан нами [336] на р. Лек-Елец. Здесь на доломитах с кремнями верхнего ордовика залегает толща (141 м) углисто-

глинисто-кремнистых сланцев с прослоями черных пелитоморфных и детритово-шламовых известняков. В сланцах найдены отпечатки граптолитов *Monoclimacis* sp., *Monograptus* sp. (ранний силур, вероятно, поздний лландовери, по заключению Т. Н. Корень). Из известняковых прослоев В.С. Милицвиной определены раннесилурийские криноидеи: *Apertocrinus* cf. *apertus* Yelt. et Stuk. Выше залегает толща (56 м) криноидных калькаренигов с градиационной слоистостью, прослоями углисто-глинистых сланцев и пластом (7 м) известняковых брекчий. В. А. Наседкиной из известняков определены многочисленные лудловские конодонты: *Polygnathoides siluricus* Br. et Mehl, *Spatihognathodus excavata excavata* Br. et Mehl, *Sp. inclinatus inclinatus* Walliser и др., из сланцев — граптолиты *Pristiograptus* sp. Выше залегает толща (более 130 м) алевритистых известняков с характерным «петельчатым» и «ребристо-петельчатым» обликом выветрелой поверхности, тонкими прослоями шламово-детритовых криноидных известняков и пластом (1,2 м) известняковых брекчий. Повсеместно в известняках богатый комплекс конодонтов и криноидей лудловского яруса, аналогичный приведенному. Пржидольская—лоховская часть разреза не обнажена. Выше по разрезу наблюдается перекрытие данных образований проградирующим Лекъелецким рифом пражского возраста. Отложения пражского яруса, формировавшиеся к востоку от него, обнажены фрагментарно в среднем течении р. Нияю, где они представлены 60 м толщей светло-серых «петельчатых» птероподовых известняков с типичными пражскими конодонтами: *Polygnathus dehiscens* Phil. et Jak., *Po.* cf. *pirenae* Voersma и др., которые перекрываются алевросланцевыми отложениями лекъелецкой подсвиты. Общая мощность харотской свиты в этом типе разреза более 400 м.

В Верхнелемвинском районе харотская свита входит в состав одноименного паравтохтона. Развита по берегам р. Кожым выше устья р. Балбанью, по руч. Бадьяшор в Кожымско-Лемвинском междуречье. Здесь также имеются фациальные отличия, выраженные присутствием в низах свиты черных микроплойчатых известняков, со слойками слюдисто-кварцевых сланцев, филлитовидных сланцев и реже — песчаных и глинистых (мергели) известняков. Эти отложения ранее М. А. Шишкиным [511, 515] выделялись, как устьбалбаньюская толща. Мощность 450 м. Перекрывается надотамыльской свитой, граница с которой проводится по появлению черных кварцевых песчаников. В западном направлении предполагается быстрый фациальный переход к образованиям Балбаньюского и Лемвинского рифовых массивов.

В Хайминско-Пагинском районе харотская свита распространена в составе западных пластин Лемвинского аллохтона, с разрезами по р. Бол. Хайма, Парнокаю, Харута, Прав. Грубею, Воргавож, Колокольня, Няньворгавож и др. В составе свиты здесь отчетливо выделяются две толщи (подсвиты): нижнехаротская (черносланцевая) и верхнехаротская (сланцево-известняковая). Нижняя (100—200 м) сложена преимущественно черными плитчатыми и массивными фтанитами, углисто-глинисто-кремнистыми сланцами с редкими тонкими прослоями углистых детритовых известняков. Отдельные разности углисто-кремнистых сланцев являются фосфатосодержащими (до 5—7%). Охватывает стратиграфический интервал от нижнего лландовери по нижний лудлов и охарактеризована граптолитами зон «gregarius», «sedwickii», «spiralis», «testis» [314, 510, 244]. Верхняя подсвита (от 45—60 до 90—100 м) сложена тонкослоистыми углисто-кремнистыми и углисто-глинистыми слан-

цами, с прослоями и пачками серых петельчатых известняков. Охватывает диапазон от верхов лудлова до низов эмса и охарактеризована конодонтами местных зон «*Ozarkodina excavata*», «*Kockelella variabilis*», «*Polygnathoides siluricus*», «*Oz. eosteinhornensis*», «*Ancyrodelloides transians*», «*Pedavis pesavis*», «*Pandorinellina miae*», «*Polygnathus dehiscens*» (Колесник, 1994). Широкое развитие карбонатных пачек — основная особенность разрезов западного типа харотской свиты. Самая верхняя в разрезе нижнедевонская пачка птероподовых известняков является маркирующим горизонтом свиты для всей Лемвинской зоны. Соотношения с подстилающими образованиями, как правило, тектонические. Верхняя граница в Хайминско-Пагинском районе проводится по появлению в разрезе черных кварцитовидных песчаников пагинской свиты.

Нижнехаротская подсвита (S_1hr) картируется в виде самостоятельного подразделения в Пайпудынском районе в полосе Пограничного проявления фосфоритов, а также вскрыта скважинами под отложениями пайпудынской свиты на Софроновском месторождении и Дьявольском проявлениях фосфоритов. Сложена сланцами углисто-глинистыми, углисто-кремнистыми с прослоями бедных микрозернистых фосфоритов и глинистых известняков. Полярноуральскими геологами выделяется под названием продуктивной толщи и обычно ошибочно относится к верхнему ордовику. Однако по внешним признакам и фосфатонности — это несомненно фрагменты разреза харотской свиты, перекрытые проградирующими краями Пайпудынской карбонатной мегабанки. Фаунистические остатки не установлены. Мощность 150—200 м.

Харотская и косвожская свиты нерасчлененные (S_1-D_2hr-kv). В условиях тектонического расслоения всего палеозойского разреза обе свиты образуют единый смятый пакет, вследствие чего они картируются совместно в Карско-Нярминском и Харотско-Нияюском районах. Образования данного литокомплекса развиты вдоль восточного борта Нияюской депрессии, в южных предгорьях хр. Манита-Нырды, и далее прерывистой полосой протягиваются на юго-запад вдоль долины р. Харота к увалам Качамыльк и до р. Лев. Кечьпель. На севере листа они входят в состав Карско-Нярминского паравтохтона.

Харотская свита также делится на две подсвиты, аналогично описанным выше, для Хайминско-Пагинского района, но в целом разрез характеризуется большим развитием известняков (микрослоистых, ленточно-слоистых, черных пелитоморфных, петельчатых). Нижняя подсвита (150—180 м) сложена черными плитчатыми фтанитами, углисто-кремнистыми и углисто-глинистыми сланцами с линзами и прослоями темно-серых, черных известняков. Фаунистически охарактеризована позднелландоверийскими и лудловскими граптолитами: *Oktavites spiralis* (Gein.), *Stromatograptus grandis* Suess, *Monograptus priodon* (Bronn.), *M. pandus* (Lapw.), *Pristiograptus* sp., *Bohemograptus* sp., *Neodiversograptus* sp. и др. [336]. Верхняя подсвита (50—80 м) включает в себя петельчатые и тонкослойные известняки, содержащие редкие пачки и прослои глинистых и углисто-глинисто-кремнистых сланцев. Позднесилурийский возраст низов подсвиты обоснован находками граптолитов лудлова и позднего пржидолия в сланцевых прослоях среди известняков на р. Харота: *Monograptus dibiens* Suess., *M. chudobine* Tschern., *Pristiograptus ludlowensis* Bouc., *P. gertrudae* Kor., *P. transgrediens* (Pern.) и конодонтов позднего силура в петельчатых известняках: *Spathognathodus inclinatus inflatus* Rhod.

Верхняя часть подсвиты имеет раннедевонский (лохковско-раннеэмский) возраст, что обосновано находками конодонтов *Polygnathus dehiscens* Phil. et Jaks., *Spathognathodus miae* Bult., *Sp. ex gr. steinchornensis* Zieg., *Ozarkodina typica denckmanni* Zieg. и тентакулит в петельчатых известняках [336].

В Карско-Нярминском районе харотская свита наиболее полно представлена в бассейне р. Кара. Низы разреза здесь «съедены» тектоникой и представлены, по-видимому, как и везде, углисто-кремнистыми сланцами. Далее в разрезе свиты выделяются четыре пачки, сложенные: черными углисто-кремнисто-глинистыми сланцами с прослоями черных известняков и содержащие граптолиты венлока [245] (> 40 м); серыми детритовыми петельчатыми известняками с многочисленными ортоцератами и конодонтами, с редкими прослоями углистых известняков (75—85 м); петельчатыми детритовыми известняками с переслаивающимися с черными углисто-кремнисто-глинистыми сланцами (35—40 м); типичными серыми петельчатыми известняками с многочисленными тентакулитами и конодонтами раннего девона (25—30 м). Общая наблюдаемая мощность разреза харотской свиты на р. Кара не более 160—180 м. Граница с косвожской свитой в разрезе проводится по появлению малиновых или зеленых филлитовидных сланцев.

Косвожская свита была выделена В.Ф. Петровым [313] по руч. Косвож на юго-западе Енганэпэ. Сложена малиновыми, зелеными и серыми филлитовидными птероподовыми сланцами и алевросланцами, содержащими в низах разреза прослои тонкопетельчатых и тонкослоистых известняков (или многочисленные линзочки конкреционных карбонатов) и вишневые кремнистые сланцы. В этом же направлении увеличивается кремнистость разреза. В северо-западном направлении образования косвожской свиты замещаются одновозрастными образованиями лекъелецкой свиты, однако непосредственные фациальные взаимопереходы не наблюдались. Перекрывается няньворгинской свитой; контакт повсюду, где он наблюдался, тектонизирован.

Раннедевонский возраст свиты определяется тентакулитами *Nowakia* ex gr. *barrandei* В.-Р., *N. cf. elegans* Вагг., *Styliolina* ex gr. *nucleata* (Кагр.) и др. и конодонтами эмса: *Polygnathus foveolatus* Phil. et Jaks., *Po. linguiformis linguiformis* Hinde, *Po. serotinus* Telf., *Po. foliformis* Snig. [336, 183].

Мощность свиты 100—200 м, в Карско-Нярминском паравтохтоне не менее 600 м [245]. Мощность нерасчлененного литокомплекса в целом в Харотско-Нияуском районе — 300—550 м, Карско-Нярминском около 800 м.

Пайпудынская свита (S_2-D_2pp) выделена В.Я. Устиновым в 1957 г. [494] в объеме верхнего ордовика—силура. В дальнейшем ее состав и возрастной объем были несколько изменены. Распространена среди разновозрастных свит Лемвинской зоны в бассейне р. Бол. Пайпудына на Полярном Урале, также в бассейне р. Бол. Уса, в районе ее притоков — руч. Бол. и Мал. Бадьяшор и оз. Естото. Представлена мощной толщей рифогенных мраморизованных известняков, мраморов и известковистых, реже глинисто-известковистых сланцев. Первичные текстурно-структурные особенности в известняках не видны из-за сильной мраморизации. Содержит перекристаллизованные остатки брахиопод, кораллов и криноидей силурийско-девонского облика [491], среди которых в недавнее время определены руководящие формы брахиопод и криноидей (плохой сохранности) лохковского, эмского и живетского возраста [467, 336], а также конодонты эйфеля: *Polygnathus lin-*

guiformis pinquis Wedd., *Po. ex gr. costatus* Klapp., *Po. linguiformis linguiformis f. gamma* Bult. [250].

Предполагается [516], что отложения свиты были сформированы в пределах изолированной карбонатной банки, сохранившейся в пределах восточного края мелкого шельфа, существовавшего до позднеордовикской деструкции. В пользу данного предположения говорит и приуроченность свиты к Пайпудынскому палеогорсту, существовавшему в этом районе в период раннеордовикского рифтогенеза. Практически со всех сторон свита оборвана разрывными нарушениями, нормальные соотношения с окружающими ее образованиями не установлены. Мощность свиты 300—350 м.

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА. НИЖНИЙ И СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

Надотамылькская свита ($D_{1-2}nd$). Ее характеристика уже частью приведена при описании Балбаньюского района. В Западнолемвинской подзоне развит восточный тип надотамылькской свиты в составе Верхнелемвинского паравтохтона. Здесь свита расчленяется на три литологически характерные подсвиты. Нижняя подсвита сложена кварцевыми песчаниками с подчиненным количеством алевролитов и сланцев. В последних выявлены тентакулиты, остракоды и конодонты эмса *Bairdella eleganta* Z. Egor., *Gravia* sp., *Polygnathus ex gr. linguiformis* Hinde [183]. Распространена преимущественно в осевой части хр. Тисваиз. Мощность ее достигает 300 м, а в западном направлении выклинивается до нескольких метров. Таким образом, нижняя подсвита является типичной толщиной заполнения, сформировавшейся на склоне в период предтакатинского размыва. Средняя подсвита (500—700 м) образует широкие элювиально-делювиальные поля по склонам хр. Тисваиз, горы Лысая, обнажена по р. Лемва, ручьям Тисвашор и Кедзыдшор, с типовым разрезом на р. Парнокаю. Ее основной объем составляют темно-серые алевролиты и глинистые сланцы с редкими прослоями кварцевых и известковистых песчаников. Очень характерны тонкие линзовидные прослои и линзочки известково-глинисто-кремнистого состава, в которых определены остракоды и конодонты раннего эмса *Bairdia* cf. *stictica* Roem, *Dendrostella* cf. *simbiotica* (Fresch) и др. [510]. Верхняя подсвита (180—235 м) сложена темно-серыми глинистыми и известково-глинистыми сланцами и алевролитами, песчанистыми и глинистыми известняками, кварцитами и известковистыми песчаниками. Развита в среднем течении р. Парнокаю, на реках Мал. Хайма и Лемва. В районе «Маячных скал» на р. Лемва в разрезе присутствуют пачки «искристых» высокоглиноземистых пиррофиллит-хлоритидных сланцев. Из известняков определены брахиоподы, криноидеи, кораллы, строматопороидеи, конодонты, среди которых *Uncinulus subcordiformis* Schnur., *Vagrana (Mimatyra) flabellata* (Roem), *Polygnathus serotinus* Telf., *Po. foliformis* Sng., *Polygnathus ex gr. xylus* Zieg., *Po. costatus costatus* Klapp. и др. [510]. Приведенная фауна в целом свидетельствует о позднеэмском, эйфельском и живетском возрасте. Самая верхняя пачка подсвиты, сложенная серыми кварцитами и известковистыми кварцевыми песчаниками отвечает этапу накопления пашийских песчаников в Бельско-Елецкой СФЗ.

Мощность надотамылькской свиты в Верхнелемвинском районе в целом составляет 1000—1100 м. Перекрывается устьпарнокской толщиной, граница с

которой в разрезе проходит по кровле последней пачки известковистых кварцевых песчаников надотамылькской свиты, относимых к пашийскому горизонту.

Пагинская свита ($D_{1-2}pg$) характеризует центральный тип разреза девонских отложений в Лемвинской СФЗ. Выделена К. Г. Войновским-Кригером в 1945 г. [26] с названием по р. Пага на западном склоне Полярного Урала. Развита в Хайминско-Пагинском районе с выходами по рекам Хойла, Пальникью, Пага, Кокпела, Харута, Лемва, Прав. Грубею. Хорошо изучена в районе Хойлинского баритового месторождения [416, 333]. Это мощная ритмично построенная толща турбидитного характера, представленная многократным чередованием серых, зеленовато-серых, темно-серых, кварцевых и кварцитовидных песчаников, алевролитов и глинистых сланцев. Реже присутствуют пачки и пласты глинисто-кремнистых сланцев и кремней, служащие своеобразными горизонтами раздела крупных мегаритмов. На р. Пага в составе свиты присутствуют туфы кислых эффузивов, трахиандезит-базальтовые порфириды и их туфы, образующие линзовидные прослои среди кремней и углисто-глинистых сланцев. В районе рек Хайма и Лемва, где свита входит в состав Хайминского покрова, в разрезе присутствуют прослои известковистых песчаников с растительным детритом и отдельные пачки глинистых известняков. Здесь и в разрезе на р. Бол. Хойла выявлены конодонты эмского, эйфельского и живетского времени [510, 333]: *Ozarkodina remscheidensis* Zieg., *Polygnathus serotinus* Telf., *Po. linguiformis linguiformis* Hinde, *Po. eiflius* Bisch. et Zieg. et др. Кремни свиты характеризуются единичными находками радиолярий.

Отложения пагинской свиты характеризуются наличием стратиформного баритового оруденения промышленных параметров, локализованного в верхних ее горизонтах [416].

Пагинская свита без перерыва залегает на «петельчатых» известняках харотской свиты с фауной нижнего девона и перекрывается толщей разноцветных кремнистых и глинистых сланцев с конодонтами франского возраста, относящихся к няньворгинской свите. Верхняя граница соответствует уровню подошвы саргаевского горизонта. В большинстве случаев зона стратиграфического контакта нарушена тектоникой. Мощность свиты колеблется от 200 м на р. Пальникью до 90—340 м в бассейне р. Хайма и 800 м на Хойле.

Лекъелецкая свита ($D_{1-2}lk$) развита только в северной части Западнолемвинской подзоны, в полосе, примыкающей к образованиям Елецкой СФЗ. Выделена К.Г. Войновским-Кригером в 1942 г. [26] между горными массивами Енганэпэ и Манитанырд. Район среднего течения р. Лек-Елец является для свиты стратотипическим; кроме того, выходит по рекам Нияю, Елец, руч. Лекшор и прослежена картировочными скважинами в Нияюской депрессии [336]. Представляет собой очень характерный и довольно однородный литокомплекс, сложенный стально-серыми глинистыми и известково-глинистыми сланцами с большим или меньшим числом прослоев и линз органогенно-обломочных, детритовых, пелитоморфных и алевритистых известняков с градационной слоистостью. По-видимому, лекъелецкая свита является единым литокомплексом, переходящим с шельфа на склон (аналогично надотамылькской свите), так как в среднем течении р. Нияю в ее разрез вклиниваются рифогенные известняки енганэяхинской толщи. Сама

свита здесь имеет сланцево-известняковый состав нижней части. Южнее, на реках Лек-Елец и Елец развит известняково-сланцевый разрез свиты.

Фаунистический комплекс богат криноидеями, тентакулитами, кораллами, брахиоподами, трилобитами, конодонтами, среди них: *Xystryphyllum gorskii* (Bulv.), *Uncinulus parallelepipedes* Bronn., *Stegerhynchus pseudolivonicus* (Barr.), *Ivdelina ivdelensis* (Rhod.), *Atrypa flabellata* Roem., *Karpinskia conjugula* Tschern., *Pugnoides(?) operosa* Khod. *Carinatina* ex gr. *arimaspa* Eich., *Zdimir pseudobaschkirikus* (Tschern.), *Thamnopora* ex gr. *reticulata* (Blain.), *Xistryphyllum* aff. *sibiricum* (Bulv.), *Grypophyllum* cf. *salairicum* (Bulv.), *Polygnathus foveolatus* Phil. et Jaks., *Polygnathus serotinus* Telf., *Po.* ex gr. *varcus* Stauff. и мн. др. [336, 517]. Большая часть представителей фауны относится к рифолюбам и является переотложенной турбидными и зерновыми потоками с участков мелкого шельфа. Возраст лекъелецкой свиты датируется ранним—средним девонем в интервале от раннего эмса по живет включительно. Верхний возрастной предел свиты обосновывается перекрытием ее няньворгинской свитой позднедевонско-раннекаменноугольного возраста.

Лекъелецкая свита согласно залегает на пражских петельчатых известняках харотской свиты, судя по переходному разрезу на р. Няю [336]. Верхняя граница проводится по подошве согласно перекрывающих ее глинисто- и углисто-кремнистых сланцев с известняками и кремнями няньворгинской свиты. Мощностъ лекъелецкой свиты оценивается в 300—400 м.

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ— КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Устьпарнокская и западноворгашорская свиты объединенные ($D_3-C_3^{up} + zv$) выделены М.А. Шишкиным [510, 511, 515] в Верхнелемвинском районе, где они входят в состав одноименного паравоттона. Распространены по берегам р. Лемва в нижнем течении р. Парнокаю и на водоразделе этих рек, образуя мощные скальные выходы.

Устьпарнокская свита сложена пелитоморфными известняками и кремнистыми сланцами с прослоями конглобрекчий и гравелитов. Характеризует условия склонового накопления в позднедевонско-турнейское время на границе Елецкой и Лемвинской СФЗ. Состоит из двух пачек: нижней, сложенной пелитоморфными известняками с прослоями биокластических разностей и верхней, сложенной оолитовыми и органогенно-обломочными известняками со стяжением черных кремней, черными массивными кремнями, в том числе спонголитами и прослоями черных кремнистых и серых глинистых сланцев. Из фаунистических остатков в свите определены брахиоподы и рогозы франа: *Atrypa velikaja* Nal., *A. uralica* Nal., *Thamnophyllum* cf. *monozonatum* (Soshk), конодонты саргаевского, доманиковского и мендымского горизонтов: *Polygnathus asymmetricus asymmetricus* Zieg. et Klapp., *Palmatolepis transitans* Mull., *Ancyrognathus triangularis* Young., *Pa. hassi* Mull., *Pa. gigas* Mill. et Young., *Pa. subrecta* Mill. et Young., *Polygnathus timanicus* Ovnat. и др., фаменские и турнейские фораминиферы и конодонты: *Quasiendothyra* ex gr. *communis* (Raus.), *Bisphaera malevkensis* Bir., *Parathuramina cushmani* Sul. [510], *Palmatolepis triangularis* Sann., *Pa. marginifera* Helms, *Bispathodus stabilis*, *Siphonodella duplicata* (Brans. et Mehl), *Gnathodus delicatus*

Brans. et Mehl, *Mestognathus* cf. *harmalai* и др. [515]. В гравелитах и конглобрекциях комплексы фауны нередко смешанные. Возраст устьпарнокской толщи на основании фауны принимается в интервале: кыновский горизонт франского яруса—турнейский ярус.

Залегают согласно на надотамылькской свите и перекрывается западно-воргашорской, граница с которой повсеместно тектоническая и фиксируется появлением конглобрекций с визейской фауной. Мощность устьпарнокской свиты 300—350 м.

Западноворгашорская свита имеет переходный характер между елецким карбоном и собственно воргашорской свитой Лемвинской зоны. 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 содержат 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 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 *Archaediscus krestovnikovi* Raus., *A. karrieri* Brady, *Eostaffella ikensis* Viss., *Endothyranopsis compressus* (Raus. et Reitl.), *Neoarchaediscus timanicus* (Reitl.), *Paraturamina cushmani* Sul. и др., брахиоподы *Avonia pustulata* Keys., *Chonetes zilimi* Step., *Echinoconchus postpunctata* Step., *Linoproductus cora antiqua* Step. и др. [510, 515]. В линзах глинистых известняков верхней части свиты содержатся иноцерамоподобные пеллециподы пермского облика [206]. Таким образом, возраст западно-воргашорской свиты уверенно устанавливается в интервале: визе—поздний карбон.

Верхняя граница с кечпельской свитой незначительно тектонизирована и проводится по появлению аргиллитов и нижней пачки последней. Мощность свиты 550—650 м.

Общая мощность объединенного литокомплекса 850—1000 м.

Няньворгинская и воргашорская свиты объединены (D_3-C_3nv+vr) совместно закартированы в Хайминско-Пагинском, Харотско-Нияюском и Карско-Нярминском районах, где они входят в состав западных покровов Лемвинского аллохтона.

Няньворгинская свита впервые выделена на юге Лемвинской зоны К. Г. Войновским-Кригером в 1945 г., [27] в составе кремнисто-сланцевой, с прослоями известняков толщи, предположительно каменноугольного возраста. В дальнейшем, на основании конодонтовой фауны [183, 314] доказано наличие верхнедевонских отложений в составе свиты и широкое их распространение в Лемвинской СФЗ. Свита имеет существенно кремнистый состав, сложена черными и пестроцветными яшмовидными кремнями (серыми, темно-серыми до черных, зеленовато-серыми, серовато-зелеными,

кирпично-красными), радиоляриевыми фтанитоидами, кремнистыми и глинистыми сланцами с подчиненными прослоями известняков, количество и мощность которых уменьшается от западных разрезов свиты к восточным. В пределах Западнолемвинской подзоны распространен известняково-кремнистый тип разреза; маломощные прослои темно-серых пелитоморфных, иногда детритовых известняков содержат характерные «пояски» черных кремней. По конодонтам, составляющим комплексы зон от «*A. rotundiloba*» до «*S. anchoralis*» возраст свиты обосновывается в пределах от позднего девона (саргаевский горизонт) до кровли турнейского яруса (косьвинский горизонт) [183, 314, 333, 249]. Крайне характерная для свиты кирпично-красная «яшмоидная» пачка содержит конодонты зоны «*marginifera*».

Няньворгинская свита почти не образует непрерывных разрезов, а обнаруживается в виде фрагментов среди пород других свит. Залегает на пагинской (в Хайминско-Пагинском районе), или на лекъелецкой, косвожской (Харотско-Нияюский район) свитах, но контакты чаще всего тектонические. Верхняя граница с воргашорской свитой имеет характер тектонического отслоения и проводится в большинстве разрезов в основании кремнисто-карбонатной толщи с микрофауной верхнего визе. Мощность няньворгинской свиты здесь составляет 250—400 м и, вероятно, больше.

На р. Пальникью и также на левобережье р. Мал. Хойла наблюдается в ненарушенном фрагменте стратиграфический контакт с перекрывающими отложениями яйюской свиты. Здесь углисто-кремнистые сланцы с кремнями и известняками няньворгинской свиты согласно сменяются различным переслаиванием полимиктовых известковистых песчаников и алевросланцев — типичным парагенезисом яйюской свиты.

Няньворгинская свита развита также в составе покровов Восточно-Лемвинской подзоны (см. ниже). В Верхнехаротско-Собском районе няньворгинская свита входит в состав черногорской серии (см. при описании последних).

Воргашорская свита выделена К. Г. Войновским-Кригером [27] с названием по руч. Воргашор. Развита в западной и северной частях Западнолемвинской подзоны. Ранее ее делили на три части, нижняя и верхняя из которых преимущественно кремнисто-сланцевая, средняя — сланцево-карбонатная. Впоследствии нижнюю из них отнесли [211] к близкой ей по составу и возрасту няньворгинской свите, описанной выше.

Воргашорская свита характеризуется сланцево-карбонатным разрезом и представлена углисто-кремнистыми и глинистыми сланцами, известняками, доломитами, брекчиями и конгломератами. По площади наблюдается значительная изменчивость, выражающаяся в различном соотношении в разрезе отмеченных выше разностей пород.

Один из наиболее характерных разрезов свиты для Хайминского-Пагинского района находится на р. Харута (парастратотип), мощность которого не превышает 70 м. Здесь разрез начинается переслаиванием черных углистых кремнистых и глинистых сланцев и известняков, сменяющихся весьма характерной пачкой доломитов с «поясками» и линзами кремней, доломитовыми брекчиями, известняками. В известняках содержатся конодонты позднего визе—серпухова *Gnathodus bilineatus* (Roun.), *Paragnathodus nodosus* (Bisch.), *P. commutatus* (Brans. et Mehl) и др. [515]. Средняя часть сло-

жена углистыми листоватыми аргиллитами с известково-кремнисто-фосфатными конкрециями и перекрывающими их известковистыми глинистыми алевролитами и алевролитистыми известняками. Завершает разрез пачка зеленовато- и голубовато-серых глинистых и кремнисто-глинистых пород (так называемые «массивные сланцы»). В них определены конодонты *Idiognathoides sinuatus* Harr. et Holl., *Idiognathodus* sp., *Streptognathodus* sp. и др. средне-позднекаменноугольного возраста.

В Харотско-Нияюском районе по р. Харота воргашорская свита имеет мощность 150 м. Здесь в разрезе выделяются четыре пачки: темно-серые и серые массивные доломиты с реликтовой радиоляриевой структурой (6—12 м), серые кремнистые известняки, известняковые конгломераты и конглобрекчии, гравелиты, органогенно-обломочные и детритовые известняки (3—10 м), углисто-глинистые и углисто-кремнистые, частью фосфатсодержащие сланцы с конкреционными линзами карбонатов (20—30 м), зелено-серые кремнисто-глинисто-известковистые сланцы и известковистые алевролиты с линзочками карбонатного материала (30-100 м). Во второй пачке определены среднекаменноугольные фораминиферы *Pseudostaffella* ex gr. *gorskyi* (Dutk.), *P. atiqua* (Dutk.), *Profusulinella* sp., *Shubertella* sp. и др. В разрезе стратотипа свиты на руч. Воргашор резко возрастает мощность и роль карбонатных пачек. Видимая мощность разреза здесь 250 м. Фактических данных о составе средне-верхнекаменноугольных образований здесь нет. Однако скорее всего они имеют обломочно-карбонатный состав и относительно большую мощность, судя по разрезам Карско-Нярминского паравотхтона севернее границ листа [245].

Возраст воргашорской свиты на основании вышеприведенных фаунистических данных уверенно датируется в интервале позднего визе—позднего карбона.

Мощность объединенного литокомплекса составляет 330—600 м. Верхняя граница проводится по подошве пачки глинистых сланцев и полимиктовых песчаников кечпельской свиты. В большинстве случаев этот контакт тектонизирован.

Восточнолемвинская подзона

В границах листа занимает территорию от верховьев р. Сертынья на юго-западе до верховий р. Бол. Уса на северо-востоке. Ее образования развиты большей частью в южной и западной частях Лемвинского аллохтона, в современной структуре перекрывая по плоскости надвига образования Западнолемвинской подзоны, а также в Орангском и Присалатимском аллохтонах. По условиям осадкообразования, Восточнолемвинская подзона также является областью конденсированного осадконакопления, отличаясь от западной развитием практически бескарбонатных терригенно-кремнистых осадков. В пределах подзоны выделяются Южнолемвинский, Верхнехаротско-Собский и Орангский районы.

В основании разреза Южнолемвинском и Верхнехаротско-Собском районах с размывом на верхнерифейско-вендских образованиях залегает погурейская свита. Все вышележащие допермские образования на севере в Верхнехаротско-Собском районе объединяются в черногорскую серию, а в Южнолемвинском расчленяются на грубеинскую и харбейшорскую сви-

ты нерасчлененные, кокпельскую, харотскую свиты, малонадотинскую и няньворгинскую свиты объединенные, яйюскую свиту. В Орангском районе развиты преимущественно ордовикские отложения орангской свиты, среди которых встречаются блоки няньворгинской свиты.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ КЕМБРИЙСКОЙ СИСТЕМЫ—ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ ОРДОВИКСКОЙ СИСТЕМЫ

Погурейская свита ($E_3—O_{1pg}$). Выделена В.Н. Гессе [51] из первоначального объема грубеинской свиты К.Г. Войновского-Кригера [24] как нижняя, грубозернистая ее часть. Распространена в верховьях рек Пага, Погурей, Кокпела, Харута, Грубею, Лемва и ее притоков, на восточном склоне — по рекам Бол. и Мал. Тыкотлова, Балбанью (восточная), Неркаю и др. Стратотип свиты — на руч. Погурей-Егарт, притоке р. Погурей. Отвечает рифтогенной стадии уралид в Зилаиро-Лемвинской СФЗ. Залегает с размывом на разновозрастных интрузивных и осадочно-вулканогенных образованиях «бескорневых» доуралид. В целом представлена песчаниками и гравелитами с прослоями алевролитов и пластами и линзами конгломератов в нижней части. Характерной особенностью базальных горизонтов свиты является наличие валунных конгломератов с уплощенными валунами и галькой гранитов. Местами ее расчленяют на две подсвиты [511, 515]: нижнюю (300—500 м), сложенную разнообломочными пестроцветными конгломератами, гравелитами, зеленовато-серыми аркозовыми и полимиктовыми, с прослоями известковистых, песчаниками и верхнюю (450—500 м), сложенную алевролитами, глинистыми сланцами с прослоями зеленых серицит-хлоритовых сланцев, алевропесчаников и известковистых песчаников.

Свита содержит брахиоподы позднего кембрия и тремадока *Eoorthis plenus* Nass., *Micrognostus* sp., *Tritoechia lermontovae* Lessn., *Altorthis kinderlensis* Andr. [314], микрофоссилии нижнего ордовика *Leiosphaeridia eisenackia* Tim., *Trachysphaeridium atteniatum* Tim., *Baltisphaeridium gdovia* Tim., *Gloeocapsomorpha prisca* Zal. [338]: конодонты позднего кембрия и тремадока *Eoconodontus notchpeakensis* (Mill), *Phakelodus* cf. *tenius* (Mull), *Cordylodus proavus* Müll., *Acodus* cf. *firmus* Viira, *Dreanodus proteus* Lind, *Scandodus varanguenensis* Viira (Лютиков, раб. материалы), [404]. Перекрывается согласно грубеинской свитой.

Общая мощность погурейской свиты по району колеблется от 550 до 900 м.

Грубеинская свита (O_{1gr}) впервые была выделена К.Г. Войновским-Кригером в 1940 г. под именем филлитовой свиты [21]; новое название получила в 1956 г. [72]. Объем свиты и ее наполнение неоднократно корректировались. В настоящей работе к грубеинской свите отнесены отложения, отвечающие первоначальному объему филлитовой свиты К.Г. Войновского-Кригера. Как самостоятельное подразделение закартирована в восточной части Южнолемвинского и Верхнехаротско-Собского районов. Представлена характерным ритмичным переслаиванием зеленых, зеленовато-серых, лиловых, вишнево-красных алевролитов, алевритистых глинистых сланцев и алевропесчаников. Состав алевролитов и алевросланцев кварцевый, кварц — полевошпатовый или кварц-гематит-хлоритовый. Окраска лиловых разностей обусловлена тонкораспыленным гематитом, зеленых — повышенными

содержаниями хлорита и эпидота. Породы нередко рассланцованы, на плоскостях сланцеватости повсеместно развиты примазки филлитовидных сланцев. Степень метаморфических изменений в целом возрастает в юго-восточном направлении.

Из фаунистических остатков в свите обнаружены граптолиты *Phyllograptus densus* Torng [314] и трилобиты *Geragnostus* sp., *Niobe* sp. indet [404]. Ее возраст, согласно находкам, а также учитывая залегание между погурейской и харбейшорской свитами принимается в интервале поздний тремадок—ранний арениг. Верхняя граница проводится по исчезновению лиловых разностей пород и появлению монотонных пачек зеленых алевропесчаников харбейшорской свиты. Мощность грубеинской свиты оценивается в 500—800 м. В восточных разрезах в грубеинскую свиту вклинивается вулканогенный разрез, относимый к кокпельской свите.

Кокпельская свита (O_{1kk}) выделена К.Г. Войновским-Кригером [24]. Свита является фаціальным аналогом части грубеинской свиты на востоке Лемвинской зоны и распространена от бассейна р. Пага до верховьев рек Харута и Лемва и еще восточнее, в верховьях рек Вост. Грубею и Тыктолова. Опорные разрезы находятся на р. Кокпела [338] и руч. Изъя-Шор [470]. Свита сложена метабазальтами и ортосланцами зеленого цвета с подчиненным количеством зеленых же алевролитов и серицит-хлорит-кварцевых сланцев. В метабазальтах местами отмечаются реликты подушечных и миндалекаменных текстур, а среди подушечных метабазальтов иногда встречаются бордово-красные гидротермально-метасоматические яшмоиды-джаспериты. По химическому составу вулканогенные породы идентичны габбро-долеритам орангьюганско-лемвинского комплекса [515]. Долгое время отложения свиты относились к верхнему протерозою, однако находки в стратотипическом разрезе на р. Кокпела микрофоссилий ордовикского возраста [338] позволяют считать возраст свиты раннеордовикским. Нижняя граница с погурейской свитой согласная и проводится по подошве первых пластов метабазальтов. Переход к грубеинской свите всюду постепенный, через переслаивание метабазальтов и серо-лиловых алевросланцев. Мощность свиты 450—700 м [515].

Грубеинская и харбейшорская свиты нерасчлененные ($O_{1-3gr-hb}$) закартированы в западной части Южнолемвинского и Верхнехаротско-Собского районов со стратотипической местностью у слияния рек Прав. и Лев. Грубею. Соотношение этих свит разными исследователями понималось по-разному. Одни рассматривали харбейшорскую свиту как фацию грубеинской свиты [24, 314], другие — как верхнюю свиту грубеинской серии [336] или как самостоятельную свиту, залегающую на грубеинской свите [426, 510, 511, 515], что и принято в настоящей работе. Следует отметить целесообразность выделения харбейшорской свиты при картировании, т. к. подошва харбейшорских отложений является своеобразной изохроной при смене пестроцветного осадконакопления (грубеинская свита) на монотонное зеленоцветное, что увязывается с началом саледской трансгрессии на шельфе в арениге. В мелком масштабе карты свиты показаны нерасчлененными.

Грубеинская свита (500—800 м) охарактеризована выше и в принципе отличается только меньшей метаморфизованностью по сравнению с восточными районами.

Харбейшорская свита выделена К. Г. Войновским-Кригером [24] с названием по руч. Харбейшор, притоку р. Елец. В основном состоит из переслаивания зеленых песчаников, алевролитов и глинисто-хлоритовых сланцев. В Южнолемвинском районе имеет характерное двучленное строение [515]. Нижняя подсвита (150—200 м) — зеленоцветная, сложена преимущественно зелеными и серо-зелеными песчаниками и алевролитами, дробно переслаивающимися с равными по мощности прослоями алевролитистых сланцев. Местами состоит в основном из алевролитов. Верхняя (200—250 м) — темноцветная, сложена зелено-серыми (табачными) и темно-серыми до черных алевролитами и алевролитистыми кремнисто-глинистыми сланцами. В наиболее восточных районах Лемвинской зоны (верховья рек Хулга, Погуря, Харота, Сось) верхняя подсвита фациально замещается моллюшорской свитой черногорской серии, охарактеризованной конодонтами среднего ордовика [314, 515], а в нижней подсвите там преобладают зеленые кварцевые алевролиты, чередующиеся слоями в 10—40 см с зелеными и серыми алевролитовыми сланцами, образующие пачки в десятки метров. Граница с черногорской свитой проводится по подошве первых ее пачек углесто-кремнистых сланцев.

Из органических остатков в харбейшорской свите известны лишь дендроидные граптолиты *Didymograptus* sp. в нижней подсвите и неопределимые радиолярии и ордовикские актитархи [510] в верхней. Ее нижний возрастной рубеж параллелизуется с началом саледской трансгрессии в середине аренига, а верхний — в связи с постоянной ассоциацией с харотской свитой, рассматривается как позднеордовикский. Соотношения с перекрывающей харотской свитой, как правило, тектонические.

Мощность нерасчлененного литокомплекса в Южнолемвинском районе составляет от 850 до 1200 м; в восточных районах более 1500 м, хотя там достоверно оценить ее трудно по причине сильного смятия и плохой обнаженности.

Орангская свита (O_{1-2or}). Развита только в Орангском районе, где слагает основной объем Орангского аллохтона, южная часть которого попадает в пределы листа. Название введено в практику с 1959 г. для ордовикских отложений Лемвинской зоны в этом районе, которые до того описывались в качестве хуугинской свиты [494]. Свита распространена по левым притокам р. Бол. Уса и р. Бол. Пайпудына, и фрагментарно — в северо-восточной части Райизского меланжа. Характеризуется довольно монотонным разрезом, представленным переслаиванием зеленовато-серых песчаников, алевропесчаников, измененных до парасланцев переменного серицит-альбит-кварц-хлоритового состава, полосчатых серицит-хлорит-кварц-углеродистых сланцев, кварц-хлорит-серицитовых апоалевролитовых сланцев, часто филлитовидных. Среди них в подчиненном количестве присутствуют прослои углеродистых мраморизованных известковистых песчаников и полосчатых песчанистых известняков. Отложения метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации. Обычно смяты в субизоклинальные и изоклинальные складки, осложненные плейчатостью.

Из фаунистических остатков в орангской свите обнаружены криноидеи и конодонты среднего ордовика: *Hemicostites(?) vajgatschensis* (Yelt. et Stuk.), *Subcordylodus(?)* sp., *Phragmodus(?)* sp., *Drepanodus(?)* sp. и др. [467]. Возраст

свиты датируется в диапазоне ранний—средний ордовик. Нижний предел принят условно.

При этом необходимо отметить, что в разрезах орангской свиты выделяются фрагменты, сложенные черными углеродисто-глинисто-кремнистыми фосфатсодержащими сланцами (от 1,5—12% P_2O_5) [151], которые, по нашему мнению, хотя и не имеют палеонтологической характеристики, с большой долей вероятности относятся к харотской свите. Таким образом, под именем орангской свиты, с учетом выявления в полях ее распространения фаунистически доказанных отложений няньворгинской свиты, а также каменноугольных отложений [201] скорее всего картируется весь разрез палеозоя Восточнолемвинского фациального подтипа.

Некоторыми исследователями, в частности О. А. Кондияином [56], развиваются представления о доордовикском возрасте орангской свиты.

На территории листа верхняя и нижняя границы орангской свиты с перекрывающимися и подстилающими отложениями не известны; повсеместно картируются тектонические контакты. На соседних территориях [491] нижняя граница свиты проводится по подошве пачки зеленовато- или лиловато-серых косослоистых гравийных песчаников и гравелитов, залегающих на сланцах и порфиритах бедамельской свиты.

Мощность свиты в пределах листа оценивается в 1200—1500 м.

СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ— ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Харотская свита (S—D₁hr). Основные сведения по харотской свите приведены выше. Восточный тип отложений харотской свиты отличается преобладанием черносланцевых образований при почти полном отсутствии петельчатых известняков даже в верхней пражско-эмсской части разреза. Такие образования развиты в пределах Южнолемвинского района в тектонических клиньях на рек Мал. и Ниж. Надота, Лемва, а на севере района они входят в состав *черногорской серии* (см. ниже). Полные разрезы свиты отсутствуют. В разрезе выделяются несколько литопачек: фтанитовая (нижний—средний лландовери), 40—45 м; кремнисто-глинистосланцевая, 50—55 м; конкреционная, содержащая карбонатные конкреции в сланцах и аргиллитах, 30 м; пестроцветная, сложенная чередующимися черными глинистыми сланцами и зелено- и голубовато-серыми алевролитами, аргиллитами, окремненными известняками, 20—25 м; углисто-кремнистосланцевая (верхний лландовери), около 20 м; и фосфатная (венлок), содержащая многочисленные фосфатные конкреции среди глинистых и кремнистых сланцев, более 10 м. Более молодые отложения харотской свиты известны фрагментарно и представлены черносланцевыми образованиями. Из фаунистических остатков в свите определены граптолиты лландовери, раннего лудлова и позднелудловско-лохковского возраста [514]. Общая мощность восточного типа харотской свиты не менее 250 м.

Подстилающими образованиями в данном типе разреза являются серозеленые алевропелиты харбейшорской свиты, однако контакт их, как правило, тектонизирован. Граница с вышележащей малонадотинской свитой имеет нормальный стратиграфический характер.

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ— КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Малонадотинская и няньворгинская свиты объединенные ($D_1-C_{mn}+nv$) картируются в Южнолемвинском бассейне р. Мал. Надота, притоке Лемвы и в виде небольших тектонических клиньев вследствие малой мощности малонадотинской свиты.

Малонадотинская свита выделена М.А. Шишкиным и первоначально картировалась в ранге толщи [510], затем свиты [511, 515]. По сравнению с турбидной пагинской свитой малонадотинская свита характеризует фоновый, наиболее глубоководный аргиллито-кремнистый разрез нижнего—среднего девона в Лемвинской зоне. Сложена чередованием пачек по 1,5—3,0 м зелено-серых («табачных») кварцевых алевролитов (иногда с линзами алевропесчаников), голубовато-серых глинистых сланцев и алевролитов, кремнистых (радиоляриевых) аргиллитов, глинисто-карбонатных конкрецтоидов. В глинистых сланцах присутствуют радиолярии и определены конодонты эмса: *Polygnathus linguiformis linguiformis* Hinde, *Pandorinellina steinchornensis steinchornensis* Zieg. и др. [183, 510]. С подстилающей харотской и перекрывающей няньворгинской свитами контакты всюду тектонизированы. Верхний предел малонадотинской свиты условно принимается живетским. Видимая мощность свиты более 40 м.

В районе р. Бол. Хойла (с типовым разрезом в каньоне реки) присутствует аналогичная фация наиболее глубоководных, относительно развитой там пагинской свиты, аргиллито-кремнистых отложений, выделенных в 1978 г. Л.С. Колесник и В.А. Гуськовым [333] в глинисто-кремнисто-сланцевый тип разреза «среднего» девона. Данный разрез охарактеризован конодонтами эмского, эйфельского и живетского возраста. С подстилающей харотской свитой контакт согласный; с перекрывающей няньворгинской свитой слегка подорван. Видимая мощность глинисто-кремнистого разреза здесь 65 м.

Няньворгинская свита в целом охарактеризована выше. В районе Мал. Надоты она представлена своим восточным (бескарбонатным) типом разреза, сложенным монотонной толщей кремнистых, кремнисто-глинистых, углито-кремнистых сланцев, разноцветных плитчатых кремней и фтанитов. Объем свиты не полный. Комплексы конодонтов из разреза на р. Мал. Надота подтверждают возраст няньворгинской свиты в пределах франа и фамена. В их составе: *Palmatolepis proversa* Zieg., *Pa. subrecta* (Mill. et Young.), *Pa. regularis* Coop., *Pa. glabra glabra* Ulr. et Bass., *Pa. marginifera* Helms, *Pa. perlobata schindevolfi* Mull. и др. [183, 510]. Присутствие нижнекаменноугольной части в этом районе не доказано. Перекрывающие отложения здесь не известны. Мощность няньворгинской свиты более 300 м, а общая мощность объединенного литокомплекса 340—380 м.

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА. НИЖНИЙ (ВИЗЕЙСКИЙ ЯРУС)—ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Все каменноугольные отложения Восточнолемвинской подзоны данного интервала относятся к яйюской свите.

Яйюская свита ($C_{1-3,jj}$). Выделена К. Г. Войновским-Кригером [27]. Распространена по восточной полосе Лемвинской зоны от бассейна р. Хару-

та (приток р. Лемва) до р. Сось на севере. Залегает согласно на няньворгинской свите. Сложена флишоидной толщей известковистых полимиктовых песчаников, алевролитов, граувакк с углисто-глинистыми, углисто-глинисто-кремнистыми сланцами и песчанистыми известняками. Характер переслаивания и содержание каждой из перечисленных пород в разрезе меняется от района к району. В бассейне р. Хойла разрез представлен переслаиванием известковистых песчаников, алевролитов и глинистых сланцев с редкими прослоями песчанистых известняков, а в бассейне р. Яйю характеризуется преобладанием темно-серых, черных углисто-глинистых сланцев. Восточные разрезы, развитые в верховьях р. Сось, более карбонатные, содержат пласты сравнительно чистых криноидно-детритовых известняков и прослой обломочных известняков, в том числе с фосфоритовой галькой. Появление вновь детритовых и обломочных известняков указывает на поступление обломочного материала в бассейн с восточной суши. Одновозрастность флишоидных карбонатно-терригенных разрезов и наиболее восточных терригенно-карбонатных разрезов яйюской свиты показана А. И. Водолазским [314]. В Собском районе яйюская свита несет баритовое оруденение, наложенное на карбонатные фации.

Яйюская свита во всех районах охарактеризована органическими остатками. Среди них определены фораминиферы и конодонты визейско-серпуховского, московского и позднекаменноугольного возраста *Gnathodus* cf. *gyrti* Hass., *Gnathodus bilineatus* (Roun.), *Gondolella* cf. *foliosa* Chern. et Resh., *Neognathodus* sp., *Idiognathodus sinuosus* Ell. et Grav., *Streptognathodus exelsus* Stauff. et Plum., *S. gracilis* Stauff. et Plum., *Gondolella* cf. *bisseli* Clark et Behn., а также смешанные комплексы конодонтов и фораминифер со смесью форм раннего, среднего и позднего карбона [74, 486, 515]. Возраст яйюской свиты считается ранне-позднекаменноугольным, в интервале от позднего визе по поздний карбон включительно.

Мощность свиты более 1000 м.

Особое место в восточных разрезах карбона занимает райизская свита (автор — К. Г. Войновский-Кригер [320]), развитая к северу от перидотитов массива Рай-Из по правым притокам р. Сось и представленная ритмичным переслаиванием черных глинистых сланцев, полимиктовых песчаников и гравелитов (вплоть до мелкогалечных когломератов). Она рассматривается нами в качестве фации яйюской свиты и, по всей видимости, представляет собой проксимальную часть подводного конуса выноса. В. А. Салдин [486] на основании сборов конодонтов из низов разреза свиты пришел к мнению о ее визейско-серпуховском возрасте. Граница райизской свиты с яйюской фациальная, с постепенными переходами. Подстилающие отложения не известны, а перекрывается грубеинской свитой по надвигу. Мощность не превышает 450—500 м.

Отложения яйюской свиты венчают в этом районе разрез палеозоя, перекрывающие отложения неизвестны.

ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА, СРЕДНИЙ ОТДЕЛ— КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Черногорская серия (O_2 — C_1 cg). В эту серию на севере Восточно-лемвинской подзоны объединяются все черносланцевые, с прослоями кварцевых песчаников образования, залегающие на филлитах грубеинской свиты

и фаунистически охарактеризованные в интервале средний ордовик—ранний карбон. Название предложено П. М. Кучериной [511]. Впервые подобные отложения были выделены им в черногорскую толщу в районе горы Черная [201].

В состав серии входят образования моллюдшорской (O_{2-3}), харотской ($S-D_1$), пагинской (D_{1-2}) и няньворгинской (D_3-C_1) свит, которые самостоятельно здесь не могут быть выделены из-за мелкочешуйчатого строения района и внешнего литологического сходства кремнистых частей разреза. Развита в виде узких полос в пределах полей развития грубеинской и яйюской свит.

Среднеордовикская часть разреза серии, отвечающая по объему моллюдшорской свите [309] сложена серыми, темно-серыми до черных углисто-глинистыми и углисто-глинисто-кремнистыми плитчатыми сланцами с линзами и прослоями темно-серых кремней и имеет нормальные стратиграфические соотношения с подстилающими отложениями. В районе верхнего течения рек Яйю—Нангытьюган они прослеживаются по подножию высот, сложенных вулканогенными толщами грубешорской свиты и отделяются от этих толщ полосой филлитов грубеинской свиты. Из прослоев кремнистых сланцев здесь определены ордовикские (лланвирн) конодонты *Oistodus* cf. *lanceolatus* P a n d., *Periodon aculeatus* H a d d., *Falodus prodentatus* G r a v. et E l l. [510, 408].

Силурийско-среднедевонская часть, отвечающая харотской и пагинской свитам, сложена черными углисто-кремнистыми сланцами и черными плитчатыми фтанитами с прослоями и линзами типично пагинских черных кварцевых песчаников и глинистых серых известняков с характерной «мелкопетельчатой» текстурой [249]). В черных кремнях среди углисто-кремнистых сланцев выявлены радиолярии силурийского—раннедевонского возраста *Spiromma* sp., *Rhodospira* sp., *Spirosa* sp., *Zioentactinia* sp., а в линзе известняка конодонты *Spathognathodus* cf. *eosteinhornensis* Wall. пржидольского возраста [408].

Верхнедевонско-нижнекаменноугольная часть разреза, отвечающая няньворгинской свите, сложена серыми, зеленоватыми и черными полосчатыми фтанитами, кремнистыми сланцами различной окраски и углисто-кремнистыми сланцами, содержащими прослои и линзы серых известняков. Отложения свиты присутствуют в виде небольших фрагментов с почти повсеместно тектоническим ограничением среди других свит. Наиболее полный ее разрез, мощностью несколько более 300 м, вскрывается на правом берегу руч. Вонкурюган; кроме того, эти образования известны в районе верхнего течения р. Харота: в бассейне ручьев Дорожный, Янасшор, Нангытьюган, Новысоим. Здесь в одном из фрагментов свиты наблюдается согласный контакт ее с яйюской свитой через появление прослоев полимиктовых песчаников. В сланцах и прослоях известняков в свите содержатся конодонты, возраст которых (в разных местах) — позднедевонский, от франского (доманик—мендым) до позднефаменского: *Ancyrodella* sp., *Palmatolepis* cf. *subrecta* Mill. et Young., *Pa.* cf. *proversa* Zieg., *Pa. subperlobata* Bran. et Mehl., *Pa.* aff. *triangularis* Sann., *Pa. glabra pectinata* Zieg., *Pa. glabra acuta* Helms., *Pa. marginifera* Zieg., *Pa. gracilis sigmoidalis* Zieg. и мн. др. [415, 408, 249].

Общая мощность черногорской серии составляет 400—600 м. Ее возраст на основании фаунистических определений принимается в диапазоне средний ордовик—ранний карбон. Перекрывается согласно яйюской свитой карбона.

Присалатимская подзона

Выделяется узкой полосой развития лемвинских фаций к западу от ГУН и к юго-западу от среднего течения р. Народа. Многими авторами, в т. ч. О. А. Кондиейном [56], данные образования рассматривались в качестве основания Салатимской подзоны Тагильской СФЗ. Однако фактически они располагаются везде к западу от ГУН и по многим показателям сходны с отложениями Восточнолемвинской и Лагортинской подзон Зилаиро-Лемвинской СФЗ. Поэтому они включены нами в состав последней, а чтобы подчеркнуть принципиальные отличия от Тагильской зоны — данная подзона названа Присалатимской, по имени одноименного аллохтона, в состав которого они входят, выделенного Л. Н. Беляковым (Беляков, 1987ф). В Присалатимской подзоне установлен только верхнекембрийский—ордовикский разрез палеозоя Сакмаро-Лемвинской СФЗ из последовательности саранхапнерской, хомасьинской и польинской свит.

Саранхапнерская свита (E_3-O_1sr). Свита выделена К. А. Львовым в 1948 г. с названием по горе Саранхапнер [126]. Слагает основание пластины Присалатимского аллохтона. Распространена на восточном склоне Северного и Приполярного Урала, в пределах листа — в бассейнах рек Щекурья, Бол. Поля и Манья. Сложена песчаниками кварцитовидными, часто аркозовыми, с прослоями алевролитов и хлорит-актинолитовых сланцев. В нижней части гравелиты, иногда полимиктовые, но преимущественно кварцевые и гравийно-мелкогалечные конгломераты. Параллелизуется с погурейской свитой. Нижняя граница свиты и ее самая нижняя часть в пределах листа не обнажены. В более южных районах отмечается ее несогласное залегание на протерозое. Вверху свита связана постепенным переходом с хомасьинской свитой, граница с которой неотчетлива и разными исследователями проводится по-разному. Опорной является переходная толща метабазальтов с прослоями хлорит-серицит-альбит-кварцевых сланцев (отнесенная к хомасьинской свите), в которых в более южных районах встречены трилобиты колнабурско-куагачского уровня нижнего ордовика [56]. На территории листа органических остатков не встречено. Ее возраст принят как поздний кембрий—ранний ордовик, по аналогии с южными районами погурейской свиты, аналогом которой она является. Полная мощность свиты, судя по более южным районам, колеблется от 500 до 1500 м [56], на листе — свыше 500 м.

Хомасьинская свита (O_1hm) выделена К. А. Львовым [126] на восточном склоне Приполярного Урала. Входит в состав пластины Присалатимского аллохтона. Лучшие разрезы известны в долинах рек Сертынья, Ватла, Шокурья, Бол. Поля и Манья. Сложена главным образом филлитовидными сланцами как осадочного, так и вулканического (по базальтам) происхождения, которые переслаиваются с алевролитами, песчаниками и алевропесчаниками. Сланцы по составу хлорит-актинолитовые, хлорит-альбитовые, серицит-альбит-хлоритовые, эпидот-альбит-хлоритовые; в верхней части разреза иногда известковистые. Редко встречаются мраморы и метаморфизованные яшмоиды. Некоторые сланцы содержат мусковит, другие — гематит. Для метабазальтов характерно повышенное содержание железа, титана, фосфора при низком содержании глинозема. Натрий резко преобладает над калием [56].

Ранне-среднеордовикский возраст свиты принят условно по положению в разрезе и подтвержден находками криноидей ранне-среднеордовикского возраста на смежных с юга территориях [Нефедов, раб. материалы]. Нижняя и верхняя границы нечеткие, так как свита связана постепенными переходами с подстилающей саранхапнерской и перекрывающей польинской свитами. Мощность хомасьинской свиты 600—1000 м [56], достигает 1500 м [339]. Фактически по литологии коррелируется с верхами погурейской и низами грубеинской и кокпельской свитами Восточно-лемвинской подзоны.

Польинская свита ($O_{2-3}pl$) является верхним членом разреза Присалатимской подзоны. Выделена К. А. Львовым [126] на восточном склоне Приполярного Урала, где она узкой полосой протягивается от р. Манья далеко на юг. В авторском варианте свита представлена углисто-серицит-кварцевыми, графитисто-кремнистыми, графитисто-туфогенными и эпидот-альбит-хлоритовыми аповулканогенными сланцами с прослоями мраморизованных известняков и реже — песчаников и коррелировалась с шугорской свитой Бельско-Елецкой СФЗ. В последующем при картировании в состав полей свиты были ошибочно включены и лиловые гематитсодержащие филлитовидные сланцы грубеинского облика. Эта ситуация осталась и на представляемой карте, так как для изменения рисовки полей у авторов свиты не было первичных фактических данных. Таким образом, реально картируемая польинская свита коррелируется с верхами грубеинской свиты и молюдшорской свитой Восточнолемвинской СФЗ.

Залегает согласно на хомасьинской свите. Нижняя граница проводится по появлению графитистых прослоев или по устойчивому присутствию карбонатных пород. Верхняя граница в пределах листа не наблюдалась. К среднему—верхнему ордовику относится по положению в разрезе. Возраст свиты также подтвержден находкой в сланцах позднеордовикских граптолитов. Мощность составляет 300—600 м [56].

Лагортинская подзона

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

Молюдшорская и грубешорская свиты нерасчлененные ($O_2-D_3,ms-gs$) является фациальными аналогами черногорской серии. Слагают серию тектонических чешуй, входящих в Лагортинский пакет покровов и представленный довольно специфическим комплексом кремнисто-вулканогенных образований.

Молюдвожская свита (250—300 м) сложена глинисто-кремнистыми, кремнистыми сланцами и фтанитами 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 ве-

щество образует скопления по плоскостям наложения, либо присутствует в виде пылеватой примеси. Органических остатков, за исключением радиально-лучистых проблематик, не встречено. Среднеордовикский возраст принимается по находкам среди кремнистых сланцев моллюдшорской свиты (руч. Олимпийский, приток р. Яй-ю) конодонтов (лланвирн): *Drepanodus proteus* Lind., *D. cf. homocurvatus* Lind., *Oistodus cf. lanceolatus* Pand., *Polyplacognathus cf. stella* Viira, *Pygodus serrus* Berg. и др. [510]. Контакт с грубешорской свитой выражается в резком увеличении объема эффузивных пород, но чаще всего тектонический.

Грубешорская свита (400—1000 м) широкой полосой протягивается от верховьев р. Елец на северо-востоке до верховьев р. Грубею. Прежде эти образования с возрастными датировками от позднего кембрия по средний ордовик относились в разных районах к моллюдшорской [59], кокпельской, чигимской [481], грубешорской [336] свитам, к лагортинской серии [408]. В Легенде...1998 г. [511] и в последующих работах [249] грубешорская свита выделена с другой возрастной привязкой (O_2 — D_3) в связи с фаунистически доказанным присутствием в ее составе отложений девонского возраста [183, 404].

Более 80% объема свиты составляют зеленокаменно измененные эффузивы (базальты, андезибазальты), зеленые сланцы (ортосланцы), туфы и туффиты; вторым компонентом, определяющим общий облик серии, выступают черные углисто-кремнистые сланцы и кремни, экзотичными являются линзочки и прослой мраморизованных известняков [408]. В отложениях свиты собраны: *Panderodus cf. liratus* Now. et Barn. (O_3), *Pandorinellina steinchornensis* (Zieg.), *Polygnathus cf. inversus* Klapp. et Johns (D_{1e}), *Mesotaxis asymmetricus* (Bichs. et Zieg.), *Polygnathus cf. webbi* Stauff., *Po. decorosus* Stauff., *Palmatolepis rugosa ampla* Müll. (D_3) [404].

Таким образом, возраст нерасчлененного литокомплекса, согласно фаунистическим определениям, принимается среднеордовикско-позднедевонским.

Подстилающие отложения отчасти дискуссионны, но скорее всего ими являются грубеинская и погурейская свиты. Перекрывающие неизвестны. В то же время, по мнению В.Н. Пучкова [511], данные отложения могут быть частью третьего слоя океанической коры окраинного моря (т. е. принадлежать к Войкаро-Шучьинской СФМЗ) и частично сохранились в составе аккреционной призм.

Полную мощность литокомплекса определить невозможно. Видимая мощность колеблется в пределах 650—1300 м.

Войкаро-Шучьинская и Тагильская структурно-формационные мегазоны

Объединяют сохранившиеся фрагменты литодинамических комплексов, сформировавшихся в океаническую и островодужную стадию развития палеоокеанического сектора Северного и Полярного Урала. Западная граница проходит по главному Уральскому надвигу, восточная перекрыта мезозойским чехлом Западносибирской плиты (ЗСП).

Войкарско-Щучинская СФМЗ

Представлена на территории листа Войкарской СФЗ, характеризуется развитием вулканогенных и терригенно-вулканогенных образований и сопряженных с ними интрузивных комплексов. В пределах зоны с запада на восток выделяются четыре субпараллельных подзоны: Дзеляюско-Хордьюская, Райизско-Войкарская, Малоуральская и Восточнойкарская (под чехлом Западносибирской плиты), при этом стратифицированные подразделения присутствуют только в составе Малоуральской и Восточнойкарской подзон (последние описаны вместе с остальными стратифицированными образованиями фундамента ЗСП).

В Малоуральской подзоне выделяются усть-конгорская, войкарская, малоуральская, кевсоимская, варчатинская и дзеля-варчатинская свиты. При этом необходимо отметить, что объем и состав данных свит разными исследователями трактуется по-разному, часто точки зрения являются взаимоисключающими. Поэтому приводимая ниже стратиграфическая последовательность Малоуральской зоны является в определенной мере эклектичной и не более чем одним из возможных вариантов. Этот район еще ждет своего исследователя.

Усть-конгорская и войкарская свиты нерасчлененные (O_2-S_{1uk-vk}). Картируются совместно в масштабе карты.

Усть-конгорская свита первоначально выделена и описана Н. П. Лупановой и В. В. Маркиным [124] под названием хараматолоуской. П. М. Кучериной переименована в 1991 г. [408] во избежание путаницы с хараматолоуской серией докембрия. Распространена только в бассейне нижнего течения р. Хараматолоу. Представлена спилитами, зелеными апоспилитовыми сланцами, туфографитоидными и филлитовидными сланцами с редкими прослоями углисто-кремнистых сланцев и линзами мраморизованных известняков, в которых содержатся плохой сохранности мелкие брахиоподы, кораллы, табуляты и криноидеи. Среди последних имеются формы, свидетельствующие об ордовикском возрасте свиты [56]. Нижняя граница свиты не известна, так как снизу свита подслоена плутонами собского и конгорского комплексов. Видимая мощность более 500 м.

Войкарская свита распространена в бассейнах рек Лагорта и Хараматолоу. Выделена и описана Н. П. Лупановой и В. В. Маркиным [124]. Ее объем и название впоследствии различными авторами неоднократно менялись [412, 392, 258, 408]; отложения относились к разным свитам и датировались обычно силуром—ранним девоном. В современном понимании [511] свита сложена подушечными и пластовыми спилитами с экзотичными прослойками яшмоидов и пачками диабазов. Стратотип свиты находится на р. Войкар, ниже слияния рек Кокпела и Лагорта. Органические остатки в свите не обнаружены. Контакты ее тектонические. Возраст свиты определяется условно как раннесилурийский по ее положению в разрезе под малоуральской свитой, возраст которой датируется поздним силуром—ранним девоном. Видимая мощность — первые сотни метров.

Общая мощность объединенного литокомплекса, вероятно, более 1000 м.

Малоуральская свита (S_2-D_{1tu}). Выделена Н. Н. Литовченко в 1964 г. [412]. Известна также под другими названиями: соимюганская свита, таньюская (таньинская) свита [124], юртым-соимский, тэренский, маниюку-

юский, элькошорский вулканические комплексы [258]. Распространена в северной части Войкарского синклиория, по рекам Хараматолоу, Соим-Юган, Войкар, Тяню и др. Стратотипической местностью является гряда Мал. Урала на правом берегу р. Тяню.

Свита характеризуется фациальной невыдержанностью и сложена разнообломочными туфами и вулканомиктами пироксен-плагиоклазовых андезибазальтов с редкими пластами базальтов, андезибазальтов, отдельными пластами туфопесчаников и туффитов. Изредка встречаются биогермы, сложенные рифогенными известняками. В разрезе малоуральской свиты выделяются три толщи (нижняя — вулканогенно-туфогенная, средняя — тонкослоистых мелкозернистых осадочных, туфогенно-осадочных и туфогенных пород и верхняя — вулканогенно-туфогенная).

Нижняя толща представлена однообразными субаэральными пестроцветными грубыми агломератовыми и бомбовыми туфами, туфобрекчиями, кластолавами и лавами, слагающими массивы вулканических пород преимущественно андезитового состава. В этих массивах не устанавливаются признаки внутренней стратификации, часто они пронизаны жерловинами и некками. Очевидно, они представляют собой руины центральных частей древних вулканических аппаратов. Один из таких центров извержения слагает горный массив Манюкую, аналогичные образования частично слагают хр. Дзольварчаты.

Средняя толща распространена в районе ручья Элькошор, в районе рудопроявлений Элькошорское и Третья Рудная Горка, а также на правом берегу среднего течения р. Тяню. Тонкослоистые мелкозернистые осадочные, туфогенно-осадочные и туфогенные породы этой толщи налегают на бомбовые туфы и аглютинаты нижней толщи. Верхняя граница средней толщи проводится по появлению в разрезе грубообломочной пирокластике, но никаких следов размыва или несогласного залегания пород средней и верхней толщ не установлено.

Верхняя толща развита на правом берегу р. Тяню, а также известна в других частях Малоуральской подзоны. Сложена пирокластическими и вулканогенно-осадочными породами и лавами разнообразных структурно-текстурных и вещественных типов. Для них характерно широкое развитие грубой пирокластике (бомбовые туфы, туфоконгломераты и туфогравелиты). В целом вулканогенные породы доминируют над вулканогенно-осадочными (60—80% объема пачки). При этом низы разреза толщи характеризуются преобладанием грубых вулканогенно-осадочных образований. Средние части разреза сложены преимущественно бомбовыми водноотложенными туфами базальтов, расслоенными потоками базальтов пироксен-плагиоклазовых, мелко-обильнопорфировой структуры и миндалекаменной текстуры. Верх разреза сложены кристалло- и литокластическими туфами основного состава.

В целом петро-геохимический состав и литологические особенности изверженных и туфогенных пород малоуральской свиты указывают на их происхождение в результате эруптивно-эксплозивной деятельности вулканов центрального типа в надсубдукционной палеогеодинамической обстановке. Чередование в разрезе пачек существенно вулканогенных и существенно осадочных пород указывает на периодическую активизацию вулканической активности в период накопления пород свиты. В формационном и возрастном отношении свита близка к именовской свите Тагильской СФМЗ.

В отложениях свиты на р. Хараматолоу выявлены брахиоподы лудлова–лохкова, пражского и эмского возраста [47, 511]. Нижняя граница свиты неизвестна. Перекрывается согласно залегающей в верховьях р. Хулга варчатинской свитой, а на правобережье р. Войкар — предполагается, что ее верхняя часть частично замещается по латерали кевсоимской свитой нижнего девона.

Кевсоимская свита (S_2-D_1kv) вулканогенно-осадочных и вулканогенных пород трахиандезитового состава распространена в пределах рассматриваемой территории только на юго-востоке листа Q-41-XVI на левобережье р. Лагорта (южная часть хр. Янас-Тэрэ). Выделена Р. Г. Язевой и В. В. Бочкаревым [258] из состава войкарской свиты на основании петрохимических данных и формационных признаков. Наиболее полно породы толщи обнажены в долине руч. Кевсоим и на Погрымшорских высотах.

Свита сложена здесь трахиандезитами и грубообломочными эксплозивными брекчиями, состоящими из однородных по составу угловатых обломков флюидално-полосчатых редкопорфировых трахиандезидацитов. По-видимому, они представляют собой руины крупного стратовулкана, сложенные преобладающими черными гиалокластами и эксплозивными брекчиями. Контакты кевсоимской свиты с другими образованиями района только тектонические. Органические остатки в породах свиты не выявлены. Обилие обломочного материала трахиандезитов в осадочных породах варчатинской свиты, содержащей фаунистические остатки, характерные для пражского, эмского и эйфельского веков, позволяют предположить, что образования кевсоимской свиты не моложе верхов нижнего девона. Поэтому возраст свиты принят условно позднесилурийско-нижнедевонским. Мощность более 300 м.

Варчатинская свита ($D_{1-2}vr$). Выделена В. В. Маркиным в бассейне р. Войкар [124], который различал в ней две части: нижнюю, существенно карбонатную, которая О. А. Кондиейном [56] выделялась как титовская свита, и верхнюю, существенно вулканогенную. В бассейнах рек Хулга, Сыня и Хальмерью эти отложения известны также, как галактионовская свита. Стратотипической местностью свиты является гряда Варчатумсюр. Варчатинская свита характеризуется значительной фациальной изменчивостью, наличием внутренних перерывов и несогласий. Ее нижние горизонты выполняют разнопорядковые неровности древнего рельефа. Поэтому нижняя граница свиты скользящая — базальные части ее разреза имеют различный стратиграфический объем в разных ареалах распространения пород варчатинской свиты. Эти особенности строения свиты привели к тому, что слагающие ее фациально невыдержанные образования в разных частях Малоуральской зоны относились ранее к разным вещественным комплексам.

В составе варчатинской свиты, как содержащей, так и перекрывающей рифовые массивы, различаются метаандезибазальты и реже метаандезидациты и их туфы, лавобрекчии, ксенотуфы, известняки, туфопесчаники, полимиктовые конгломераты, содержащие обломки известняков. В известняках выявлены органические остатки (брахиоподы, кораллы, криноидеи) пражского, эмского и эмско-эйфельского возраста (от тошемского до тальтийского горизонтов), в связи с чем возраст свиты считается пражско-эйфельским. Мощность свиты достигает 300—600 м. Перекрывается со следами размыва дзоля-варчатинской свитой [56].

Малоуральская, кевсоимская и варчатинская свиты нерасчлененные (S_2-D_1mu-vr). Выделяются на карте доюрских образований под чехлом ЗСП. Состав свит и их мощности предполагаются аналогичными вышеописанным.

Дзоля-варчатинская свита ($D_{2-3}dv$) выделена В. В. Маркиным в 1964 г. и отнесена им к живету—верхнему девону. Распространена по рекам Тянью, Варчатывис, Нелкаюган и др. Р. Г. Язевой и В. В. Бочкаревым [258] выделялась как варчаты-мусюрский флишево-вулканогенно-моласовый комплекс, который Н. Б. Кузнецовым и др. [404] описан как варчатинская свита, но датирован ранним—средним девоном.

Сложена туфами андезибазальтов, трахитов, лавобрекчиями, ксенотуфами, туффитами, полимиктовыми песчаниками и конгломератами. Характерна многопорядковая цикличность и градационная сортировка оболочечного материала. В основании — полимиктовый туфоконгломерат мощностью 20—30 м), содержащий обломки метариолитов, туффитов, туфов и известняков с остатками среднедевонской фауны (манюку-мусюрский маркирующий базальный горизонт по Р. Г. Язевой). На хр. Манюку-Мусюр и Янас-Тэрэ базальные слои свиты залегают несогласно на подстилающих образованиях и нивелируют древний вулканический рельеф. В составе обломков отмечаются глыбы известняков с эйфельским конодонтами: *Belodella firminosa* Snigireva и др.

По мнению Р. Г. Язевой, толща в целом является вулканогенной моласой. Средне-верхнедевонский возраст принимается в известной мере условно на основе сопоставлений с Нахорской и арбыньинской толщами Тагильской зоны.

Залегает с размывом на варчатинской свите [56]. Верхняя граница не известна. Видимая мощность оценивается от 250 до 350 м.

Тагильская СФМЗ

Представлена на территории листа своей северной частью. Подразделяется на Западнотагильскую, Центрально-Тагильскую и Восточно-Тагильскую зоны (под чехлом ЗСП). При этом подобное трехчленное деление весьма условно, так как фактически стратифицированные образования Западно-Тагильской СФЗ (шемурская, именновская и сосьвинская свиты) подстилают в районе образования Центрально-Тагильской СФЗ (лопсийская и рувшорская толщи). Стратифицированные образования Восточно-Тагильской СФЗ описаны совместно с остальными стратифицированными образованиями фундамента ЗСП.

Шемурская и именновская свиты нерасчлененные ($O_3-S_1\check{m}-im$) закартированы к востоку от полосы Шекуринского габброидного массива. Их свитная принадлежность установлена в известной мере условно.

По материалам О. А. Кондияйна [56] они представлены внизу эпидотальбит (актинолит)-хлоритовыми аповулканогенными «зелеными» сланцами по metabазальтам («спилитам»), иногда с прослоями яшмоидов, вверху — миндалекаменными «спилитами», метариолитами и метадацитами и их туфами. Палеонтологически не охарактеризованы. По мнению некоторых исследователей, базальт-риолитовая часть этих отложений может сменять ба-

зальтовую не только вверх по разрезу, но и по латерали (фациально). Сопоставляются на основании сопоставлений по вещественному составу с шемурской свитой более южных районов. Нижняя граница этих отложений в пределах листа не известна, так как уничтожена интрузиями. Видимая мощность, по данным А. В. Цымбалюка и М. П. Мезенцева, около 1800 м.

Верхняя часть разреза сложена базальтами, метаандезибазальтами (пироксеновыми, пироксен-плагиоклазовыми, роговообманковыми). Иногда им подчинены андезириолиты и их туфы (часто агломератовые и бомбовые), туфобрекчии и вулканомиктовые породы разной размерности с прослоями известняков. По петрохимическим особенностям отложения относятся к базальт-андезибазальтовой последовательно дифференцированной калиево-натриевой формации нормальной щелочности и условно сопоставляются с именновской свитой более южных районов. Верхняя граница совпадает с подошвой терригенно-вулканомиктовых пород сосьвинской свиты. Мощность 600—1400 м. Общая мощность нерасчлененных образований 2400—3200 м.

Сосьвинская свита ($S_2-D_{1,ss}$). Свита выделена С. М. Андроновым (1947) в Североуральском районе. Стратотип расположен на р. Сосьва, к югу от территории листа. В пределах Сосьвинского района нижняя часть свиты сложена осадочно-вулканогенной толщей, представленной туфоконгломератами, туфопесчаниками, туффитами; трахитами, трахириолитами, трахиандезитами, и трахидацитами, их туфами; кремнистыми и глинисто-кремнистыми сланцами с маломощными прослоями известняков с *Gypidula integer* (Вагг.), *Atryoidea columbella* (Вагг.), *Proreticularia carens* (Вагг.), отвечающей бобровскому и североуральскому горизонтам пржидольского яруса верхнего силура и имеющей мощность от 200 до 600 м. Верхняя часть свиты представлена толщей базальтов, андезибазальтов, долеритов, трахитов и их туфов, отвечающих сарайнинскому и низам саумского горизонта лохковского яруса нижнего девона, мощность толщи 400 м.

По р. Бол. Сосьва из прослоев и линз известняков в составе свиты определены верхнесилурийско-раннедевонские кораллы: *Pseudoamplexus* sp., *Conophyllum* sp., *Alveolites* sp. Из верхней части свиты, также по Бол. Сосьве, определены *Pseudoamplexus quadripartitus* Soschk., *Spongophyllum* cf. *perfecta* (Wdkd.), *Clorindina pseudolinguifera* Kozl., *Lanceomyonia* cf. *tarda* (Вагг.), *Rhynchospirna* cf. *siemeradzki* Kozl., *Septatrypa*(?) *zelia* Вагг., *Spirigerina* cf. *supramarginalis* (Khalf.), характеризующие лохковский ярус нижнего девона; выше по разрезу отмечаются брахиоподы *Schizophoria* sp., *Spirifer* sp., *Atrypinella* cf. *delicata* J. et M. Breiv., *Bisphaera* (*Bullela*) sp. (Рудник и др., 1967).

Общая мощность свиты 600—1000 м.

Лопсийская толща отвечает северососьвинской свите, выделенной Р.И. Ерошевской в 1991 г., но, поскольку ранее свита с таким же названием была выделена В.А. Лидером [121] для меловых отложений, девонскую толщу предложено было переименовать в лопсийскую, по р. Лопсия [339]. В стратотипическом районе (реки Мал. Сосьва, Лопсия, Нахор, Манья) образования свиты представлены базальтами и их туфами, переслаивающимися с пачками кремнистых туфогенных сланцев, туффитов, туфопесчаников, песчаников. В основании отмечается пачка полимиктовых конгломератов(?), которая выделена Р. И. Ерошевской как ятринская олистострома. Представлена смесью обломков разного размера (некоторые до 30 м в поперечнике),

состоящих из известняков, содержащих нижнедевонскую фауну, габброидов, metabазальтов, андезибазальтов и андезитов, сверху с прослоями песчаников, гравелитов и алевролитов. Основная масса состоит из мелких и мельчайших обломков того же состава. Олистострома образует толщу мощностью до 100 м и возможно, местами более. К востоку по падению, по данным бурения, она выклинивается.

Низы разреза (500—700 м) собственно лопсийской толщи сложены преимущественно базальтами, трахибазальтами и трахиандезибазальтами, выделяются как нижняя (базальтовая) подтолща ($D_{1-2}lp_1$), верхняя часть (1500—2000 м) — преимущественно полимиктовыми конгломератами, гравелитами и песчаниками с прослоями и линзами известняков выделена как верхняя (молассоидная) подтолща ($D_{1-2}lp_2$), которые и показаны на геологической карте [398].

В осадках лопсийской толщи отмечаются находки фауны и микрофауны пражского, эмского и эйфельского ярусов: *Iydelina iydelensis* (K h o d.), *Carinata arimaspis* (E i c h w.), *Karpinskia fedorovi* T s c h e r n., *Atrypa oriens* E i c h v., *A. ex gr. devoniata* W e b s t., *Uncinulus parallelipipidus* (B r o n n.), *Nymphorynohia cf. nympa var. emaciata* B a r r., *Stromatopora concentrica* G o l d f., *Spathog-nathodus steinhornensis* (Z i e g l e r), *S. steinhornensis miae* (B u l t i n c h.), *Ozarcodina typica denchmanni* (Z i e g l e r), *Hindeodella equidentata* (R h o d e s), *Belodella trianguliformis* (S t a u f f e r) [339].

Мощность лопсийской толщи в целом соответственно 2000—2700 м.

Рувшорская толща ($D_{1-2}rv$) выделена В. Н. Кошевым, М. М. Павловым [398]. Толща слагается преимущественно рифогенными известняками серыми, розовыми, кремовыми, в низах нередко брекчированными краснобурыми. Отмечаются прослои песчаников, конгломератов, кремнисто-глинистых, известково-глинистых сланцев; в нижней части разреза присутствуют прослои туфов трахиандезит-базальтового состава. Образования рувшорской толщи связаны фаціальными переходами с лопсийской толщей. Возраст толщи обосновывается многочисленными находками фауны пражского, эмского и эйфельского ярусов нижнего—среднего девона [398]. Мощность 2050—2300 м.

Войкаро-Щучьинская, Тагильская и Восточно-Уральская структурно-формационная мегазоны в фундаменте Западносибирской плиты

По материалам глубокого бурения и геофизическим полям, в фундаменте Западносибирской плиты выделяются части Войкарской, Центрально- и Восточно-Тагильской, Ангальско-Березовской и Алта-Тумпской СФЗ, которые показаны нами на геологической карте доюрских образований. Войкарская СФЗ в полосе, прилегающей к обнаженным районам Малого Урала, представлена теми же подразделениями, которые картируются и в обнаженной части листа — это малоуральская, кевсоимская и варчатинская свиты нерасчлененные, дзоля-вартчатинская свита. На остальной части территории картируемые палеозойские полифаціальные образования изучены слабо, выделены по литологическому и петрографическому составу в качестве толщ

определенного возраста, особенности которых на данном этапе изученности не всегда удается дифференцировать по зональному признаку. Поэтому ниже приводится их краткое общее описание.

ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА—СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ, НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ

Кремнисто-вулканогенная толща ($O-S_{1jv}$) предположительно развита отдельными фрагментами в составе Восточно-Войкарской подзоны Войкарской СФЗ и Алта-Тумпской СФЗ. Представлена вулканогенно-терригенной ассоциацией пород. Так, на Тутлеймской площади в скв. 45-Р (интервал 1224,5—1232 м) вскрыты спилиты, а в скв. 48-Р (1304,5—1310 м) — гравелиты с прослоями каолиновых глин и песчаников. Имеющаяся датировка методом СДП абсолютного возраста спилитов в 410 млн лет не противоречит отнесению их к ордовику—силуру [160].

СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА— НИЖНИЙ ОТДЕЛ ДЕВОНСКОЙ СИСТЕМЫ

Андезит-базальтовая толща (S_2-D_{1ab}) выделена по геофизическим данным в виде нескольких фрагментов в составе Восточно-Войкарской подзоны Войкарской СФЗ и Алта-Тумпской СФЗ. Предполагается, что они представлены андезит-базальтовыми, андезитовой и базальт-трахитовой ассоциациями пород с прослоями туфоконгломератов и линзами брекчированных известняков. Общая мощность этой толщи достигает 500—600 м. На листе Р-41 в известняках известны находки фауны брахиопод, фораминифер и единичных кораллов верхнесилурийского—нижнедевонского времени [277].

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА, СРЕДНИЙ—ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Терригенно-вулканогенная толща (D_{2-3tv}) предположительно показана в составе Центрально-Тагильской, Восточно-Тагильской и Алта-Тумпской СФЗ. Сложена вулканогенно-терригенно-карбонатными образованиями: трахиандезитбазальтами, трахиандезитами, их туфами, туфопесчаниками, гравелитами и известняками. По мнению геологов-съемщиков [64], эта полифациальная толща отвечает среднему—верхнему девону. Более детально изучена на территории листа Р-41, где аналогичные образования относятся к нахорской и арбыньинской толщам. Мощность более 1400 м.

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ—ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Вулканогенно-осадочная толща (D_{1-3vo}) широко распространена в осевой части Войкарского синклиория в Малоуральской подзоне. В основном своем объеме сложена, по всей видимости, флишоидным вулканогенно-молассовым комплексом (аналоги дзоля-варчатинской свиты) и от-

части подстилающими его образованиями трахиандезит-дацитовый и андезит-базальтовой ассоциаций (аналоги кевсоимской и варчатинской свит). Общая мощность достигает 2000 м и более.

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ— КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Карбонатно-терригенная толща (D_3-C_1ct) представлена двумя небольшими по размерам участками преимущественного развития карбонатно-терригенных пород, условно датируемых поздним девонем—ранним карбоном [277] в пределах Малоуральской подзоны Войкарской СФЗ. Вероятная их мощность достигает 600—800 м.

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА. НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Терригенная толща (C_1t). Условно выделена лишь на Хулга-Ляпинском междуречье в Центрально-Тагильской СФЗ. Предполагается [277], что здесь в разрезе доминируют конгломераты, гравелиты и полимиктовые песчаники с прослоями аргиллитов. Мощность более 30 м. Рассматриваемая толща наиболее полно изучена на площади листа Р-41, где в ней известны находки фаунистических остатков.

Зауральская структурно-формационная мегазона

Условно выделяется по геофизическим данным в фундаменте Западно-сибирской плиты в виде небольшого фрагмента на восточной рамке листа, относимого к Восточно-Салехардской СФЗ.

Нижний—средний палеозой(?). Вулканогенно-терригенная толща ($PZ_{1-2}vt$). Выделение данного подразделения на правобережье Оби в низовьях р. Куноват аргументировано лишь материалами региональных построений [199]. Предполагается, что в строении разреза здесь принимают участие вулканогенно-терригенные образования мощностью до 800—1000 м.

ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА

Пермские отложения на территории листа приурочены преимущественно к Предуральской и отчасти, Уральской структурно-формационным мегазонам. Первая пространственно совпадает с системой орогенных впадин Предуральского краевого прогиба, вторая охватывает Уральское горное сооружение. В фундаменте Западносибирской плиты пермские осадки не известны.

В Уральской СФЗ пермские осадочные образования развиты в пределах Лемвинской подзоны Западноуральской СФЗ, которая отвечает остаточному флишевому трогу (располагавшемуся на месте бывшего континентального склона перед фронтом надвигающегося орогена) и представлены отло-

жениями кечпельской свиты, формирование которой началось еще в позднем карбоне. На подстилающих образованиях пермские отложения залегают здесь согласно. В современной структуре они находятся в составе Лемвинского аллохтона.

Все пермские отложения Предуральской СФМЗ в пределах листа по формационным признакам относятся нами к Косью-Коротаихинской СФЗ, которая охватывает как площади одноименных впадин прогиба, так и разделяющие их поднятия Чернова, Чернышева, а также территорию Варандей-Адзвинской структурной зоны. Восточная часть краевого прогиба и соответственно Косью-Коротаихинской зоны перекрыта Лемвинским аллохтоном и уверенно прослеживается под его подошвой по сейсмическим данным на 15—40 км к востоку. Субстратом пермских отложений являются карбонатные толщи среднего—верхнего карбона, на которых они залегают трансгрессивно.

По особенностям строения разрезов в составе Косью-Коротаихинской СФЗ выделяются три подзоны: Коротаихинская, Косью-Роговская и Сарьюгинская, которые в свою очередь делятся на районы. Первые две подзоны весьма близки между собой и выделяются скорее традиционно, так как наборы картируемых подразделений Интинского и Воркутинского районов Косью-Роговской подзоны и Паэмбойско-Хальмерьюского района Коротаихинской подзоны практически идентичны. Снизу вверх здесь выделяются юньягинская серия (в составе сизымской, гусиной, бельковской и талатинской свит), воркутская серия (в составе лекворкутской и интинской свит), печорская серия (в составе сейдинской и тальбейской свит). Отличие лишь в том, что в Паэмбойско-Хальмерьюском районе тальбейская свита фациально замещается более грубообломочной силовской свитой.

Необходимо также отметить, что IV Уральским МСС для Интинского района Косью-Роговской подзоны была восстановлена схема А. П. Ротая из последовательности косьинской, чернореченской, кожимской свит. Данное решение нельзя признать конструктивным, так как идентичность схемы А. П. Ротая [196] и схемы А. А. Чернышева установлена еще в 1950-е годы. Приоритет последней очевиден. Ни при каких геологосъемочных и разведочных работах схема А. П. Ротая на протяжении последних 50 лет не использовалась. Поэтому не включена и в легенду Уральской серии ГК-1000/3.

Более существенные изменения наблюдаются вкрест простирания краевого прогиба. В Адзвинском районе Косью-Роговской подзоны юньягинская серия как таковая не выделяется (хотя на многих картах она там и показана). Низы разреза пермских отложений сложены здесь нелыняшорской свитой и алевролито-аргиллитовой толщей. Первая является аналогом сизымской свиты, а вторая отвечает объему гусиной, бельковской и талатинской свит, характерные литокомплексы которых здесь не узнаются. Лекворкутская свита замещается неугленосной адзвинской свитой. В то же время верхи разреза идентичны другим районам и представлены интинской свитой и печорской серией.

Сарьюгинская подзона отличается тем, что в раннепермское время (ассельский—артинский века) краевой прогиб как таковой здесь еще не заложился, и в пределах подзоны шло накопление шельфовых карбонатов сарьюгинской серии. По внешнему краю карбонатной платформы локально формировались рифогенные постройки, некоторые из которых вскрыты бурением при

поисках нефти и газа. Со второй половины кунгурского века подзона вовлекается в прогибание в связи с расширением краевого прогиба, и здесь формируются терригенные, с поздней перми — угленосные отложения. В южной части гряды Чернышева на отложениях сарьюгинской серии залегает тальбейчигемская свита кунгурско-уфимского возраста, а в пределах Мореюского района — адзвинская свита. Верхи пермского разреза в пределах Мореюского района Сарьюгинской подзоны, как и в Косью-Роговской сложены угленосными терригенными отложениями интинской свиты и печорской серии.

В качестве основы для корреляции картируемых подразделений пермской системы взята региональная схема IV Уральского межведомственного стратиграфического совещания (1990), отредактированная с учетом постановления МСК об отнесении саранинского горизонта к кунгурскому ярусу (1998). В настоящее время Межведомственным стратиграфическим комитетом России принято новое деление пермской системы на три отдела и разработана Общая (Восточно-Европейская) шкала (Постановление МСК от 8 апреля 2005 г.). Но, учитывая тот факт, что легенда к издаваемым геологическим картам и сами карты уже были составлены до опубликования данного Постановления, стратиграфическое описание пермских отложений ведется согласно утвержденной легенде, основанной на Схеме IV Уральского МСС.

Описание стратифицированных картируемых подразделений для удобства восприятия приводится нами ниже по крупным этапам развития региона: асельско-раннекунгурскому, позднекунгурско-уфимскому, позднеуфимско-татарскому, которым соответствует формирование основных осадочных серий прогиба: юнъягинской, воркутской, печорской.

ВЕРХНИЙ КАРБОН—НИЖНЯЯ ПЕРМЬ

Кечьпельская свита (C_3 — P_1kp) выделена К.Г. Войновским-Кригером в 1945 г. со стратотипом на р. Кечьпель. Развита в составе Верхнелемвинского паравтохтона и Лемвинского аллохтона. Представлена мелкоритмичным переслаиванием темно-серых до черных тонкоплитчатых аргиллитов, алевролитов и полимиктовых мелкозернистых и пиритизированных песчаников флишевого строения. Нередко встречаются гальки черных глинистых сланцев.

Содержит редкие остатки флоры — *Rufloria* aff. *derzavinii* (Neub.), *Samaropsis frigida* Neub., *S. cf. triquetra* Zal, *S. meyen* и конодонты нижней перми *Neogondolella* ex gr. *bisselli* (Clark et Behn), *Gondolella sub lanceolata* Gunn. [486], сакмарские аммоноидеи *Agathiceras uralicum* Karp., *Artinskia cf. nalivkini* Ruzh., *Somoholites beljaevi* (Voron.).

Отложения кечьпельской свиты залегают согласно, без признаков углового и стратиграфического несогласия на кремнисто-глинистых сланцах яйюской и воргашорской свит, охарактеризованных конодонтами верхнего карбона [486]. Перекрывающие образования неизвестны. Поэтому возраст условно принимается позднекарбонново-артинским, так как мощные пачки песчаников, характерные для кунгурских отложений отлагавшейся западнее талатинской свиты, в разрезе кечьпельской свиты не наблюдались. Свита сложно дислоцирована, при этом слоистость глинистых сланцев часто затухшевана не совпадающей с ней сланцеватостью, что затрудняет определение ее мощности, которая составляет более 1000 м.

Нижний отдел, ассельский ярус—кунгурский ярус (нижняя часть)

Юньягинская серия (P_1j) названа по р. Юньяга (приток р. Воркута). Выделена К.Г. Войновским-Кригером в 1945 г. Стратотип серии находится на р. Воркута, севернее устья р. Юньяга [23]. Серия представлена безугольными морскими терригенными осадками неясноритмичного строения.

Верхняя граница проводится по появлению в разрезе первых континентальных образований (угольных пропластков) и резкому обновлению фаунистического комплекса, в составе которого появляются неморские двустворчатые моллюски и флора.

По литологическим особенностям и комплексам органических остатков расчленяется на сизымскую, гусиную, бельковскую и талатинскую свиты. В восточных частях Интинского и Паэмбойско-Хальмерьюского районов из-за слабой обнаженности и сложной дислоцированности юньягинская серия на карте не расчленена. Мощность нерасчлененных отложений в Интинском районе составляет 2000—2400 м, в Паэмбойско-Хальмерьюском — 920—1000 м.

Сизымская и гусиная свиты объединенные (P_1sz-gs) закартированы в Воркутинском, западной части Интинского и Паэмбойско-Хальмерьюского районов ввиду незначительной мощности сизымской свиты.

Сизымская свита («мергелистый горизонт») названа по руч. Сизымтывис (правый приток р. Силова-Яха, северо-восток Коротайхинской впадины). Автор Н.В. Шмелев (1955). Стратотип — на руч. Сизымтывис; гипостратотип на р. Воркута у Цементного завода. Является очень характерным и легко узнаваемым маркирующим горизонтом в основании терригенных пермских отложений в восточной части Косью-Коротайхинской СФЗ.

Представлена серовато-желтоватыми, розоватыми и зеленоватыми массивными, неравномерно глинистыми комковатыми известняками с рассеянным пиритом, переслаивающимися с серыми мергелями, алевролитами и аргиллитами, на севере — с прослоями конгломератов и плитчатых кремней. В толще содержится большое количество фаунистических остатков, представленных брахиоподами, фораминиферами, кораллами, реже аммоноидеями и двустворчатыми моллюсками: *Chonetina minima* (Krot.), *Ch. pseudotrapezoidalis* Mil., *Jakovlevia pseudoartiensis* (Stuck.), *Spirifer holzapfeli* Dicher., *Achunoproductus achunovensis* (Step.); *Protonodosaria clavatoides* Raus., *P. parva* Raus., *Protonodosaria praecursor* Raus; *Dentalina ampula* Gerke.; *Neopronorites rotundus* (Max.), *Neoglaptyrites satrus* (Max.), указывающих на ассельско-сакмарский возраст свиты.

В Паэмбойско-Хальмерьюском, Воркутинском и восточной части Интинского района, свита залегает с разрывом на отложениях среднего карбона, в западной части Интинского района на отложениях верхнего карбона. Мощность 6—25, реже до 40 м.

Гусиная свита названа по р. Гусиная (юго-западный склон хр. Пай-Хой). Автор — А. А. Чернов [238]. По литологическому составу подразделяется на две хорошо выдержанные на площади подсвиты. В Интинском районе выделялась А.П. Ротаем [196] как косыинская свита. Залегает согласно на сизымской свите.

Нижняя (аргиллитовая) подсвета слагается однородными темно-серыми до черных аргиллитами с мергелистыми, пиритовыми и кремнисто-глинистыми конкрециями, иногда с тонкими прослоями известковистых алевролитов и песчаников в верхней части разреза, с многочисленной фауной брахиопод, пелеципод, аммоноидей и первыми ископаемыми растениями: *Lingula praeorientalis* Ifan., *Achunoproductus achunovensis* Step., *Jakovlevia pseudoartiensis* (Stuck.); *Aviculopecten* aff. *artiensis* (Stuck.); *Uraloceras involutum* (Voin.), *U. suessi* (Karp.), *Paragastrioceras tshernovii* Ruzh.; *P. annae* Ruzh.; *Palaeoneilo ascidental* Gusk. et Demb., *Parallelodon inticus* Gusk.; *Rufioria* sp., *Cordaites* sp., *Samaropsis triquetra* Zal., *S. frigida* Neub., *Sylvella alata* Zal. и др. Эти органические остатки определяют возраст аргиллитовой подсветы в диапазоне бурцевского горизонта—нижнеиргинского подгоризонта артинского яруса [469]. В разрезе по р. Кожым в нижней части подсветы известны фораминиферы стерлитамакского горизонта сакмарского яруса [169]. Мощность подсветы в карьере Цементного завода на р. Воркута 40 м.

Верхняя (песчаниковая) подсвета представлена серыми и зеленовато-серыми песчаниками, местами сильно известковистыми, с прослоями, линзами и включениями черных и темно-серых алевролитов и аргиллитов, местами с обильным растительным детритом и шламом и редкими брахиоподами иргинского времени: *Dyoras vorcutanus* Ifan., *Jakovlevia pseudoartiensis* Stuck [469]. Мощность подсветы составляет 110—350 м.

Возраст определяется как сакмарско-артинский (стерлитамакский, бурцевский и иргинский горизонты). Мощность 150—400 м в северо-восточной части листа и до 800 м в Интинском районе.

Бельковская свита (*P₁bl*) названа по р. Бельковская (юго-западный склон хр. Пай-Хой). Автор — А.А. Чернов (1936). Стратотип свиты — на р. Бельковская (юго-западный склон хр. Пай-Хой) [238]; гипостратотип — на р. Воркута [23]. Естественные обнажения бельковской свиты выступают по рекам Воркута, Бол. Инта, Черная и вскрываются буровыми скважинами. Залегает согласно на отложениях гусиной свиты.

В северной части листа свита слагается неяснослоистыми, скорлуповатыми темно-серыми алевролитами и алевролитовыми аргиллитами, составляющими 88—90% разреза. Они ритмично чередуются с маломощными прослоями известковистых желтовато-серых алевролитов и песчаников с многочисленными цепочками конкреций разного состава. Наличие в разрезе бельковской свиты мощной толщи (более 250 м) полосчатых (ленточковидных) аргиллитов и алевролитов с ходами илоедов, редкой морской фауной и цепочками мергелистых, кремнисто-известково-глинистых, анкеритовых и сидеритовых конкреций светлой оранжево-желтой окраски делают ее маркирующей и литологически легко узнаваемой.

В южной части листа толщина характеризуется флишоидным строением и темно-серой и зеленовато-серой окраской пород. А. П. Ротаем [196] выделялась как чернореченская свита. Палеонтологически охарактеризована слабо. Обычно это неопределимые до рода остатки аммоноидей, брахиопод, пелеципод, кораллов, мшанок, спикул губок, остракод. Ископаемые растения встречаются редко и представлены обрывками кордаитов и семян голосеменных (*Rufioria* sp., *Cordaites* sp., *Samaropsis* ex gr. *triquetra* Zal.).

По комплексу органических остатков (*Artinskia artiensis* (Grüen.), *Paragastrioceras jossae* (Vern.), *Uraloceras suessi* (Karp.); *Horridonia borealis*

(Haught.), *Jakovlevia mammatiformis* (Proks.) и др. [152, 469] отложения бельковской свиты относятся к саргинскому горизонту. Мощность 420—440 м в северо-восточной части листа и 750—800 м в Интинском районе.

Талатинская свита (P_1t) названа по р. Бол. Талата (юго-западный склон хр. Пай-Хой). Автор — А. А. Чернов [238]. Стратотип свиты находится на р. Бол. Талата, гипостратотип — на р. Воркута [23]. Вскрывается в обнажениях по р. Воркута и многочисленными скважинами. В Интинском районе А. П. Ротаем [196] выделялась под названием кожимской свиты. Залегает согласно на отложениях бельковской свиты.

Сложена мощными пачками серых и зеленовато-серых известковистых песчаников, чередующихся с пачками тонкозернистых темно-серых и черных алевролитов и аргиллитов с редкими мергелистыми, кремнисто-мергелистыми конкрециями. Характер переслаивания — неясноритмический. В песчаниках часто наблюдаются следы жизнедеятельности роющих организмов, характерные разнонаправленные ходы илоедов, углефицированный детрит, знаки ряби. Содержит обильную фауну брахиопод, пеллеципод, гастропод, остракод, мшанок, криноидей и редкие макромерные растительные остатки: отпечатки паракаламитов, папоротников, кордаитов, единичных семян голосеменных и обугленные линейные листья [157, 8, 469].

По характерным видам органических остатков возраст свиты определяется как раннекунгурской: *Lissochonetes rotundatus* (Toula), *Neopronorites permicus* (Tschern.), *Dyoros pseudotrapezoidalis* Mil., *Paragastrioceras jossae* (Vern.); *Megousia aagardi* Toula, *Spiriferella saranae* (Vern.). В верхней части разреза свиты на севере изучаемой территории выделяется остракодовая зона *Bairdia reussiana* Guss., а на юге — *Healdia kozimica* Guss., *H. normalis* Guss. В то же время существует точка зрения о позднекунгурском (иренский горизонт) возрасте талатинской (кожимской) свиты [169]. Мощность свиты 210—400 м.

Нэлыняшорская свита и алевролито-аргиллитовая толща нерасчлененные (P_1nl —aa) являются аналогами юнъягинской серии в Адзвинском районе.

Нэлыняшорская названа по руч. Бол. Нэлыняшор (левый приток р. Адзъва). Автор — Л. Л. Хайцер [227]. Сопоставляется с сизымской свитой. Сложена красноцветными и пестроцветными мергелями, глинистыми известняками и известковистыми аргиллитами, сменяющимися алевролитовыми известняками с прослоями спонголитов.

Содержит брахиоподы, мшанки, кораллы, остракоды, фораминиферы, редкие двустворки, аммоноидеи, трилобиты ассельско-сакмарского возраста [227, 152, 337]. Мощность свиты 80—85 м.

Алевролито-аргиллитовая толща обнажена крайне слабо. Сложена переслаивающимися аргиллитами, полимиктовыми алевролитами и песчаниками, содержащими конкреции глинисто-известковистого, кремнисто-глинистого, мергелистого состава. В верхах разреза обнаружены брахиоподы *Cyrtella kulikiana* Frcks. и остракоды зоны *Bairdia reussiana*, в т. ч. *B. mucronulata* Guss. Мощность 517—760 м [82].

Суммарная мощность нерасчлененных образований 600—800 м.

Сарьюгинская серия (P_1sr) названа по р. Бол. Сарьюга, приток р. Косью. Авторы: В. В. Погоревич, А. В. Македонов (1965). Выделяется у западной рамки листа на гряде Чернышева, установлена по данным бурения

в Мореюской впадине, валах Сорокина и Гамбурцева Варандей-Адзьвинской структурной зоны.

Сложена преимущественно органогенно-обломочными полидетритовыми и биоморфными известняками, нередко глинистыми. По внешнему краю сарьюгинского шельфа существовали рифогенные постройки, некоторые из которых выделяются по данным каротажа.

На территории листа фаунистически не охарактеризована. За пределами листа расчленяется на шарьскую и заостренскую свиты. Содержит брахиоподы, мшанки, криноидеи, фораминиферы ассельского, сакмарского и артинского ярусов [83].

Вскрытая мощность в пределах листа 210—325 м.

Нижний отдел, кунгурский ярус (верхняя часть)—верхний отдел, уфимский ярус

Данный этап отвечает крупному трансгрессивно-регрессивному циклу в развитии Предуральского краевого прогиба и главной фазе угленакопления в Воркутском и Интинском районах, где он представлен воркутской серией.

Воркутская серия названа по р. Воркута. Автор — А. А. Чернов [238]. Выделяется в Интинском, Воркутинском и Паэмбойско-Хальмерьюском районах. Представляет собой мощную угленосную толщу, имеющую циклическое строение и сложенную переслаивающимися песчаниками, алевролитами, аргиллитами, углистыми аргиллитами и углями с частыми включениями железисто-карбонатных, анкеритовых и сидеритовых конкреций. В нижней части разреза циклы включают в себя морские, лагунно-морские и континентальные образования, количество которых и мощность слоев уменьшается вверх по разрезу. Верхняя часть слагается в основном континентальными отложениями.

Отложения воркутской серии подразделяются на лекворкутскую и интинскую свиты, которые в свою очередь по характеру угленосности и литологическим особенностям в Воркутинском и Паэмбойско-Хальмерьюском районах подразделяются на 13 пакетов, обозначаемых заглавными буквами латинского алфавита (снизу вверх): Т, S, R, P, O, N, M, L, K, I, H, G, F. В Интинском районе отложения серии на пакеты не делятся. Мощность серии варьирует в пределах 400—2400 м, достигая максимума в северо-восточной части зоны.

В схеме IV Уральского МСС в состав серии неправомерно включена талатинская свита, не содержащая континентальных фаций и угольных пластов, что нарушает принцип выделения воркутской серии.

Лекворкутская свита ($P_{1-2}lv$). Название дано по р. Лек-Воркута (правый приток р. Воркута). Автор — К. Г. Войновский-Кригер (1956).

В Воркутинском и Паэмбойско-Хальмерьюском районах с учетом литологического состава и угленосности лекворкутская свита традиционно подразделяется на две подсвиты (нижнюю — аячьягинскую и верхнюю — рудницкую).

Нижняя (аячьягинская) подсвита ($P_{1-2}lv_j$) названа по р. Аячьяга (приток р. Воркута). Автор — К. Г. Войновский-Кригер (1944, 1948). В настоящей записке выделяется согласно схеме III Уральского МСС. По схеме IV Уральского МСС нижняя часть подсвиты (пакеты S и T) безосно-

вательно отнесены к талатинской свите. Стратотип находится на р. Воркута. Гипостратотип — на руч. Боковой (приток р. Бол. Сыр-Яга) [296, 180].

Представлена переслаиванием серых песчаников (преобладают), алевролитов, аргиллитов, углистых аргиллитов и угольных пластов малой мощности (в верхах разреза). Содержит песчано-известковистые, известковистые, железисто-кремнистые, реже анкеритовые конкреционные образования. Подразделена на пакеты (снизу вверх): Т, S, R, P. Характеризуется большим количеством слоев с морской фауной, низкой угленосностью, значительным количеством ископаемых растений. В незначительном количестве присутствуют неморские двустворчатые моллюски. Содержит пелециподы (75%), брахиоподы, мшанки, фораминиферы, морские лилии, остракоды, растительные остатки филипповского горизонта [152, 63, 263, 469].

Среди органических остатков наиболее часто встречаются: *Canocrinella coninckiana* Keys., *Megousia kulikii* (Freck.); *Astartella multicosata* Demb., *Euchondria vorcutica* Gus., *Stutchburia modidiformis* (King), *Palaeomutela clara* Pog., *Sinomia kriegeri* Pog.; *Bairdia reussiana* Kirk.; *Xiphophyllum kulikii* Zal., *Rufioria* ex gr. *derzavinii* (Neub.), *R. tajmyrica* Schwed., *Zamiopteris syrjagensis* Puck., *Samaropsis pusilla* Neub. и др.

Состав фауны и флоры свидетельствует о нижнекунгурском возрасте подсвиты.

Однако существуют и другие мнения. Так, В.Н. Калашников и др., Г.П. Канев и др. ее помещали стратиграфически значительно выше — датировали уфимским ярусом [101, 218], а Е. А. Гусева и В. П. Горский [59] ее нижнюю часть помещали в верхи артинского яруса.

Мощность отложений подсвиты составляет 400—600 м.

Верхняя (рудницкая) подсвита ($P_{1-2}lv_2$) названа по поселку Рудник (г. Воркута). Автор — К. Г. Войновский-Кригер [23]. Стратотип расположен по р. Воркута в районе пос. Рудник. Вскрыта и изучена многочисленными скважинами на Воркутском, Верхнесырьягинском, Воргашорском и других месторождениях в связи с тем, что содержит лучшие по качеству пласты угля, обрабатываемые большинством шахт.

Представлена циклическим чередованием морских, лагунно-морских и континентальных образований. Значительную роль в разрезе начинают играть континентальные отложения. Это основная промышленно-угленосная часть воркутской серии. Характеризуется наличием выдержанных по площади угольных пластов рабочей мощности и уменьшением количества слоев с морской фауной. Отличается большим количеством разнообразных растений — преобладают кордаиты, членистостебельные и папоротники.

Литологический состав подсвиты определяется переслаиванием песчаников, алевролитов, аргиллитов с угольными пластами и единичными прослоями и линзами гравелитов и мелкогалечных конгломератов, с анкеритовыми, реже сидеритовыми конкрециями. Преобладают глинистые и углистые образования. Подразделена на три пакета — О, N, M. В пакетах О—N свита содержит обильную флору, прослой морской и пресноводной фауны пелеципод, брахиопод, фораминифер, остракод иренского горизонта кунгурского яруса. И только пакет M охарактеризован фауной и флорой низов соликамского горизонта уфимского яруса [152, 218, 32, 469]. Типичные представители флоры: *Cardioneura vorcutensis* Zal., *Viatscheslavia vorcutense* Zal., *Samaropsis* ex gr. *vorcutana* Tschirk. и др.

Комплексы фауны и флоры свидетельствуют о верхнекунгурском (иренском) и соликамском возрасте рудницкой подсвиты. По схеме IV Уральского МСС отложения рудницкой подсвиты считаются полностью уфимскими, что противоречит палеонтологическим данным.

Мощность отложений подсвиты составляет 250—450 м в пределах стратотипа, до 500—600 м к северо-востоку от него.

В Интинском районе на карте показана лекворкутская свита нерасчлененная. В составе лекворкутской свиты здесь отмечается увеличение известковистых пород и содержание морской фауны, резкое сокращение угленосности и количества флоры. Поэтому рядом авторов предлагается выделять здесь ее аналог — кожмрудницкую свиту [134, 169, 469, 109 и др.].

Свита представлена равномерным переслаиванием крупных пачек серых и зеленовато-серых песчаников, алевролитов и аргиллитов с подчиненными прослоями угля, в основном в верхней части разреза. Здесь же встречается значительное количество сидеритовых конкреций. Многочисленная фауна остракод, брахиопод, двустворчатых моллюсков, мшанок, а также макромерные растительные остатки, широко распространенные по всему разрезу. Характерны кунгурские виды мелких фораминифер зон *Gerkeina komiensis* и *Fronicularia prima* и брахиопод, среди которых наиболее значимыми видами являются *Striapustula koninckiana* Keys. (массовое развитие), *Megousia kulikii* Fred. и *Sowerbina granulifera* (Toula) [152, 109].

Из растительных остатков чаще всего встречаются членистостебельные, кордаиты, мелкоперышковые папоротники: *Paracalamites frigidus* Neub., *Cordaites singularis* (Neub.), *Zamiopteris lanceolata* (Chachl. et Pol.) Neub., *Cardioneura vorcutensis* Zal., *Samaropsis frigida* Neub. и др. Они тоже указывают на кунгурский возраст отложений.

Кроме того, Г. П. Каневым и Н. А. Колодой (2000) в верхах разреза установлены палинокомплексы уфимского возраста с *Kraeuselisporites vulgaris* (Naum. et War.), *K. pogorevitchi* Virb., *Granizonospora granifera* (Lub.), *Crucisaccites ornatus* (Samoil.), *Perulatisporites strumulosus* Virb. и др.

Мощность лекворкутской свиты в Интинском районе составляет 550—685 м.

Адзъвинская свита ($P_{1-2}ad$) является аналогом лекворкутской свиты в Адзъвинском районе. Автор — Л. Л. Хайцер [227]. Сложена переслаиванием песчаников и алевролитов с подчиненным количеством аргиллитов. В разрезе свиты преобладают песчаники с прослоями гравелитов (68%), аргиллиты (19%) и алевролиты (12%), меньше распространены углистые аргиллиты и угли (до 1%). Внизу — зеленовато-серые алевролиты с прослоями мелкозернистых песчаников с кунгурскими брахиоподами (*Megousia kuliki* Freds), пелециподами, мшанками, гастроподами и т. д., вверху — мелкозернистые песчаники, алевролиты и аргиллиты с мергелистыми, анкеритовыми и сидеритовыми конкрециями и редкими растительными остатками уфимского возраста. Литология, комплекс фауны, почти полное отсутствие угленосности свидетельствуют о формировании свиты в прибрежно-морских условиях. Субконтинентальные условия существовали лишь в раннеуфимское время, о чем свидетельствуют маломощные угольные пласты на Верхне-Роговском месторождении. Мощность 180—210 м.

Нельняшорская свита, алевролито-аргиллитовая толща и адзъвинская свита нерасчлененные ($P_{1-2}nl-ad$) выде-

ляются на карте доюрских образований в северо-западной перекрытой юрско-меловыми отложениями части гряды Чернышева и Верхнеадзвинской впадине Варандей-Адзвинской структурной зоны. Состав нерасчлененных образований аналогичен охарактеризованным выше конкретным подразделениям. Мощность до 500 м.

Сарьюгинская серия и адзвинская свита нерасчлененные ($P_{1-2}sr-ad$) выделяются на карте доюрских образований в западной перекрытой юрско-меловыми отложениями части гряды Чернышева, вале Гамбурцева и Мореюской впадине Варандей-Адзвинской структурной зоны. Состав нерасчлененных образований аналогичен охарактеризованным выше конкретным подразделениям. Мощность 380—800 м.

Тальбейчигемская свита ($P_{1-2}tč$) закартирована локально на гряде Чернышева на западной рамке листа. Характерна для южной части гряды. Представлена преслаиванием песчаников с подчиненными прослоями алевролитов, аргиллитов, пелитоморфных известняков. Залегает на отложениях сарьюгинской серии. Мощность 62—80 м.

Интинская свита (P_2in) свое название получила по горе Инта. Автор — А. П. Ротай [196]. Стратотип свиты — на р. Воркута (Стратиграфический словарь СССР, 1977); лектостратотип — на р. Кожым [196, 169]. Выделяется на всей территории листа, но везде имеет несколько различное внутреннее расчленение: в Адзвинском и Интинском районах она подразделяется на две подсвиты, а в Воркутском и Паэмбойско-Хальмерьюском — на три. На карте везде показана нерасчлененной. Согласно залегает на отложениях лекворкутской свиты.

В Интинском и Адзвинском районах нижняя подсвита (400—410 м) характеризуется переслаиванием серых и желтовато- и зеленовато-серых песчаников, алевролитов, аргиллитов с маломощными прослоями серых глинистых известняков, с пластами угля и с горизонтами морской фауны в самых низах разреза, верхняя подсвита (300—350 м) представлена переслаиванием серых и зеленовато-серых песчаников и алевролитов с прослоями гравелитов, аргиллитов и угольных пластов. В районе Интинского угольного месторождения интинская свита делится на четыре пакета со сквозной нумерацией арабскими цифрами. Мощность свиты составляет здесь 520—550 м.

В Воркутском и Паэмбойско-Хальмерьюском районах интинская свита традиционно делится на три подсвиты. При этом нижняя и средняя подсвиты делятся на пакеты L, K и I, H соответственно и вместе отвечают по объему нижней подсвите Интинского района, верхняя подсвита делится на пакеты G, F и соответствует по объему верхней подсвите Интинского района. Характеристика подсвит выглядит следующим образом: нижняя (пакеты L—K) — мелкоциклическое переслаивание глинистых пород с единичными прослоями песчаников и конгломератов, угольных пластов (мощность — 470—490 м); средняя (пакеты I—H) — крупноциклическое переслаивание мощных пачек крупнозернистых песчаников, конгломератов, гравелитов, углей с маломощными прослоями глинистых пород (мощность 200—580 м); верхняя (пакеты G—F) — тонкое циклическое переслаивание алевролитов, аргиллитов, углистых аргиллитов, углей с редкими прослоями песчаников (мощность 215—300 м).

Состав органических остатков, представленных многочисленной и разнообразной флорой, спорами и пылью, морскими и неморскими дву-

створками, брахиоподами, позвоночными, насекомыми и др., определяет возраст интинской свиты как уфимский (соликамский и шешминский (нижняя часть) горизонты) [233, 218, 469]: *Viatscheslavia vorcutensis* (Pog.), *Viatscheslaviophyllum vorcutense* (Neub.), *Intia*, *Kosjunia*, *Syrjagia*, *Rufioria recta* (Neub.), *Samaropsis vorcutana* Tschirk., *S. elegans* Neub., *S. subelegans* Neub., *Zamiopteris glossopteroides* (Schm.); *Palaeomutela alta* Pog., *P. suprema* Pog., *Palaeonodonta vorcutica* Pog. В низах свиты — *Lingula orientalis* Gol., *Megousia aaqardi* (Toula), *Astartella raricostata* Demb.

Мощность свиты в целом составляет 480—1400 м в Воркутинском и Паэмбойско-Хальмерьюском районах и 520—850 м в Интинском и Адзвинском районах.

Верхний отдел, уфимский ярус (верхняя часть)—татарский ярус

С началом рассматриваемого периода происходит дальнейшее поднятие Палео-Урала, приведшее к омоложению бассейна. На всей территории Предуральской структурно-формационной зоны накапливаются однообразные субконтинентальные угленосные толщи, объединенные в печорскую серию.

Печорская серия названа по р. Печора. Автор — Н. М. Леднев (1932). Отложения печорской серии, сформировавшиеся в континентальных условиях, представлены толщей в основном сероцветных терригенных осадков. Это переслаивание песчаников, алевролитов, аргиллитов, углистых аргиллитов и углей с прослоями и пачками конгломератов и гравелитов. Характеризуются быстрой фациальной изменчивостью, чередованием мелкой цикличности с крупными и более грубозернистыми циклами, распространением сидеритовых и кремнисто-сидеритовых, а в верхней части — известковистых конкреций, повсеместной угленосностью. Отложения серии широко распространены на всей территории листа. В них содержится большое количество ископаемых растительных остатков, по которым, как правило, и проводится стратификация разреза. Это «печорский» комплекс флоры, в котором преобладают папоротники, птеридоспермы, пельтаспермовые птеридоспермы, кордаитовые, семена голосеменных. В меньшей степени встречаются плауновые, гинкговые, членистостебельные, растения неопределенного систематического происхождения.

Фауна представлена редкими пресноводными двустворчатыми моллюсками, остракодами, конхостраками, крыльями насекомых, чешуей рыб.

Отложения печорской серии согласно ложатся на отложения воркутской серии. По особенностям фациально-литологического состава пород, характеру угленосности, составу органических остатков выделяются два типа разрезов: западный — глинистый, с повышенной угленосностью и наличием мощных угольных пластов (от 4—5 до 25—32 м — пласты Роговский и Ватъяр-ский); восточный — конгломератовый, менее угленасыщенный, где отмечаются мощные пачки конгломератов (Паэмбойско-Хальмерьюский район), которые в юго-западном направлении замещаются гравелитами и песчаниками.

Нижняя граница печорской серии проводится по смене литолого-фациальных условий и по появлению в разрезе «печорских» элементов флоры и неморской фауны.

Верхняя граница серии установлена в основании хейягинской серии триаса по появлению пестроцветных аргиллитов, содержащих фауну конхострак

и миоспоры триасового возраста, а в пределах северо-востока листа и на гряде Чернышева — по исчезновению углей и подошве первого покрова базальтов.

Мощность отложений серии составляет 700—3500 м. Уменьшение мощности происходит в западном и южном направлениях.

По литологическим и биостратиграфическим особенностям печорская серия подразделяется на сейдинскую и тальбейскую свиты. Последняя в Паэмбойско-Хальмерьюском районе замещается одновозрастной силовской свитой.

Сейдинская свита (*P_{sd}*) названа по р. Сейда (приток р. Уса). Авторы — И. Ф. Федоров, Б. А. Афанасьев (1962). Стратотип свиты выделен по скважинам Сейдинского месторождения [49]. Неостратотипом выбран разрез скв. СДК-489 на Сейдинском месторождении [174, 218]. Гипостратотип предлагается выделить на р. Адзва [174].

Свита выделяется в Адзвинском, Интинском, Воркутинском и Паэмбойско-Хальмерьюском районах, но имеет несколько различное внутреннее расчленение.

В стратотипической местности отложения сейдинской свиты представлены циклическим переслаиванием мощных пачек песчаника с тонкими прослоями гравелитов и конгломератов (44%), алевролитов (24%), аргиллитов (24%), углистых аргиллитов и углей (8%). Породы серые и светло-серые, отличаются повышенной угленосностью и наличием мощных пачек грубообломочных пород. Конкреционный состав характеризуется распространением железисто-известковистых разностей и присутствием сферолитов сидерита.

Органические остатки представлены многочисленными ископаемыми растениями — преобладают кордаитовые, в основном мелколиственные; чуть меньшее распространение имеют папоротники и птеридоспермы; реже встречаются плауновые, членистостебельные, семена голосеменных, пельтаспермные птеридоспермы и др. Фаунистические остатки редки. Встречаются обломки раковин неморских двустворчатых моллюсков, конхостраки, остракоды.

В пределах Косью-Роговской подзоны сейдинская свита традиционно расчленяется на две подсвиты: нижнесейдинскую и верхнесейдинскую. В Паэмбойско-Хальмерьюском районе Коротайхинской подзоны в составе сейдинской свиты выделяются три подсвиты: нижняя включает пакеты Е, И; средняя отвечает пакету З и верхняя — пакетам Ж, Е. При этом нижняя и средняя подсвиты этого района соответствуют нижнесейдинской подсвите остальных территорий листа [174].

Косью-Роговская подзона. Нижнесейдинская подсвита (150—520 м) представлена сероцветной аргиллит-алевролитовой толщей с мощными пачками песчаников, единичными прослоями гравелитов и конгломератов, с мощными угольными пластами и большим количеством сидеритовых конкреций. Угленосность высокая. Подсвита охарактеризована флорой, миоспорами, единичными неморскими двустворчатыми моллюсками и конхостраками верхнешешминского горизонта уфимского яруса и самых низов нажнеказанского подъяруса [218, 174]: *Callipteris adzvensis* Zal., *Zamiopteris einorii* Schwed., *Rufioria synensis* (Neub.), *Wattia rara* Pukh., *Sphenophyllum comiense* Tschirk., *Samaropsis postfrigida* Domb., *S. elegans* Neub.; *Leiotriletes egregius* Virb., *Verrucosiporites varcaensis* Virb.; двустворки — *Seydina savitschevi* Jats., *Abiella ovata* Vet. и др.

Верхнесеидинская подсвита (100—500 м) сложена массивными сероцветными песчаниками (преобладают), переслаивающимися с алевролитами, аргиллитами, углистыми аргиллитами и углями с редкими прослоями и линзами гравелитов и конгломератов. Угленосность низкая. Подсвита охарактеризована флорой, миоспорами, редкими неморскими двустворками и конхостраками нижнеказанского подъяруса [218, 174]: *Paichoa tschernovii* Zal., *Syniopteris nesterenkoi* Zal., *Phylladoderma alberi* Zal., *Zamiopteris grossus* Pukh., *Wattia erjagensis* Pukh.; *Leiotriletes subintorius* (Waltz.), *Verrucosisorites niamdensis* Virb.; двустворки — *Seyedina inventa* Jats., *Concennella pajchoica* Pog. и др.

Коротаихинская подзона. Паэмбойско-Хальмерьюский район. Нижнесеидинская подсвита (640—660 м) представлена тонким циклическим переслаиванием алевролитов, аргиллитов, углистых аргиллитов, углей. Угленосность высокая. Характеризуется смешанным комплексом флоры воркутской и печорской серий, причем первая преобладает. Содержит макрофлору и миоспоры верхнешешминского горизонта уфимского яруса и нижнеказанского подъяруса [152, 174]: *Ruflorea synensis* (Neub.), *Cordaites sylovaensis* (Neub.), *Callipteris*, *Wattia rara* Пукк., *W. seidaensis* Пукк., *Oligocarpia permiana* Fef., *Samaropsis vorcutana* Tschirk., *S. elegans* Neub. и др.

Среднесеидинская подсвита (400—420 м) представлена мелкогалечными конгломератами, переслаивающимися с тонкими прослоями алевролитов, аргиллитов и углей. Резкое падение угленосности. Содержит макрофлору, миоспоры, единичные неморские пеллециподы и конхостраки нижнеказанского подъяруса [152, 174]: *Ruflorea synensis* (Neub.), *Cordaites clericii* Zal., *Syniopteris nesterenkoi* Zal., *Callipteris septentrionalis* Zal., *Comia pereborensis* Zal., *Paichoa tschernovii* Zal., *Asterotheca(?) pluriseriata* Fef., *Phylladoderma arberi* Zal.; двустворки: *Seyedina buredanica* (Pog.), *Concinnella pajchoica* Pog. и др.

Верхнесеидинская подсвита (550—670 м) представлена конгломератами (60—65%), переслаивающимися с маломощными пачками глинистых пород и тонкими пластами углей. Характеризуется только «печорским» комплексом флоры. Фауна отсутствует. Во флористическом комплексе преобладают птеридоспермы, пельтаспермовые птеридоспермы, папоротники, семена голосеменных. Характерными растениями этой части разреза являются: *Cordaites lanceolata* (Neub.), *C. clericii* Zal., *C. petschorica* Zal., *Callipteris adzvensis* Zal., *Phylladoderma arberi* Zal., *Bardocarpus synensis* Domb., *Nucicarpus piniformis* Neub.

Общая мощность сейдинской свиты изменяется на территории листа от 250 до 1750 м.

Тальбейская свита (P_2^{tb}) получила название по горе Тальбей в среднем течении р. Адзья на гряде Чернышева [227]. Здесь же находится ее стратотип [174]. Выделяется на всей территории листа, за исключением Паэмбойско-Хальмерьюского района. Согласно залегают на отложениях сейдинской свиты и перекрывается отложениями хейягинской серии триаса. Характер границы — эрозионный. Представлена переслаиванием грубообломочных пород (отдельные пачки достигают мощности 50 м) с песчано-глинистыми пачками. Среднее количественное соотношение различных литологических разностей в разрезе свиты выглядит следующим образом: конгломераты и гравелиты — 2—3%, песчаники — 41%, алевролиты — 25%, аргиллиты — 22%, углистые аргиллиты — 5,2%, угли — 3,8%. Угленосность невысокая, варьи-

рует по площади. Преобладают песчано-известковисто-анкеритовые, реже — сидеритовые конкреции.

В комплексе макромерных растительных остатков ведущая роль принадлежит филладодерме и кордаитовым (сульцивные кордаиты, лепеофиллумы и крассинервии). Чуть меньшее значение имеют разнообразные по составу птеридоспермы, пельтаспермовые птеридоспермы и семена голосеменных. Реже встречаются гинкговые, плауновые, папоротники. В верхах разреза отмечаются хвойные. Среди фаунистических остатков ведущая роль принадлежит неморским двустворчатым моллюскам, наибольшее количество которых приурочено к средней части тальбейской свиты.

По литологическим особенностям, угленосности и составу органических остатков отложения свиты подразделяются на две подсвиты.

Нижнетальбейская подсвита (120—600 м) имеет много общего с нижележащей верхнесеидинской подсвитой и характеризуется переслаиванием алевролитов, аргиллитов, углистых аргиллитов и углей с прослоями песчаников. Содержит известково-сидеритовые конкреции. Часты прослои пестроцветов. На севере встречаются маломощные слои и линзы гравелитов. Отложения содержат макро- и микрофлору, неморские двустворчатые моллюски и редкие конхостраки верхнеказанского подъяруса [218, 174]. Это *Phylladoderma arberi* Z al., *Cordaites clercii* Z al., *C. brevis* Z al., *C. posterus* (Neub.), *Wattia talbeica* Pukh., *Pursongia*, *Tundrodendron petschorense* Z al., *Zamiopteris rossica* Z al.; *Verrucosiporites niamdensis* Virb., *Brevitriteles hispidulus* Virb.; двустворки — *Pereborella talbeica* (Pog.); *Seyedina buredanica* (Pog.), *Concinella concinna* (Jon.) и др.

Верхнетальбейская подсвита (230—670 м) сложена пачками монотонных серых крупнозернистых песчаников с линзовидными прослоями гравелитов, мелкогалечных конгломератов и менее мощными пачками алевролитов-аргиллитового состава, содержащими угольные пласты (на юге — мощные). Содержит макро- и микрофлору, неморские двустворки, конхостраки татарского яруса [152, 218, 174]. Типичными органическими остатками этой части разреза являются: флора — *Polyssaievia deflexa* Neub., *Tatarina*, *Quadrocladus*, *Equisetinostachys*, *Aequistomia aequalis* S. Meyen; миоспоры — *Granulatisporites spinosellus* (Waltz.) Virb., *Kraeuselisporites papulatus* Virb., *Cyclogravisporites polypyrenus* (Lub.); двустворки редки — *Antraconauta pseudophyllipsi* Fed., *A. arctica* Pog., *Microdontella subovata* Jones, *Palaeomutela talbeica* Pog.

Общая мощность тальбейской свиты составляет 350—1200 м.

Силовская свита (P_2^s) выделена Н. В. Шмелевым (1948). Названа по р. Силова-Яга (левый приток р. Кара). Стратотип — на р. Силоваяха (Шмелев, 1948). Гипостратотип выделен на реках Бол. и Мал. Сыр-Яга и руч. Грубешор [174, 296].

Выделяется к северу от поднятия Чернова. Широко развита в Паэмбойско-Хальмерьюском районе. Вскрывается в бассейнах рек Хальмерью, Бол. и Мал. Сыр-Яга, Силова-Яха, на горе Паэмбой. Сложена пачками крупногалечных конгломератов мощностью до 100 м, которым подчинены пачки алевролитов-глинистых пород, содержащих до 18 угольных пластов. Мощность свиты изменяется в широтном направлении — от 2080 м на востоке до 100 м на западе (р. Янгарей). В этом же направлении крупногалечные конгломераты замещаются мелкогалечными и далее — гравелитами, песчаниками, алевролитами. Уменьшается и угленосность свиты. В составе конкреций преоб-

ладают песчано-известковисто-анкеритовые разности. Встречаются мергелистые конкреции.

По особенностям литологического состава, угленосности и характеру цикличного переслаивания основных типов пород в разрезе силовской свиты выделяются нижняя и верхняя подсвиты, которые на карте не показаны. В Паэмбойско-Хальмерьюском районе свита подразделяется на пять пакетов (стратиграфически снизу вверх): Д, Г, В, Б, А. При этом первые три пакета представляют нижнесиловскую подсвиту, два других и вышележащие пермские отложения — верхнесиловскую подсвиту.

Нижнесиловская подсвита (пакеты В, Д, Г) представлена переслаиванием мощных пачек конгломератов с маломощными пачками сероцветных алевролитов, аргиллитов и угольными пластами. Характерна высокая угленосность. Содержит многочисленную флору, миоспоры, неморские двустворчатые моллюски (две антракозидовые зоны), единичные конхостраки верхнеказанского подъяруса [152, 174]: *Polysaevia deflexa* Neub., *Tundrodendron petschorensense* Neub., *Rufioria bella* Pukh., *R. arta* (Zal.) Pukh., *Cordaites aequalis* Zal., *Phylladoderma arberi* Zal.; *Jaroslavtsevisporites aculeolatus* Virb., *Krauselisporites papulatus* Smirn.; двустворки — *Concinnella concinna* (Jones), *Adzvaella arctica* Kan., *Antraconauta pseudophillipsi* Fed. Мощность 860—1220 м.

Верхнесиловская подсвита (пакеты А, Б) сложена мощными пачками конгломератов (80%) с тонкими прослоями сероцветных алевролитов, аргиллитов и угольных пластов. Отличается высокой угленосностью. Флора обильна и разнообразна. Фауна редкая, встречается в нижней части разреза. Органические остатки татарского яруса [152, 174]: *Cordaites postera* (Neub.), *C. clercii* Zal., *Pursongia* (Tatarina); *Pereborites rarinervis* Zal., *Rhipidopsis laxa* Zal., *R. palmate* Zal., *Cladophlebis* aff. *nystroemii* Halle; миоспоры — *Brevitriletes amplus* Virb., *Apiculatisporites tersus* Virb.; двустворки — *Antraconauta arctica* Pog., *A. chachlovi* Pog. Мощность 770—860 м.

Общая мощность силовской свиты на территории листа изменяется от 1600 до 2080 м.

Интинская свита и печорская серия нерасчлененные ($P_2^{ин}$ — $р\check{c}$) выделяются на карте доюрских образований в западной перекрытой юрско-меловыми отложениями части гряды Чернышева, и Варандей-Адзвинской структурной зоне. Вскрыты достаточно многочисленными скважинами. Выделяются по каротажу. Состав нерасчлененных образований аналогичен охарактеризованному выше конкретным подразделением. Важно подчеркнуть, что на территории Варандей-Адзвинской структурной зоны для верхнепермских отложений и особенно печорской серии характерна угленосность, в том числе промышленная, и по этим показателям она включается нами в состав Предуральского краевого прогиба. Мощность 450—900 м.

МЕЗОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА

Основные закономерности триасового осадконакопления на западе территории унаследованы с пермского времени. Здесь продолжается заполнение впадин Предуральского краевого прогиба континентальной молассой. Угле-

носные молассы печорского времени сменяются красноцветной и пестроцветной молассой нижнего триаса. Триасовые отложения, развитые на юго-западе Коротаихинской впадины, на севере и западе Косью-Роговской впадины, на севере гряды Чернышева относятся к Косью-Коротаихинской СФЗ, в составе которой выделяются Коротаихинская и Косью-Роговская подзоны. Коротаихинская подзона характеризуется наиболее полным разрезом триасовых отложений. В пределах листа здесь выделяются лестаншорская и нядейтинская свиты. В Косью-Роговской подзоне разита только лестаншорская свита. Триасовые отложения Варандей-Адзвинской структурной зоны по особенностям разрезов традиционно относятся к Ижма-Печорской СФЗ, здесь выделяются отложения чаркабожской, харалейской и ангуранской свит.

В Уральской СФМЗ триасовые отложения локально присутствуют только в Войкарско-Щучьинской подзоне Восточноуральской СФЗ, где они представлены саранпаульской, ятринской и семьинской свитами, которые на карте не расчленены. Однако не исключено, что на стыке листов Q-41 и P-41 в нижних горизонтах триаса могут быть вскрыты полифациальные породы нерохской и большелюльинской свит. Триасовые отложения в Восточноуральской СФЗ залегают с резким угловым несогласием на подстилающих палеозойских образованиях и фактически формируют основание чехла Западносибирской плиты.

Лестаншорская свита (T_{1-2}/s) названа по руч. Лестаншор (хр. Пай-Хой, Полярный Урал). Автор — Н. В. Шмелев (1962). Стратотип — на руч. Лестаншор; гипостратотип — на р. Хей-Яга [228]; парастратотип — скв. ВК-14, интервал 845—435 м [97].

Согласно Стратиграфическим схемам IV Уральского МСС, лестаншорская свита подразделяется на нижнюю, среднюю и верхнюю подсвиты, которые на карте нами не выделяются.

Сложена в нижней части песчаниками (в основании — с прослоями конгломератов), переслаивающихся с пластами алевролитов, красно-коричневых аргиллитов и серых аргиллитов с растительным детритом. Отмечаются темно-фиолетовые прослои мощностью до 5 см, обогащенные зернами гематита и магнетита. Верхняя часть свиты сложена ритмично переслаивающимися песчаниками и маломощными прослоями серого аргиллита с железисто-карбонатными и мергелистыми конкрециями.

Характерной особенностью свиты является наличие эффузивно-осадочной толщи в ее основании, которая представлена потоками базальтов (показаны на карте в качестве маркирующего горизонта). Мощности покровов, установленные на р. Тальмаю и руч. Тальмавож, 10 и 17—20 м соответственно. Они разделены толщей конгломератов и песчаников (45—60 м). В кровле обоих горизонтов отмечается наличие размывов. При этом нижний горизонт местами размыт нацело. На притоке р. Воркута (руч. Бол. Анорагашор), в скв. ВСК—459 покровы базальтов размыты полностью. Здесь контакт между печорской серией верхней перми и лестаншорской свитой нижнего триаса фиксируется практически мономиктовым конгломератом, сотоящим из галек базальтов.

Литолого-петрографическая характеристика пород свиты следующая.

Базальты изучены в единичных на площади листа естественных разрезах по р. Тальмаю. Это темно-серые до черных, иногда с буроватым или зеленоватым оттенком породы. Центральные части покровов сложены массивными

разностями, периферические зоны покровов часто содержат в большом количестве миндалины, выполненные хлоритом, кальцитом, кремнистыми агрегатами (халцедоном, агатом), иногда цеолитами. В шлифах наблюдается непрерывный ряд структур основной массы от гиалопилитовой до интерсертальной. Порфиновые выделения (10—15%) представлены плагиоклазом, реже пироксеном, иногда образующими гломеровые сростки. Основная масса породы представлена палагонитовым веществом и вулканическим стеклом (60—70%), в котором разбросаны микролиты плагиоклаза. Пироксен присутствует в неправильных табличках и двойничках. Встречается ильменит. В миндалекаменных разностях миндалины выполнены хлоритом, кальцитом, кремнистыми агрегатами. Заполнитель миндалин имеет радиально-лучистое или концентрическое строение. Химический анализ базальтов с участка Тальмаю следующий (%): SiO_2 — 50,82; TiO_2 — 1,92; Al_2O_3 — 13,73; Fe_2O_3 — 5,7; FeO — 6,61; MnO — 0,18; CaO — 8,35; MgO — 4,94; Na_2O — 2,94; K_2O — 0,67; P_2O_5 — 0,94, п.п.п. — 3,17, сумма — 99,74.

Когломераты — темно-зеленые средне- и крупногалечные. Галька представлена изверженными породами, кварцитовидными песчаниками и кремнистыми сланцами, в основном хорошо окатана, изометричной формы. Зеленый цвет конгломерата обусловлен ярко-зеленым песчаным цементом, составляющим 20—30% породы. На отдельных участках галька сцементирована прозрачно-белым халцедоном.

Песчаники полимиктовые зеленовато-серые, участками известковистые с окатышами зеленовато-серых и красно-коричневых аргиллитов. В верхах — с мелким растительным детритом. Состоят из обломков горных пород (45—70%) и минералов (45—15%) и цемента (10—15%) [32]. Среди обломков пород преобладают (70—80%) кремнистые и кремнисто-глинистые сланцы. Отмечаются хлорит-биотитовые породы, микропегматиты и кварциты. Обломки угловато-окатанные, реже окатанные. Минералы на 65—70% представлены кварцем, в меньших количествах — плагиоклазом (2—5%), эпидотом (1—5%), биотитом (1—2%), в единичных знаках присутствуют мусковит, магнетит, ильменит, гидроокислы железа, ортоклаз, лейкоксен, хлорит, халцедон, гранат, сфен, пироксен, амфибол, апатит, циркон, рутил, халькозин. Цемент песчаников глинисто-хлоритовый, хлоритово-гидрослюдистый, хлоритовый. Пороховый и пленочный. В тяжелой фракции песчаников преобладают минералы группы эпидот—цоизита (до 85%). В легкой фракции — кварц, полевые шпаты и обломки пород встречаются примерно в равных соотношениях.

Алевриты зеленовато и буровато-серые, глинистые, плитчатые. Аргиллиты красновато и шоколадно-коричневые, серовато-зеленые, неравномерно алевритистые, плитчатые, неслоистые, реже серые с растительными остатками. По данным рентгеноструктурного анализа, минеральный состав характеризуется высоким содержанием монтмориллонита.

Из нижней части свиты (выше вулканогенно-осадочной толщи) определен спорово-пыльцевой комплекс с доминантами *Nevesisporites* sp., *Aratri-sporites*, с сопутствующими *Kraeuselisporites*, указывающими на индский возраст отложений.

В.Л. Андреевым [1] проведено определение возраста базальтов с помощью Rb-Sr (250 ± 15 млн лет) и Sm-Nd (249 ± 17 млн лет) изотопно-геохронометрических систем. Полученные данные практически совпали и отвечают низам индского яруса.

Из разреза верхней части свиты установлен спорово-пыльцевой комплекс оленекского яруса: доминанты — *Nevesisporites* sp., сопутствующие *Calamaspora* sp., *Comptotrilites* sp., *Plenromeia* sp.

На р. Хей-Яга, где разрез лестаншорской свиты вскрыт полностью, в верхах разреза отмечается 30-метровая пачка зеленых песчаников, аналогичных описанным в более низких стратиграфических слоях, которые характеризуются нижнетриасовым палинологическим комплексом с *Duplexisporitus gyratus* Playf. et Dett. — *Concentricisporites nevesi* Anton. и остатками крупного плагиозавра типа *Plagiosternum* в основании разреза, который, по мнению М.А. Шишкина, указывает на среднетриасовый возраст вмещающих отложений [91]. Кроме того, в толще пород встречаются конхостраки и тетраподы, по которым возраст верхов свиты датируется как верхнеоленекский—нижнеанизийский.

На площади листа верхняя граница свиты не изучена. В стратотипических разрезах она проводится по смене зеленоватых песчаников и красно-коричневых аргиллитов на пестроцветные аргиллиты и серые алевролиты и песчаники нядейтинской свиты.

Мощность лестаншорской свиты колеблется от 170—800 м в Воркутском районе до 1500 м (местами до 1660—2030 м) в Коротайхинской впадине.

Нядейтинская свита (T_2nd) названа по р. Нядейта (юго-западный склон хр. Пай-Хой, бассейн р. Коротайха). Автор — Н. В. Шмелев (1962). Стратотип свиты — на р. Нядейта; гипостратотип — среднее течение р. Хей-Яга ниже устья руч. Лестаншор; парастратотип: скв. ВК-14 (интервал 435—190 м) [97]. На листе развита ограничено в центральной части Коротайхинской впадины и практически не обнажена.

Свита сложена тонкопереслаивающимися между собой пестроцветными, красноцветными, зеленоцветными и сероцветными аргиллитами, алевролитами и песчаниками с преобладанием сероцветных пород. Толща имеет циклическое строение. Мощность циклов составляет 2—4, иногда до 15—17 м. Для свиты характерно уменьшение вверх по разрезу мощностей и количества пестроцветных и красноцветных прослоев, широкое развитие во всей толще конкреций, конкреционных линз и прослоев сидерита, обилие растительного детрита. Свита содержит палинологические комплексы, фауну конхостраков и тетраподы анизийско-ладинского возраста [212].

Нядейтинская свита согласно залегает на отложениях лестаншорской свиты. Мощность свиты — 600—700 м.

Чаркабожская, харалейская и ангуранская свиты нерасчлененные ($T_{1-2}cr-an$) выделяются по данным бурения, в Мореюской и Верхнеадзвьинской впадинах Варандей-Адзвьинской структурной зоны. Показаны на карте доюрских образований.

Чаркабожская свита (189—330 м) сложена алевролитами и глинами с подчиненными прослоями песчаников. Алевролиты глинистые, слюдястые, неравномерно известковистые, зеленоватые, с голубоватыми и красно-коричневыми пятнами. Глины красновато-шоколадно-коричневые и кирпично-красные, с гнездами песчано-алевритового материала. Слоистость нечеткая, текстура комковатая. Песчаники полимиктовые, мелко-среднезернистые, глинистые, красновато-коричневые, реже — зеленовато-серые, неравномерно известковистые, с прослоями и окатышами красных и зеленых аргиллитов. В верхах разреза прослой конгломератов мощностью до 0,5 м. В основании

свиты, по данным каротажа, залегает один базальтовый покров мощностью от 10 до 50 м. Возраст свиты, по спорово-пыльцевым комплексам *Ginkgocycadophytus*, *Nevesisporites*, *Aratrisporites* и др., раннетриасовый. Залегает с размывом на верхнепермских отложениях печорской серии.

Харалейская свита (38—201 м) отвечает верхней части оленекского яруса. Граница с чаркобожской свитой проводится по спорово-пыльцевым комплексам. Представлена красноцветными, реже — сероцветными алевролитами и глинами с подчиненными маломощными прослоями песчаников в верхней части разреза. Алевролиты буровато-зеленые или серые, неравномерно-глинистые. Глины красно-коричневые, плотные, с растительным детритом. Песчаники мелко- и среднезернистые, с маломощными прослоями крупнозернистых, полимиктовые, известковистые, косослоистые, буровато-коричневые. Определены филлоподы и спорово-пыльцевые комплексы *Aratrisporites*, *Verrucosisporites*, *Nevesisporites* sp. и др., характерные для верхов нижнего триаса.

Ангуранская свита (50—96 м) соответствует анизийскому и ладинскому ярусам. Сложена глинами с подчиненными прослоями алевритов и песчаников. Нижняя граница проводится в основании пласта песчаника, выше которого появляются прослои пестрых глин. Глины пестроцветные блеклые, розоватые, с лиловыми, желтыми и желтовато-зеленоватыми пятнами неправильной формы. Местами в глинах обилие сферолитов сидерита и железистых бобовин (до 2 см). Встречаются прослой серой глины с растительными остатками. Алевриты серые, плотные, неравномерно глинистые. В образованиях свиты установлена флора *Equisetites* sp., и спорово-пыльцевой комплекс *Cyclogranisporites* sp., *Aratrisporites robustus* и др., характерные для среднего триаса.

Возраст свит обоснован комплексами миоспор, конхострак, остатками наземных позвоночных и, в меньшей степени, по макрофлоре [259, 140, 92, 98].

Общая мощность чаркабожской, харалейской и ангуранской свит 280—630 м.

Саранпаульская, сямьинская и ятринская свиты нерасчлененные ($T_{2-3sr-jt}$) выделяются по материалам многолетних поисково-разведочных работ на бурые угли и геологической съемки во впадинах Саранпаульской и Северо-Приполярной моноклиналей. Однако не исключено, что на стыке листов Q-41 и P-41 в нижних горизонтах триаса могут быть вскрыты полифациальные породы нерохской и большелюльинской свит.

Саранпаульская свита (100—180 м) выделена А. И. Сидоренковым и А. В. Гурским [214] по одноименному поселку на р. Ляпин в пределах грабенообразной Люльинской впадины. Здесь в одной из поисковых скважин (28-Л, интервал 8—75 м) отмечена толща переслаивающихся зеленоцветных уплотненных глин, мелкозернистых алевролитов и песчаников, которые ниже по разрезу замещаются красноцветными псаммо-псефитовыми породами кварцполевошпатового состава [69]. Характерны остатки кохнострак и отпечатки растений *Lepidopteris ottonis*, *Antholites* sp. Наличие этой свиты предполагается также в Сертыньинской впадине и на других участках. Несогласно залегает на породах фундамента или на коре его выветривания и с эрозионным размывом перекрываются сямьинской свитой. Позднеладинско-карнийский возраст свиты устанавливается по упомянутым выше органическим остаткам и палинокомплексам, изученным Н. К. Глушко и Л. В. Ровниной в разрезе Люльинского буроугольного месторождения [207].

Семьинская свита (до 50 м) выделена Б. Ф. Костюком [392] при геологической съемке масштаба 1 : 50 000 в бассейне р. Ятрия, где несколькими скважинами была вскрыта толща континентальных отложений, в основном представленных красноцветно-серыми каолиновыми глинами и грубозернистыми песчаниками с прослоями гравелитов и линзами (до 12—17 м) бокситов бобово-оолитового сложения. Содержание в бокситах глинозема составляет 23—28%, а кремнезема — до 11%. Установлено, что в полных разрезах она с эрозионным размывом залегает на саранпаульской свите или несогласно перекрывает породы коры выветривания и палеозойского фундамента. Контакт с вышележащей ятринской свитой имеет эрозионный характер. Кроме того, семьинская свита изучена В. А. Денисовым и др. [69] по скважинам 3111-Л (296—331,5 м) и 4099-Л (555—570 м) поискового профиля X в районе Люльинского месторождения бурых углей. Верхнетриасовый возраст свиты определяется ее положением в разрезе и находками на листе Р-41 флоры и палинокомплексами.

Ятринская свита (250—300 м) выделена Б. Ф. Костюком [392] при геологической съемке в бассейне Ятрии и впоследствии была подтверждена [69] многими поисковыми скважинами в пределах Люльинской впадины: 3111-Л (110—296 м), 4045-Л (605—704 м), 4009-Л (495—555 м) и др. Не исключается распространение данного стратона на локальных участках и в северной части Северо-Сосьвинского СФР, что подтверждается в частности материалами бурения скв. X-200 (интервал 416—437 м) в полосе Северо-Приполярной моноклинали [408]. В верхах свиты иногда залегают серые слюдисто-углистые аргиллиты и аргиллитоподобные глины, переходящие вниз по разрезу в терригенную толщу неравномерного переслаивания полимиктовых песчаников, алевролитов, гравелитов, конгломератов и пластов углей мощностью до 35—40 м. Нижняя и верхняя ее границы эрозионные, но все же во многих случаях (в т. ч. и в скв. X-200) она с размывом и угловым несогласием залегает на палеозойском фундаменте. Рэтский возраст отложений в основном установлен по полинокомплексам V и VI, изученным Л. В. Ровниной и др. [207] в разрезах нескольких скважин Люльинского буроугольного месторождения, и по встреченной здесь же флоре *Cladophlebis denticulate*, *Miassia dentate* (определения Ю. В. Тесленко).

Общая мощность нерасчлененных свит от 400—530 м.

ТРИАСОВАЯ—ЮРСКАЯ СИСТЕМЫ

Кора выветривания триасово-раннеюрского возраста (Т—J₁kv) вскрыта под покровом юрского—мелового чехла керном 10 поисково-разведочных и картировочных скважин. Представлена продуктами химического выветривания пород фундамента, приведшего к образованию иногда мощной толщи (60—75 м) каолиновых и монтмориллонитовых глин с щелочной полифациальной структурой. Важно подчеркнуть, что изменение пород на стадиях дезинтеграции и выщелачивания создало предпосылки для возникновения трещиноватых коллекторов на присводных участках структур палеозойского субстрата и обусловило получение из них в ряде случаев (Алясовская скв. 42-Р) промышленных притоков газа.

ЮРСКАЯ СИСТЕМА

С началом юрского периода вся территория Предуралья, Урала и Западной Сибири вступает в этап платформенного развития. На территории листа собственно Урал (в современном орографическом понимании) оставался в это время относительно приподнятым. На западе в это время обособляется Печорская структурно-фациальная мегаобласть, в пределах которой в юрское время в условиях эпиконтинентального морского бассейна накапливаются отложения харьягинской, сысольской, чуркинской, нерицкой, замежнинской и паромесской свит. На востоке формируется Западносибирская структурно-фациальная мегаобласть эпиконтинентального бассейнового осадконакопления. В ее пределах обособляется прилегающая к Уралу Приуральская СФЗ, представленная на территории листа Северо-Приуральской фациальной подзоной (Полярное и Приполярное Зауралье), разрез которой слагают яныманьинская, тольинская, маурыннинская, лопсинская, федоровская свиты. Восточнее обособляется Обско-Ямальская структурно-фациальная область, в пределах которой выделяются два структурно-фациальных района: Еремено-Ямальский и Березовско-Красноленинский. В обеих нижнеюрские образования отсутствуют, ааленский ярус и нижнебатский подъярус средней юры представлены тюменской свитой. Дифференциация условий осадконакопления между районами проявляется с верхнего бата. В первом районе верхнебатско-нижнеберриасские отложения представлены даниловской свитой, во втором верхнебатско-нижнетитонские осадки представлены абалакской свитой и ее фациальным аналогом — вогулкинской толщей, верхнетитонско-нижневаланжинские отложения — тутлеевской свитой.

Печорская СФцМО

Харьягинская, сысольская, чуркинская, нерицкая, замежнинская и паромесская свиты нерасчлененные (*Jhr—pr*) Стратон выделен в связи с небольшими мощностями слагающих его свит и невозможностью прослеживания границ между ними по площади. Поскольку в скважинах свиты в основном опознаются уверенно, ниже приведена их раздельная характеристика.

Харьягинская и сысольская свиты (15—69 м), соответствующие нижнему и среднему отделам юрской системы, на листе обычно выделяются нерасчлененными. При этом низы разреза, вплоть до сысольской свиты, размыты в пределах валов и гряд. Отложения представлены кварцевыми песками косослоистыми, серо-зелеными, мелкозернистыми, с валунами, гравием и галькой кремней и кварцитов, с маломощными прослоями белых алевролитов и светло-серых каолиновых глин, с конкрециями сидерита и растительным детритом. В верхах разреза известны прослой и линзы бурых углей мощностью до 1,5 м. Отмечены раннеюрские споры подгруппы *Leiotriletes* N a u m., *Cheuropleuria* и др. Среднеюрская часть разреза характеризуется спорово-пыльцевым комплексом с *Coniopteris* sp., *Lycopodium perforatum* K. - M.

Чуркинская свита (15—36 м) отвечает келловейскому ярусу. Представлена алевролитистыми глинами и алевролитами с прослоями песчаников, залегающими с размывом на песках сысольской свиты. Глины светло-серые с ми-

нерализованными ходами илоедов, мелким растительным детритом. Алевролиты слабо литифицированные, тонко-неяснослоистые за счет светло-серых песчаных присыпок. Песчаники мелкозернистые, желтовато-зеленые, со стяжениями и конкрециями пирита. Алевролиты содержат многочисленные трудноопределимые пеллециподы-ауцеллы и ростры белемнитов. Возраст обоснован фораминиферами *Ammodiscus pseudoinfimus* Gerke et Sosip., *Recurvoides venfovus* (Н а б а г.) и др., пеллециподами *Entolium demissum* Phillips., *Buchia* sp., аммонитами *Quenstedtoceras lamberti* (S o v e r b y).

Нерицкая свита (5—17 м) отвечает верхнеоксфордскому подъярису. Нижняя граница проводится в основании глауконитовых песчаников, с размывом залегающих на алевролитах и глинах чуркинской свиты. Представлена песчаниками темно-зелеными, полимиктовыми, средне-мелкозернистыми, с прослоями бурого цвета за счет окисления глауконита. Структура пород псаммитовая с элементами оолитовой. Песчаники состоят из кластического материала (70%), цемента (20%), органического детрита (7—8%), и оолитов железисто-лептохлоритового состава. В породах содержится до 11% P_2O_5 в виде фосфоритовых конкреций. Позднеоксфордский возраст определен по фораминиферам *Hoeglundina pervagata* Dain., аммонитам *Amoeboceras alternans* Buch., *A. schuravskii* Sok., *Cardioceras* sp., пеллециподам *Astarte depressioides* Lah., *Parallelodon keyserlingi* (O g b.).

Замежнинская свита (46—99 м) отвечает кимериджскому ярусу и нижнему подъярису титонского яруса. Нижняя граница проводится в кровле глауконитовых песчаников. Сложена глинами, глинистыми алевролитами, глауконитовыми алевролитами с известковистыми конкрециями. Глины черные и серые, тонкослоистые, с глауконитом и следами илоедов, с конкрециями белого мергеля и фосфоритовыми желваками, характерны для низов разреза. Вверх по разрезу они сменяются серыми алевролитами, в которых отмечены ходы илоедов. Фауна угнетенная. На кимериджский возраст указывают фораминиферы *Recurvoides disputabilis* (Dain.), *Planularia* ex gr. *limpida* Dain., *Ceratobulincin* sp., *Vaginulina* sp., *Reinholdella liapinensis* Dain., бухии *Buchia concenfruce*, аммониты *Amoeboceras* ex gr. *kitchini* Salf., *A. cf. simplex* Mes., *Rasenia* sp., *Aulacostephanus* sp., брахиоподы *Lingula* sp., *Discinisca* sp., *Rhynchonella* sp. В верхней части свиты обнаружены аммониты *Pectinatites pischmae* M e s e z h n., бухии *Buchia mosquensis* (B u c h), фораминиферы *Verneuilinoides kirillae* Dain., *Lenticulina sokolovi* К. К у з н., свидетельствующие о раннетитонском возрасте образований.

Паромесская свита (35—64 м) отвечает среднему и верхнему подъярусам титонского яруса. Сложена слаболитифицированными мелкозернистыми слабослюдистыми песками и песчаниками, содержащими глауконит и железистые конкреции, серыми и серо-зелеными алевролитами, имеющими подчиненное значение. Наблюдаются ходы илоедов, выполненные более светлым песчанистым материалом. Структуры алевропсаммитовая, мелкозернистая, текстура — пятнистая. В виде тонких прослоев встречаются глины. По разрезу отмечается обилие ауцелл, образующих прослой ауцелловых ракушнякаков. Возраст установлен по фораминиферам *Glomospirella porcellanea* (F u r s c et P o l.), аммонитам *Pectinatites* sp., *Dorsoplanites* sp., пеллециподам *Parallelodon schouravskii* (R o u i l et V o s.), *Buchia russiensis* P a v l., скафоподам *Dentalium* cf. *pellati* L o r i o l., гастроподам *Pseudomelania* sp.

Общая мощность картируемого стратона составляет 115—270 м.

Западносибирская СФцМО

НИЖНИЙ—СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

Геттангский—байосский ярусы. Яныманьинская и тольинская свиты объединенные ($J_{1-2} jm + tl$) закартированы на крыльях Саранпаульской и Северо-Приполярной моноклиналей вследствие недостаточной обнаженности.

Яныманьинская свита, выделенная В.А. Лидером [122] в бассейне р. Сев. Сосьва в виде узкой полосы, картируется вдоль восточного склона Урала, где была вскрыта несколькими скважинами при крупномасштабной съемке и поисках залежей бурых углей на Люльинском месторождении. По данным В. А. Денисова и В. Н. Кошевого [69], на правобережье Хулги и Ятрии в скважинах 3111-Л (82,5—110 м), 4045-Л (530—605 м), 4007-Л (375—410 м) и др. континентальные ниже-среднеюрские отложения с размывом залегают на палеозойских или триасовых образованиях и представлены толщей переслаивания глин, алевролитов, гравелитов, конгломератов и пластов (до 3,5 м) бурых углей. Мощность свиты здесь составляет 30—75 м, заметно увеличиваясь к северу. В этом же направлении происходит и общее огрубление слагающих ее пород. Так, в разрезах скважин Х-200, Р-100—Р-102 явно доминируют наклонно залегающие (угол до 5°) косослоистые полимиктовые (иногда глауконитовые) пески и песчаники с частыми прослоями и линзами грайтино-галечникового материала, пластами бурых углей (0,1—2,6 м) и лигнитов (0,2—1,9 м). Общая мощность свиты на этих участках достигает 210 м, а ее возраст определяется [168, 408] геттанг-ааленскими спорово-пыльцевыми комплексами (СПК) — I(1), II—VII.

Тольинская свита выделена В.А. Лидером [121] в бассейне Сев. Сосьвы. Наиболее хорошо изучена в бассейне рек Щекурья, Сертынья, Бол. Люлья и Ятрия по многочисленным обнажениям и в картировочных скважинах: 5-м (203,5—222,0 м), 11-м (167—205 м), 23-м (9—70 м) профилей Щекурья—Саранпауль, Маньинский [424] и при поисках углей [69] в скважинах 3111-Л, 4045-Л, 4009-Л и др. Кроме того, геологами-съемщиками [168, 408] она отмечена северо-западнее оз. Варчаты в скважинах. Х-200 (316,6—368,8 м), 10-в (76—150 м) и Р-102 (264—294 м), а также в скв. 2з (410—460 м) в районе оз. Войкарский Сор [363]. Лагунные отложения данной свиты в целом представлены толщей неритмичного переслаивания бурых угленосных аргиллитов и глин с темно-серыми песками и песчаниками с прослоями гравелитов и конгломератов. К северу в скважинах Х-200, Р-102 в разрезе преобладают наклонно залегающие (до 5°) кварц-лептохлоритовые, аркозовые, реже известковистые пески и песчаники с редкой кварцевой галькой и валунами, с прослоями аргиллитов, алевролитов и несколькими пластами в 0,2—0,9 м бурого угля. В изученных разрезах она трансгрессивно залегают на яны-маньинской свите (скважины Х-200, Р-102) или несогласно перекрывает породы фундамента. Общая мощность свиты обычно составляет 20—35, редко достигает 50—60 м (скважины 23-м, Х-200). Судя по данным палинологических исследований (скважины 23-м, 2з, Х-200, Р-102 и др.), для отложений тольинской свиты характерны богатые по видовому составу байосский СПК-VIII с доминантом *Syathidites minor* Со и р. и батский СПК-IX(1) с доминантом *Syatnidites* spp. и субдоминантами *Lycopodiumsporites* spp., *Osmundacilites* sp., *Pinaccae*.

По мнению Ю.В. Бладучана, возраст свиты в полном ее объеме определяется ааленским (верхи)—байосским—батским веками.

Общая мощность объединенного стратона составляет 50—110, редко до 135 м.

Ааленский-батский ярусы. Тюменская свита (J_2tm), впервые выделенная Н.Н. Ростовцевым [214] по одноименной опорной скважине, в районе пользуется широким распространением, в основном занимая обширные участки в зонах структурного погружения кровли складчатого фундамента Березово-Красноленинского СФР. Здесь она вскрыта на Пословской (скв. 64-Р), Мояхт-Асской (скважины 54-Р и 62-Р), Макаркинской (скв. 67-Р), Устремской (скважины 49-Р и 53-Р), Тутлеймской (скв. 48-Р) и других площадях. По мнению Ю.В. Бладучана [278], этими скважинами картируется лишь верхняя подсвита мощностью 35—42 м с продуктивными пластами ЮК₂—ЮК₄, залегающая с угловым несогласием непосредственно на образованиях доюрского фундамента. Однако не исключено, что в структурных понижениях ее разрез может быть стратиграфически более полным и по мощности достигать 150—200 м. На дневной поверхности свита не обнажается. Является фаціальным аналогом тольинской свиты.

В целом тюменская свита, формировавшаяся в условиях опресненных бассейнов, сложена песчаниками с прослоями алевролитов, уплотненных глин, реже — гравелитов и конгломератов. Песчаники средне-мелкозернистые, с намывами обугленного растительного детрита; вблизи выступов фундамента отмечается увеличение их зернистости и каолинизация пород. Алевролиты крупно-мелкозернистые, часто глинистые, с наилками углистого материала. Глины темно-серые и буроватые, преимущественно алевритовые, иногда углистые, с включениями сидерита и пирита. Соотношение перечисленных пород весьма разнообразное. Так, на Лахсынской площади (скв. 240-Р) в разрезе преобладают глинисто-алевритовые разности, на Тутлеймской уже некоторое преимущество имеют алевролиты и песчаники, а на Устремской — типичны песчаники и алевролиты с линзами гравелитов и конгломератов с каолиновым или хлоритовым цементом. В рассматриваемом районе свита охарактеризована лишь данными спорово-пыльцевого анализа по Тутлеймской скв. 48-Р, где в интервале 1299,5—1304,5 м Л. В. Ровниной изучен бат-келловейский СПК-IX(2—4) с доминантами *Cyathidites* sp., *C. minor* C o n p. и субдоминантами *Lycopodinmsporites* sp., *Osmundacidites* sp., *Ginkgocycadophytus* и др. [278].

Предполагаем, что тюменская свита может быть развита и в Северо-Приуральской подзоне, прослеживаясь в меридиональной полосе, приблизительно ограниченной с запада р. Ляпин и 63° восточной долготы. Косвенно на это указывает Ляпинская (Усть-Ляпинская) скв. 150 (1433,7—1592,0 м) на соседнем листе Р-41, где свита представлена неравномерным чередованием глин, алевролитов, песчаников, гравелитов и конгломератов с прослоями углей до 0,3—0,5 м. В глинах Н. А. Добруцкой установлены ааленский СПК-VII и бат-келловейские СПК-IX (1) и X(1). Таким образом, рассматриваемая толща здесь представлена в полном своем объеме.

СРЕДНИЙ—ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

В конце бата—начале келловейя произошла одна из крупнейших в Западной Сибири трансгрессий, завершившаяся формированием своеобразного комплекса морских пород даниловского надгоризонта с несколькими прису-

щими ему в районе исследований типами разреза. В Северо-Приуральской подзоне выделяются маурыньинская, лопсинская и федоровская свиты, а восточнее в Еремено-Ямальском СФР— собственно даниловская серия (свита). На юго-востоке площади листа Q-41, отвечающей Березово-Красноленинскому СФР сформировались абалакская (вогулкинская толща) и тутлеймская свиты. Следует подчеркнуть, что полное завершение охарактеризованного седиментационного этапа не совпадает с рубежом юры и мела, а несколько сдвинуто на начало бореального берриаса или (для тутлеймской свиты) к раннему валанжину.

Батский ярус—нижнетитонский подъярус. Маурыньинская и лопсинская свиты объединенные ($J_{2-3}mr + lp$) закартированы в составе единого стратона восточного склона Урала в пределах Северо-Приполярной моноклинали вследствие недостаточной обнаженности.

Маурыньинская свита выделена П.Ф. Ли [214] в бассейне Сев. Сосьвы. Вскрыта скважинами 5-м (138—203,5 м), 11-м (131—167 м), 4045-Л (435—470 м), 4007-Л (295—315 м), 4009-Л (330—365 м), 2з (398—410 м), X-200 (278,2—316,6 м), X-201 (394—459 м), P-102 (233—254 м) и др. Сложена преимущественно морскими отложениями, чаще всего представленными плитчатыми серыми, темно-серыми глинами и аргиллитами гидрослюдистого и каолин-гидрослюдистого состава с сидеритовыми и известковистыми конкрециями и прослоями разнозернистых глауконитовых песчаников, алевролитов, косослоистых песков и гравелитов. Как правило, крупнообломочные разности приурочены к нижней половине разреза (пласт Ю₂), иногда (скв. P-102) являясь его основной литосоставляющей. Характерно обилие обломков фауны аммонитов и пелеципод, а в нижних горизонтах — наличие скоплений растительного детрита и линзочек бурого угля, вероятно, накопившегося еще в условиях опресненного бассейна, унаследованного от предшествующего тольинского седиментационного цикла. В большинстве случаев согласно залегает на тольинской свите и без следов размыва перекрывается лопсинскими отложениями кимериджа.

Возраст маурыньинской свиты базируется на многочисленных находках [168, 363, 424] аммонитов и белемнитов в скважинах 5-м, 11-м, 2з, 10-в и X-200, по современным представлениям отвечающих различным слоям келловей и оксфорда. Наряду с этим, во многих скважинах М. П. Поплавской, М. И. Таначевой и др. были изучены встречающиеся почти по всему разрезу фораминиферы келловейского комплекса с *Ammodiscus uglicum*, *Lenticulina solita* и оксфордских — с *Recurvoides eotrochus*, *Ammodiscus pseudoinfimus-Tolypamma svetlanae* и с *Recurvoides disputabilis*. Имеющиеся по скважинам 11-в, 2з и P-102 данные палинологических исследований позволили в ряде случаев выделить СПК X(1), XI(1), XII(2) и XIII(1), в принципе не противоречащих бат-оксфордской датировке возраста свиты (Костюк, 1967), [168, 363, 424]. Мощность ее обычно не превышает 25—30 м и лишь иногда достигает 50—65 м.

Лопсинская свита впервые выделена В. А. Лидером [121] и представлена морскими отложениями, вскрытыми картировочными и поисковыми на уголь скважинами 4045-Л, 4007-Л, 4002-Л, 5-м, 11-м, X-200 и X-201, 2з, P-102 и др. на глубинах от 82—88 до 372 м (скв. 2з Войкарского профиля). В ее разрезе обычно доминируют каолин-гидрослюдистые глины темно-серые с зеленоватым и синим оттенками, с едва заметной слоистостью, иногда гру-

боплитчатые, с горизонтами карбонатных конкреций и редкими прослоями кварц-глауконитовых алевролитов и песчаников с примесью растительного детрита. Можно подчеркнуть, что в скв. Р-102 (интервал 163—233 м) в разрезе преобладают лептохлоритовые алевролиты при подчиненном положении черных глин и аргиллитов, в кровле толщи — фосфоритсодержащих [424]. Нижняя и верхняя ее граница согласные.

Для лопсинской свиты весьма характерны многочисленные аммониты, по мнению Ю. В. Брадучана (Астапов, 1998) образующие полную зональную и подзональную последовательность от *Pictonia involuta* (нижняя зона ранне-го кимериджа) до *Pectinatites pectinatus* верхней зоны нижнетитонского подъяруса. Кроме аммонитов определены также белемниты, двустворчатые моллюски и фораминиферы. Последние наиболее широко представлены в разрезах скважин 5-м (88—138 м), 11-м (82—131 м), 2з (372—399 м), Р-102 и позволили в ряде случаев выделить кимериджские комплексы *Verneulinoides graciosus*—*Cancriella ambitiosa*; *Haplophragmoides canuiformis*, *Lenticulina micnailova* и *Cancriella ambitiosa*; *Pseudolamarckina lopsiensis*—*Lenticulina iatriensis* и нижнетитонский с *Pseudolamarckina voliaensis*. На кимеридж-раннетитонский возраст указывают также имеющиеся (Затонская, 1963), (Мезенцев, 1964), [424] в районе исследований СПК XII—XIV. Мощность свиты составляет 27—70 м. Общая мощность объединенного стратона от 52 до 100, редко до 135 м.

Абалакская свита ($J_{2-3}ab$) выделена П. В. Ли [214]. Площади ее распространения в Еремино-Ямальском СФР приурочены к структурным понижениям кровли складчатого фундамента, т. е. практически совпадают с участками развития тюменской свиты. В пределах района она в основном выделена по данным электрокартажа на Самутнельской (скв. 196-р), Лахсынской (197-р и 246-р), Северо-Алясовской (26-р) и других разведочных площадях. В целом разрез представлен толщиной темно-серых (близко к черным) аргиллитоподобных глин от тонкоотмученных до алевроитовых, с раковистым или неровным изломом, с глауконитом и частыми (вверху) карбонатными конкрециями. Для нижней части свиты («пахомовская толща») иногда характерны многочисленные линзочки алевроитового материала и прослой (1—3 м) плохо отсортированных песчаников и алевролитов (пласт «Ю₂») с обломками древесины и сидеритовыми оолитами. Мощность свиты не превышает 15—20 м, достигая во впадинах 80—100 м. Трансгрессивно залегает на доюрских образованиях или тюменской свите и согласно перекрывается битуминозными глинами тутлеймской свиты.

Палеонтологические находки из отложений абалакской свиты в районе не известны, хотя на площади листа Р-41 установлены келловей-нижнетитонские комплексы фораминифер и определены верхнекимериджские аммониты [278].

Вогулкинская толща ($J_{2-3}vg$) фациально замещает на резко выраженных поднятиях доюрского субстрата отложения абалакской и нижней части даниловской свиты, которая является основным продуктивным горизонтом Березовского газоносного района. Наиболее полно керновым материалом она охарактеризована на Северо-Алясовской (скважины 23-Р и 36-Р), Деминской (19-Р), Похромской (189-Р и 191-Р) и Березовской (5-Р, 11-Р, 40-Р) площадях. Особенность ее литофациального облика — отсутствие в разрезе глинистых пород. Иногда в ней прослеживаются две литопачки:

нижняя (пласт «П₂₋₃») — мелко- и грубозернистые песчаники с налетами углистого материала, с прослоями (до 1 м) в основании гравелитов и конгломератов с валунами гнейсов и гранитов (0—20 м), выше — пачка (пласт «П₁») органогенно-обломочных известняков, спонголитов, разномерных песчаников, гравелитов и конгломератов (до 60 м). По периферии некоторых локальных поднятий песчаники и спонголиты заметно обогащены глауконитом. Возраст установлен по находкам в большинстве перечисленных выше скважин келловей-верхнеюрских комплексов фораминифер [232]. Кроме того, в отложениях нижней пачки определены двустворки *Camptonectes* (*Camptonectes*) cf. *lens* Sow., *Oxytoma inaequivalve* var. *borealis* (Sow.). Мощность толщи достигает 70—80 м.

ЮРСКАЯ—МЕЛОВАЯ СИСТЕМЫ

Батский—берриасский ярусы. Даниловская свита (J₂—K_{1dn}) выделена в 1984 г. Ю.В. Брадучаном и Г.С. Ясовичем [14]. На дневной поверхности на листе не обнажается и предположительно распространена под меловыми отложениями непосредственно восточнее Северо-Приуральской подзоны. В пределах рассматриваемой территории изучена крайне слабо и вскрыта лишь в скв. 17-ПР профиля Азово-Мужи (Крохин, 1961), в интервале глубин 697—760 м, где она с размывом (через горизонт гравелитов) налегает на выветрелых породах фундамента и согласно перекрыта харосоимской свитой. В разрезе преобладают аргиллитоподобные тонкоотмученные глины темно-серые, иногда с буроватым оттенком, часто с раковистым изломом, с редкими прослоями зеленовато-серых известковистых песчаников и алевролитов, преимущественно концентрирующихся в основании стратона, где они обособляются в «пахомовскую толщу» (пласт «Ю₂^о») мощностью до 8—11 м. К ее кровле приурочен отражающий сейсмогоризонт «Б». Каких-либо палеонтологических находок в даниловской свите в районе нет, а ее возраст Ю. В. Брадучаном принимается в объеме верхов бата—низов берриаса. Максимально мощность свиты может достигать 180—220 м.

Титонский—берриасский ярусы. Федоровская свита (J₃—K_{1fd}), выделенная В. А. Лидером [122] в бассейне р. Сев. Сосьва, является верхним звеном даниловского комплекса морских отложений в Северо-Приуральской подзоне. Закартирована в виде самостоятельного стратона вдоль восточного склона Урала в пределах Северо-Приполярной моноклинали (скважины 2з, X-200 и 201, P-102). Также распространена в бассейне р. Ятрия, изучена в обнажениях и вскрыта во многих скважинах Щекуринского, Маньинского профилей и при поисках углей (скважины 4045-Л, 4007-Л и др.). Установлено, что в верхней части разреза доминируют алевролиты и глауконито-кварцевые песчаники с редкими прослоями гравелитов, известняков, глин и оолитами шамозита. Как правило, глины темно-зеленовато-серые алевритистые, с углефицированным растительным детритом и тяготеют к нижней половине свиты. Для всего разреза характерно обилие обломков тонкостенной макрофауны, иногда образующих линзы ракушников. В наиболее полных разрезах она согласно залегает на лопсинской свите, а ее мощность в таких случаях (скважины 1-м, 2-м) достигает 60—96 м на фоне обычных значений в 20—30 м. Возраст свиты в основном определяется по находкам нескольких тысяч

аммонитов [278], отвечающих более десяти местным зонам, подзонам и слоям в диапазоне от нижней зоны средневожского подъяруса *Pavlovia iatriensis* до *Hectoroceras kochi* — второй зоны борреального берриаса. По данным А. В. Цымбалюка [231], А. П. Прямоносова [168] и др., рассматриваемые отложения содержат и средневожский комплекс фораминифер с *Spiroplectamina vicinalis*—*Dorothia tortuosa*, а также комплекс радиолярий *Eucyrtidium haeckeli*.

Батский—берриасский ярусы. Маурыннинская, лопсинская и федоровская свиты объединенные (J_3 — K_1 *mr*—*fd*) закартированы в составе единого стратона восточного склона Урала в пределах Саранпальской моноклинали вследствие недостаточной обнаженности и малой мощности. По составу входящие в состав объединенного стратона свиты идентичны вышеописанным. Мощность до 160 м.

Титонский—валанжинский ярусы. Тутлеймская свита (J_3 — K_1 *tt*), выделенная П. Ф. Ли [214] в Березовском районе, наиболее хорошо изучена на Устремской (скв. 50-Р), Похромской (190-Р, 191-Р), Чебачьей (69-Р, 46-Р), Тутлеймской (48-Р) и других разведочных площадях Березово-Красноленинского СФР. В целом это толща темно-серых (до черных) со слабо выраженным коричневатым оттенком битуминозных аргиллитов тонкоплитчатых до листоватых, иногда землистых (внизу), с плоским и раковистым изломом, неравномерно слюдистых. На участках залегания свиты на вогулкинской толще или фундаменте аргиллиты алевроитистые и содержат обломки или окатыши подстилающих пород. Повсеместно в разрезе отмечены прослой известняков, линзочки битума, желваки фосфоритов и разные модификации пирита, остатки рыб, опихитов. На электрокаротажных диаграммах тутлеймские отложения уверенно выделяются по резкому увеличению гамма-активности, связанной с их повышенной битуминозностью. К кровле свиты приурочен региональный сейсмогоризонт Б. Она согласно залегает на абалакской и постепенно переходит вверх в алясовскую свиту, а в сводах ряда локальных поднятий несогласно перекрывает вогулкинскую толщу или породы фундамента. Ее мощность достигает 40—55 м.

Возраст свиты в районе обосновывается изученным по скважинам 48-Р и 190-Р комплексом фораминифер с *Trochammina polymera*, свойственного верхам берриаса, и комплексом с *Ammodiscus micrus* — характерного для низов нижнего валанжина [278].

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Нижнемеловые и юрские осадки тесно связаны между собой и формируются в тех же бассейнах седиментации. В Печорской СФцО отлагается глинисто-песчаная толща. В Западносибирской СФцМО дифференциация разрезов постепенно уменьшается. До апта различия сохраняются между Северо-Приуральской фациальной подзоной (Полярное и Приполярное Зауралье) и Обско-Ямальской СФцО. В первой подзоне отлагаются осадки харасоимской, уласынской и северососьвинской свит, во второй — последовательность из леушинской, кокшайской и викуловской свит. С началом альбской транс-

грессии во всей Западносибирской СФцМО в пределах листа формируется однообразный комплекс осадков хантымансийской свиты.

Печорская СФцМО

Глинсто-песчаная толща (K_{1gp}) с размывом залегает на юрских, реже — на палеозойских образованиях. В разрезах скважин в ее составе выделяются две подтолщи: илоедово-алевролитовая и углисто-песчаниковая толщи.

Илоедово-алевролитовая подтолща (33—59 м), соответствующая берриасскому, валанжинскому, готеривскому, баремскому(?) ярусам, сложена алевролитами с подчиненными прослоями песчаников и алевритовых глин. Алевролиты слоистые, серые, иногда с зеленоватым оттенком из-за примеси глауконита (1—5%), неравномерно глинистые, с многочисленными ходами илоедов, с обломками пелеципод, белемнитов и аммонитов. Отмечаются гнезда глауконита, конкреции пирита, обломки обугленной древесины. Встречаются маломощные прослои мелкозернистого песчаника с примесью глауконита и глинистых известняков с обилием раннемеловых пелеципод *Buchia lahuseni* Pavl., *B. cf. okensis* (Pavl.), *B. volgensis* (Lah.), *Entolium nummulare* (Fisch.), и др. Возраст подтвержден спорово-пыльцевыми комплексами *Cleicheniaceae*, *Taxodiaceae*, *Leiotriletes*.

Углисто-песчаниковая подтолща (20—330 м), отвечающая аптскому и альбскому ярусам, сложена песками светло-серыми, слюдястыми, кварцево-полевошпатовыми, мелко-среднезернистыми, глинистыми, линзовидно-тонкослоистыми. Встречается гравийно-галечный материал и тонкие прослои глинисто-алевритовой породы с обугленным растительным детритом и частицами угля. Гравий и галька сложены глауконитсодержащими песчаниками, кварцитами, известняками. В скважинах 5 и 21 встречены угольные пласты, мощностью соответственно 2,3 и 1,7 м, зольностью 15,9 и 19,4 %, теплотой сгорания 6850 ккал/кг. В толще выделен спорово-пыльцевой комплекс *Lygodium* sp., *Osmundaceae*, *Pitychillum* sp., [432] и фораминиферы аптско-альбского времени (определение М.И. Косицкой). В скв. 5 определены споры *Leiotriletes subsimples* (Naum.) Volch., *Cleichenites* (Harris), и др. раннемелового времени. Общая мощность стратона 53—330 м.

Коры выветривания (K_1) установлены поисково-картировочным бурением в северной части листа Q-41-XX [418]. Представляют собой пестроцветный глинистый структурный элювий по сланцам грубеинской свиты. По минеральному составу гидрослюдистые (иллит до 78%) и кварц-каолинит-гидрослюдистые. По химическому составу 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. Наиболее вероятным временем формирования кор выветривания западного склона Урала предполагается баррем-аптская эпоха латеритного корообразования.

Западносибирская СФцМО

Берриасский—готеривский ярусы. Харосоимская и уласынская свиты объединенные ($K_{1hr} + ul$) закартированы в составе единого

стратона вдоль восточного склона Урала вследствие недостаточной обнаженности, малой мощности и сходства литологического состава.

Харосоимская свита впервые выделена В.А. Лидером [214] на р. Харосоим. Вскрыта семью картировочными скважинами профиля Саранпауль—Шекурья—Манья, при поисках углей в Люльинской впадине (скважины 4045-Л, 4007-Л, 4009-Л и др.) и в скважинах 2з, 17-ПР, X-200 и X-201, пробуренными на более северных участках Полярного и Приполярного Зауралья. По данным А. В. Цымбалука [232], на площади листа Q-41-XXXI (правобережье Хулги и Ляпина) разрез свиты представлен толщей зеленовато-серых неравномерно глинистых, иногда глауконитовых алевролитов и алевритов (глин алевритистых) с редкими прослоями (0,2—2,5 м) карбонатных пород и песчаников, а в основании — гравелитов с галькой габбро и других изверженных пород. Для всего разреза характерны углефицированный и пиритизированный растительный детрит, обломки макрофауны. Наряду с этим, в скважинах X-200 (интервал 92,6—125,9 м) и X-201 (155,8—195,5 м) данная свита почти нацело сложена крупнозернистыми песчаниками, песками и гравелитами, насыщенными в базальном горизонте оолитами гидрогетит-шамозитового состава [168]. В Саранпаульском районе свита достаточно хорошо охарактеризована [121, 232] аммонитами, сопровождающимися богатыми орипноцинозами белемнитов и двустворчатых моллюсков: от *Nectoceras kochi* — второй зоны бореального берриаса до *Homolosomes bojarkensis* — нижней зоны раннего готерива. По ряду скважин известны также обедненные комплексы фораминифер (*Globulina praelacrima*, *Valanginella tatarica*) и берриас-готеривские СПК-I(1), II(1) и III(1), характерные для берриаса-баррема. Полная ее мощность в скважинах 1-м и 4-м достигает 130—153 м, сокращаясь к северу до 33—51 м в скважинах 2з, X-200 и X-201.

Улансынская свита в пределах Полярного и Приполярного Зауралья распространена практически в той же зоне что и харосоимская свита. По данным бурения колонковых скважин, ее кровля вскрывается на глубинах от 30—40 (скважины 4009-Л и 4002-Л) до 118—353 м, а мощность обычно составляет 15—25 м, достигая 30—37 м на правобережье Ляпина в скважинах 1-м (305—342 м), 2-м (342—372 м) и 13-м (353—382 м) Маньинского профиля. В строении разреза принимают участие серые и темно-серые аргиллитоподобные бейделлитовые глины раковистого излома с прослоями известняков с текстурой «конус в конус» и зеленовато-серых разномерных алевролитов и песчаников, тяготеющих к базальной части свиты. По данным П.М. Кучериной [408], в скважинах X-200 (интервал 65,1—92,6 м) и X-201 (133,6—155,8 м) грубозернистые разности являются уже доминирующими и содержат линзы и прослойки (1—3 см) кварцевых гравелитов, фосфатные конкреции. В палеонтологическом отношении охарактеризована слабо: по всему разрезу обнаружены [424] лишь богатые по видовому составу ассоциации спор и пыльцы, формирующие характерные для готерива Западной Сибири СПК-III(1) и СПК-III(2).

Общая мощность объединенного стратона 48—190 м.

Валанжинский—готеривский ярусы. Алясовская свита (K_{as}), автором которой является П. Ф. Ли [214], выделяется только в глубоких скважинах Алясовской, Похромской, Устремской и других площадей и профиля Азовы-Мужи Березовского СФР. Подробно описана И. И. Нестеровым и Г. С. Ясовичем [136]. Разрез представлен темно-серыми и серыми аргиллито-

подобными глинами с мелкокорковатым изломом, участками плитчатыми. По некоторым литологическим признакам и наличию включений в нем возможно выделение снизу вверх трех пачек: 1 (деминская) с многочисленными прослоями битуминозных разностей, мощность 0—40 м; 2 (чуэльская) с повышенной концентрацией прослоев сидерита, реже — известняков (на Деминской и Похромской площадях до 1 м), мощность 30—40 м и пачка 3 (устремская), представленная глинами с единичными прослоями известняков и сидеритов, с гнездами растительного детрита (аттрита), мощность 100—120 м. Каждая вышележащая пачка имеет более широкое площадное распространение, чем нижележащая. В западном и северном направлениях разрез свиты постепенно теряет свою дифференциацию и картируется как единое геологическое тело. В полных разрезах она согласно залегает на тутлейских образованиях при плавном верхнем контакте с леушинской свитой. К северу и северо-западу свита постепенно выклинивается и в бассейне р. Сыня с угловым несогласием перекрывает породы фундамента. Общая ее мощность достигает 200 м.

Свита охарактеризована по скважинам 48-Р, 49-Р, 63-Р, 64-Р, 68-Р, 97-Р, 189-Р и 191-Р фораминиферами, образующими по разрезу почти смыкаемый ряд ранневаланжин-раннеготеривских комплексов: *Ammodiscus micrus*, *Trochammina sibirica*—*Tr. gyroidiniformis*, *Trochammina gyroidiniformis*—*Acruliammina pseudolonga* и *Hyperammina aptica*—*Saccamina caleosa*. Кроме того, по всему разрезу встречены [278] аммониты *Speetonicerus* sp. indet и СПК I(2), II(2) и III(2). В зоне Полярного и Приполярного Зауралья данному стратону соответствуют харосоимская + улансынская свиты, а на правом берегу Оби ниже устья р. Куноват ему по возрасту адекватна нижняя глинистая часть фроловской свиты валанжин—апта. Однако правомерность выделения ее здесь не подтверждена каким-либо фактическим материалом, хотя ранее она нами картировалась [278] на площади листа Q-42.

Готеривский ярус—нижнеаптский подъярус. Леушинская свита ($K_1\delta$) названа П. Ф. Ли [214] по пос. Леуши. Выделяется в глубоких скважинах в пределах Обско-Ямальской СФЦО. На большей части площади листа в ее полных разрезах обозначаются четыре пачки, имеющие порядковые номера снизу вверх. Так, пачка 1 представлена серыми и темно-серыми аргиллитоподобными глинами с гнездами, линзами и прослоями алевролитов, песчаников и известняков. Мощность пачки 0—120 м. Пачка 2(Н) сложена чередующимися алевролитами, песчаниками и аргиллитоподобными глинами с растительным детритом. Ее мощность 0—60 м. Пачка 3 — это серые и зеленоватые аргиллитоподобные глины с прослоями алевролитов, сидеритизированных известняков и намывами углефицированного растительного детрита. Мощность 0—150 м. Венчающая разрез пачка 4(М) мощностью 20—40 м сложена алевролитами с прослоями песчаников, алевритовых глин, реже — известняков. С запада на восток происходит постепенная глинизация разреза. В полных разрезах она имеет согласные контакты с подстилающими алясовскими и перекрывающими кошайскими отложениями, а вблизи некоторых локальных поднятий ее разные части с угловым несогласием залегают на доюрском фундаменте. Мощность свиты достигает 300—340 м.

Возраст леушинской свиты обосновывается [278] лишь определениями в скважинах 50-Р, 58-Р, 63-Р и 64-Р готерив-аптских и нижнеаптских СПК III (2) и IV(2), СПК IV(2—3) и V(2—3).

Аптский ярус, нижний подъярус. Кошайская свита ($K_1k\check{s}$) выделена П. Ф. Ли [214]. По своим литологическим и каротажным характеристикам, а также выдержанной мощности (20—40 м) — один из лучших реперов в разрезе мезозоя. Широко распространена в Обско-Ямальской СФцО и практически занимает всю юго-восточную часть листа. Разрез сложен темно-серыми, почти черными аргиллитоподобными морскими глинами с редкими прослоями алевролитов и по степени алевритистости осадков подразделяется на две пачки. Нижняя пачка (20—25 м) представлена глинами с редкими прослойками глинистых алевролитов, известняков и линзами аттрита. Верхняя пачка (7—20 м) характеризуется наличием многочисленных прослоев алевролитов и известняков, создающих линзовидно-гнездовидную слоистость, типичную для биотурбированных осадков. К границе раздела двух пачек приурочен сейсмогоризонт М. В целом свита имеет согласные границы с подстилающими и перекрывающими отложениями. Отнесение кошайской свиты к нижнему апту обосновывается положением в разрезе и находками в соседних районах СПК V(2).

Аптский ярус, средний и верхний подъярусы. Викуловская свита (K_1vk), выделенная Н. Н. Ростовцевым [194], также широко распространена в Березово-Тюменском СФР Обско-Ямальской СФцО и изучена по глубоким скважинам разведочных площадей и профилей Азовы-Мужи (скважина 3-КП), Мужы-Тильтим (скважины 1-кТ, 2-кТ, 4-кТ—7кТ). По соотношению алевритовых и глинистых разностей свита подразделяется на две подсвиты, но в полосе фациального замещения на западе северо-сосвинской свитой такое деление становится условным. Нижневикулавская подсвита (100—120 м) представлена толщей серых и светло-серых алевритов, уплотненных песков и рыхлых песчаников с прослоями алевритовых глин, известняков и линзами растительного детрита. Верхневикуловская подсвита (90—120 м) имеет сходный состав, но содержит меньше растительного детрита, встречены конкреции сидерита и следы каолинизации пород. Вверху выделяются пласты «ВК₁» и «ВК₂». Она согласно залегает на кошайской свите. Возраст (средний—поздний апт) определяется ее положением в разрезе и аптскими СПК V(1), изученными в сопредельных районах. С кровлей свиты связан отражающий сейсмогоризонт М₁.

Готеривский—аптский ярусы. Северососвинская свита (K_{1ss}) выделена В. А. Лидером [121]. Широко распространена в Северо-Приуральской подзоне (Полярное и Приполярное Зауралье) и встречена во всех колонковых скважинах (исключая 5-м, 11-м и 23-м) по рекам Лэмпуаю, Манья, Шекурья и скважинах X-201, 1з, 2з, 11-в и 12-в северо-восточной части листа. Разрез представлен мощной континентальной толщей разнозернистых буровато-серых песков и зеленовато-серых грубослоистых алевритов с подчиненными прослоями и пачками темно-серых плитчатых глин, пластинами бурых углей мощностью от 0,2—1,0 до 2,1 м в скв. 20-м и обильными включениями растительного детрита и обломков древесины. Во многих скважинах пески содержат примесь или слои гравийно-галечного материала из кварца, кристаллических сланцев, гранита и габбро. Свита согласно залегает на улансынских отложениях и с резким контактом перекрывается ханты-мансийской свитой. Мощность 250—310 м.

Отложения свиты в районе охарактеризованы готерив-барремским СПК IV(1) с доминантами *Gleicheniaceae*, *Leiotriletes* sp. и субдоминантами *Sphagnum*

sp. и *Cedrus* sp. и аптским СПК V(1) с доминантой *Gleicheniaceae*. В Обско-Ямальской СФцО северососьвинским отложениям суммарно отвечают леушинская, кошайская и викуловская свиты готерива—апта.

Альбский ярус. Ханты-мансийская свита (K_1hm) выделена Н. Н. Ростовцевым [214] по Ханты-Мансийской опорной скважине. На территории исследований пользуется широким распространением и картируется на всей площади Западносибирской СФцМО в пределах листа. В Приуралье залегает на подстилающих отложениях северососьвинской свиты с размывом (например, в бассейне р. Ятрия, скв. 1-м—3-м, 12-м—14-м), восточнее — на отложениях викуловской свиты согласно.

В разрезе свиты доминируют сероцветные глины с различным содержанием алевритового материала, что позволяет подразделить ее на две подсвиты.

Нижняя подсвита (75—120 м) представлена аргиллитоподобными глинами с редкими прослоями алевролитов, глинистых известняков и сидеритов, а внизу (базальный горизонт до 2 м) — несортированных песчаников с глауконитом. Характерно наличие растительного детрита, остатков рыб и обломков двустворок, аммонитов. В нижней части (4—6 м) подсвиты определены [278] многочисленные фораминиферы: нижнеальбский комплекс *Gaudryina tailleuri*, ниже-среднеальбский с *Ammobaculites fragmentarius*. В скв. 2-КП (288—382 м) профиля Азовы-Мужи встречен среднеальбский аммонит *Archthoplites* cf. *jachromensis* (N i k.), а в скв. 1-кТ профиля Мужы-Тильгим несколько экземпляров *Cleoniceras* sp.

Верхняя подсвита сложена в нижней части (пачка 1 мощностью до 40 м с пластами XM_2 и XM_3) алевритами и уплотненными песками с прослоями глин, включениями пиритизированных водорослей, растительного детрита, в верхней (пачка 2 мощностью 40—60 м) алевритовыми глинами с редкими прослоями алевритов и песков (пласт « XM_1 »). На соседних площадях в подсвите отмечены [278] фораминиферы позднеальбского комплекса с *Verneuilinoides borealis assanoviensis* и СПК VI(1), VI(2).

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

В позднем мелу условия осадконакопления в Западносибирской СФцМО на территории листа наследуются с альбского века, когда все различия в пределах листа были фактически нивелированы и здесь практически повсеместно накапливались отложения уватской, кузнецовской, березовской и ганькинской свит. Только в юго-западном углу листа на рамке с листом Р-41 наблюдается фаціальное замещение березовской и ганькинской свит одно-возрастными устьманьинской и леплинской. При этом устьманьинская ложится с размывом прямо на отложения ханты-мансийской свиты. В Печорской СФцМО осадки этой эпохи сохранились локально и представлены глауконито-песчано-алевролитовой толщей. В то же время морские осадки глауконито-опоковой толщи отлагаются в Усинско-Лемвинской депрессии Полярно-Предуральской СФЗ.

Западносибирская СФцМО

Сеноманский ярус. Уватская свита (K_2uv), выделенная Н. Н. Ростовцевым [214], пользуется широким распространением на территории ис-

следований. Хорошо изучена в разрезах многих глубоких и картировочных скважин: 4-к (137—264,6 м), 18-к (238—301 м) и 23-к (220—303 м) [278]. В разрезе доминируют светло-серые алевроиты и мелкозернистые уплотненные пески с маломощными прослоями буровато-серых и серых глин, по количеству которых свита подразделяется на две подсвиты. Нижняя подсвита (60—130 м) — более глинистая, с редкими прослоями известняков и включениями ожелезненного растительного детрита, пирита и сидерита. Верхняя подсвита (20—100 м) — практически лишена глинистых прослоев, содержит в скв. 23-к (глубина 269 и 291 м) редкие фораминиферы рекуррентного комплекса *Verneuilinoides borealis assanoviensis*. К ее кровле приурочен сейсмогоризонт «Г».

Сеноманский возраст уватской свиты принимается на основе известных в районе (скв. 1-ПР, интервал 300—366 м) и за его пределами СПК VII (2—4) с доминантой *Taxodiaceae*, а также единичных радиолярий (скв. 23-к): *Cenosphaera* cf. *magna grig*, *C.* aff. *minor* Lipman, *Conodiscus cenomancus* Aliev и др. Согласно перекрывается кузнецовской свитой.

Туронский—коньякский ярусы. Кузнецовская свита (K_2kz) выделена в 1954 г. Н. Н. Ростовцевым [214] по разрезу Кузнецовской опорной скважины. Повсеместно распространена на территории Западносибирской части листа. Ее разрез изучен в основном по ядру скв. 1-КП профиля Азово-Мужи и картировочных скважин 19-к, 23-к, 24-к и 28-к, пробуренных при ГГС-200 [278]. Свита представлена однообразной толщей серых и зеленовато-серых глин с зернами и крупными скоплениями глауконита, иногда опоквидных (вверху), гидрослюдистых и бейделлитовых, с редкими пропластками алевроитов и песков (песчаников) глауконит-кварцевого состава. Для нее типично наличие пиритизированных водорослей, остатков двустворок и своеобразие электрокаротажной характеристики (низкие значения кажущегося сопротивления), что делает свиту надежным корреляционным репером при расчленении верхнемеловых образований. Ее мощность колеблется в пределах 20—30 м, иногда увеличиваясь до 40—44 м. Трансгрессивно залегает на уватской свите и согласно перекрывается березовской свитой. Отложения свиты содержат (скв. 23-к и др.) характерные комплексы фораминифер: внизу — фауна ниже-средне-туронской зоны *Gaudryinopsis filiformis angusta*, выше — комплекс стреднетуронской — раннеконьякской зоны *Pseudoelavulina hastata hastata*—*Heobulimina albertensis*. Кроме того, по всему разрезу встречены туронские радиолярии *Dictyomitra pyramidalis*. Приведенные данные определяют возраст свиты в объеме туронского—низов коньякского ярусов.

Коньякский—сантонский—кампанский ярусы. Березовская свита (K_2br) выделена Н. Н. Ростовцевым [214] по разрезу Березовской опорной скважины. Площадь ее распространения практически совпадает с таковой для кузнецовской свиты. Наиболее хорошо изучена по глубоким картировочным скважинам 19-к, 22-к, 23-к и 28-к, а также по обнажениям в долине Сыни и многих ее притоков [86, 288]. Представлена глинисто-кремнистыми образованиями. Обычно глинистые разности тяготеют к верхней части разреза. По данным геологического картирования, по р. Сыня и ее притокам в разрезе отмечены [86] также прослои диатомовых глин.

Разрез охарактеризован разнообразными находками органических остатков, в т. ч. коньяк-сантонских аммонитов *Jnoceramus* cf. *anomalis* Heine и *J.* ex gr. *cardissoides*, белемнитов *Actinomax* ex gr. *verus* Mill. и *A.* ex gr. *propingnus*

Моб., найденных в опоковидных песчаниках на правом берегу Сыни у пос. Овгорт (Захаров, 1969). Кроме того, по скважинам 1-к, 22-к, 23-к и 29-к изучены комплексы фораминифер, начиная от коньяк-сантонской зоны *Ammobaculites dignus*—*Pseudoclavulina hastate admota* до позднекампанской зоны *Batysiphon vitta*. Практически по всем разрезам перечисленных выше скважин и в т. н. 826, 827 установлены [278] кремнистые радиолярии, образующие снизу вверх непрерывный ряд комплексов: *Ommatodiscus mobilis* (коньяк), *Discoides* и *Prunoidea* (сантон), *Prunobrachium crassum* и *Dictyomitra uralica* (ранний кампан), *Prunobrachium articulatum* и *Euchitoninae* (поздний кампан). Все это позволяет уверенно датировать березовскую свиту в объеме коньякско-го—кампанского ярусов верхнего мела. Общая мощность свиты в полных разрезах достигает 200—240 м.

Усть-маньинская свита (K_2um) выделена В. А. Лидером [122] по пос. Усть-Манья в бассейне Сев. Сосьвы. Распространена в зоне Полярного и Приполярного Зауралья на южной рамке листа, где закартирована на левобережье р. Ляпин. Изучена на площади листа Р-41, где ее разрез представлен толщей опок и опоковидных глин с подчиненными прослоями алевритов, песчаников и гравелитов общей мощностью до 50—60 м. Является фациальным аналогом нижней части березовской свиты. С размывом залегает на северососьвинской или ханты-мансийской свитах и согласно перекрывается леплинской.

Кампанский—маастрихтский ярусы. Леплинская свита (K_2lp) впервые выделена В.А. Лидером [122] по р. Лепля бассейна Сев. Сосьвы. Ямало-Тюменского СФР. На территории листа выделена предположительно в юго-западной его части, на участке предполагаемого развития отложений усть-маньинской свиты. Является фациальным аналогом верхов березовской и ганькинской свит. На листе Р-41 в разрезе свиты доминируют диатомиты с прослоями диатомовых глин и глинистых опок общей мощностью до 80 м. В породах встречены кампан-маастрихтские комплексы радиолярий и диатомей. С размывом перекрывается талицкой свитой.

Ганькинская свита (K_2gn) выделена А. К. Богдановичем [214] со стратотипом в Северо-Казахстанской области. В пределах листа развита в его южной половине и вскрыта скв. 2-к (184,8—242,1 м), 22-к (171,3—238 м), 25-к (218,6—257 м) и 112 (39,5—41,7 м). Разрез в основном представлен бейделлитовыми и гидрослюдистыми глинами серыми и темно-зеленовато-серыми, иногда опоковидными и известковистыми (вплоть до отдельных прослоев известняка), с редкими прослоями кварц-полевошпатовых алевритов и линзами глауконитовых песков. Отмечены пиритизированные растительные остатки, стяжения сидерита и зеркала скольжения, а в скв. 25-к на глубинах 240—245 м зафиксированы прослойки диатомовых светло-серых глин. Судя по каротажным диаграммам нефтепоисковых скважин, мощность свиты выдержана и составляет 50—70 м. Ее нижняя граница проводится по появлению в разрезе признаков известковистости пород, а верхняя обозначена трансгрессивным залеганием перекрывающей талицкой свиты. Среди органических остатков в ганькинской свите известны лишь находки в скважинах 2-к и 22-к фораминифер позднекампанского комплекса с *Psammosphaera laevigata* Whiteb, *Batysiphon vitta* Nauss, *Hyperamminoides crumena* Bulatova и др., нижнемаастрихтский комплекс слоев с *Gaudryina rugosa*—*Spiroplectamina variabilis* и верхнемаастрихтский *Tammina kasanzevi* (опреде-

ления В.М. Подобиной). В целом же возраст отложений ганькинской свиты принимается в объеме от позднего кампана до маастрихта включительно.

Печорская СФцМО

Сеноманский—сантонский ярусы нерасчлененные. Глауконит-песчано-алевролитовая толща (K₂ga) выделена в единичных скважинах 16, 18, 21 [82]. В основании лежат базальные галечники. Толща представлена слаболитифицированными глауконитсодержащими песчаниками с обломками лигнитизированной древесины и обильными обособлениями опала, песками, алевролитами и алевритами. В отдельных прослоях многочисленны ходы илоедов. Пески и песчаники серые, зеленовато-серые, полимиктовые, средне-, мелкозернистые, часто с прослоями галечников. Галька кремневая, опоковая, кварцитовая, карбонатная. Алевролиты и алевриты серо-зеленоватые, хорошо сортированные, неравномерно глинистые, с пологой косой и линзовидной слоистостью. Все породы содержат 5—15% глауконита. Обнаружены радиолярии *Dictyomitra striata* Lip., *D. uralica* Gorb., *Ommatodiscus* sp. и др. сеномано-туронского возраста, определен позднемеловой спорово-пыльцевой комплекс [82]. Мощность 67—82 м.

Полярно-Предуральская СФцЗ

Туронский—маастрихтский ярусы нерасчлененные. Глауконито-опоковая толща (K₂go) слагает обширные поля выходов в Усинско-Лемвинской депрессии. Основные данные по стратиграфии базируются на материалах скважин [418]. В составе выделяются две подтолщи: нижняя (песчано-глауконитовая) и верхняя (опоковая). Нижняя подтолща (до 100 м) сложена зеленоцветными средне-мелкозернистыми кварц-глауконитовыми песчаниками с опоковым цементом. С размывом и угловым несогласием на палеозойских отложениях и раннемеловых корках выветривания. 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 хорошоокатанной («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). 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, пеллеципод, диатомей). Базальный цемент — опал-халцедонового состава. Мощность пачки 25,5 м.

Макрофаунистические остатки 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*. Спорово-пыльцевой спектр бедный, содержит споры сфагновых мхов, пыльцу таксо-

диевых и древних покрытосеменных *Tricoplites* sp., *Retitricolpites* sp., *Tricolporopollenites* sp., *Triporopollenites* sp. позднемелового возраста. В целом, возраст нижней подтолщи принят туронско-раннесантонским.

Согласно перекрывается опоковой подтолщей, которая соответствует чумской свите и выше залегающим отложениям диатомит-песчаникового состава. Сложена опоками в разной степени алевритистыми, кремнистыми, известковистыми, с подчиненными по мощности мелкозернистыми кварцево-глауконитовыми песчаниками, алевролитами, мергелями, диатомитами (85—155 м). По фауне белемнитов, иноцеромов и др., комплексам радиолярий и фораминифер чумская свита датируется сантонским ярусом—нижнекампанским подъярусом, вышележащие отложения имеют предположительно кампан-маастрихтский возраст.

КАЙНОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

В палеогене условия осадконакопления в Западносибирской СФцМО и отчасти Полярно-Предуральской СФЗ сохраняют основные закономерности позднего мела. В Западной Сибири морским отложениям этого возраста отвечают талицкая, серовская и ирбитская свиты, в основном картируемые в южной части листа Q-41. В Усинской впадине формируются сходные по составу и возрасту отложения кыршорской и воровожской свит. В Печорской СФцМО осадки этой эпохи установлены локально в единичных скважинах, поэтому площадные поля их развития не показаны. В скважинах выделяются хасырейская, сародская, хоседаюская и ватъярская свиты. В Уральской СФМЗ в олигоцене широкое развитие получают коры выветривания.

ПАЛЕОЦЕН

Датский—ганетский ярусы. Талицкая свита (P_1tl) выделена в 1956 г. З. Т. Алескеровой и Т. И. Осыко [214] по пос. Талица Свердловской области. На листе отложения вскрыты лишь картировочными скважинами 21-к, 22-к и 25-к, а также зафиксированы в нескольких обнажениях в долинах рек Лейвгортъеган, Хуръеган, Шусьсоим и более мелких водотоков. Наиболее представительные по мощности разрезы отмечены в скв. 25-к (66,4—218,6) и 22-к (108,2—171,3 м). В целом ее разрез представлен толщей неритмичного (через 2—18 м) чередования плотных глин от зеленовато- и темно-серых до черных, местами опоквидных, с прослоями алевритов и гнездами глауконитовых разнозернистых песков (песчаников) и глинистых алевролитов разнозернистых (до крупной размерности). Для разреза характерны брекчированность и трещиноватость пород, наличие в них конкреций пирита, сидерита, железо-марганцевых стяжений и включений гипса. Мощность свиты достигает 130 м. Она трансгрессивно залегает на ганькинской свите, что фиксируется по наличию базального горизонта (до 3,8 м в скв. 22-к). В отложениях талицкой свиты в глинах скв. 22-к (интервал 115,3—117,3 м) Т.А. Липницкой изучены радиолярии *Stylotrochus* sp., *Spongasteriscus* aff. *craciferus* Clark et

Campbell и *Spongodiscus* cf. *americanus* Kozl, по внешнему облику дисководных скелетов близкие к палеогеновым формам. В картировочной скв. 21-к (интервал 146—150 м) С. И. Бабенко [278] выделены палинокомплексы *Trudopollis menneri*, *Triatripollenites arobaratus* и *Anacolosidites insignis*, обычно встречаемые в талицкой свите.

Танетский ярус. Серовская свита (P_{sr}) выделена А.П. Сиговым с соавторами [40] у г. Серов на восточном склоне Урала. В пределах района она имеет ограниченное распространение и установлена в виде полосы шириной до 30 км вдоль южной рамки листа, где отдельные фрагменты ее разреза отмечены в обнажениях и горных выработках в долинах верховьев рек Харьган, Ай-Лоръеган и Ванька-Еган. Предположительно, свита также вскрыта в интервале 99—104 м скв.10-к на левобережье р. Бол. Кемпаж. Разрез представлен переслаиванием опок, опоковидных глин с редкими прослоями и линзами песков, алевролитов и диатомитов. Опоки, как правило, слагающие низы рассматриваемой толщи, серые и темно-серые (до черных), легкие, крепкие, с раковистым изломом, имеют аморфную структуру и сложены опалом (60—100% породы) с примесью радиолярий и спикул губок. Опоковидные глины обычно темно-серые, иногда с примесью мелкозернистого песка, линзами и прослоями алевролита и диатомита. Легкая фракция кластического материала представлена кварцем (до 90%), полевыми шпатами (до 10%) и глауконитом, а тяжелая фракция — аутигенным пиритом, магнетитом, цирконом и титансодержащими минералами [278]. Наблюдаемые породы в разной степени окремненные, интенсивно дислоцированы и часто раздроблены до щебенки, а при выветривании — до дресвяно-глинистой массы. По данным Ю. Ф. Захарова [86], на территории листа Q-41-XXXV в прослоях диатомитов Н. В. Рубиной определен палеогеновый комплекс диатомей с *Eunotogramma weisii* Ehr., *Triceratium ventriculosum* A. S. и *T. mirabile* Jouse. Общая мощность серовской свиты достигает 30—45 м. Нижняя и верхняя ее границы согласные.

Зеландский—танетский ярусы. Хасырейская свита выделена в Варандей-Адзвьинской зоне в скв. ВКГ-7 на глубине 198 м, где она с размывом залегает на нижнемеловой углисто-песчаниковой толще. Сложена белыми и светло-серыми мелкозернистыми кварцевыми песками, слаблитифицированными в отдельных прослоях. Отмечены слойки, обогащенные мелким растительным детритом и содержащие раннепалеогеновый спорово-пыльцевой комплекс, 80% которого составляет пыльца покрытосеменных и голосеменных растений. Среди покрытосеменных преобладает пыльца группы *Triporepollenty* Pfl. (20%), а также пыльца родов *Myrica*, *Comptonia* (20%), *Moraceae* (5%), *Quercus sparsa* (Mart.) (3%), *Normapolles* (8%), *Extratriporepollenty* sp., *Trudopollis* sp., а также пыльца семейства *Juglandaceae* (8%), *Platycarya* sp., *Carya* sp. (8%). Из голосеменных доминируют *Sequoia* sp. и *Taxodium* sp. (до 12%). Мощность свиты 30 м.

ЭОЦЕН

Ипрский—лютецкий ярусы. Ирбитская свита (P_{ir}), выделенная А. П. Сиговым по р. Ирбит, имеет в районе локальное распространение и территориально в основном приурочена к зонам развития охарактеризованной ранее серовской свиты. В ее разрезе преобладают диатомиты, диатомо-

вые и, реже, опоковидные глины. Характерны также редкие прослои (0,1—0,3 м) тонкозернистого песка. Судя по отдельным горным выработкам, породы очень сильно дислоцированы и участвуют в строении широко развитых здесь многочисленных складок нагнетания, отражающихся на современной поверхности в виде положительных элементов параллельно-грядового рельефа.

Диатомиты светло-серые и зеленовато-серые, мучнистые, в основном состоят из панцирей диатомовых водорослей (50—85%), спикул губок и скелетов радиолярий. В их легкой фракции присутствует органический опал (до 100%), кварц, реже — полевой шпат и слюда; иногда наблюдается повышенное содержание глауконита (до 20%). Диатомовые глины темно-серые и зеленовато-серые, с неровным землистым изломом, состоят из глинистого материала и обломков диатомей (до 50%). В них иногда отмечаются линзы желтовато-серого алеврита (в основном в верхней части разреза), включения сидерита, прослои тонкозернистого песка и скопления растительной трухи. Общая мощность свиты достигает 40—45 м.

Какие-либо прямые подтверждения эоценового возраста (лютетский, ипрский ярусы) рассматриваемых отложений в районе отсутствуют, и по этой причине они датируются средним—поздним эоценом лишь по аналогии с Северным Зауральем, где широко известны находки диатомей, радиолярий и фораминифер [56].

Сародская свита (P_{2sr}) выделена в отдельных скважинах на Верхнероговском угольном месторождении (Белкин, 1965). В стратотипическом разрезе скв. ВК-1349 (интервал 87—114 м) она сложена коричневатосерыми радиоляритами и опоковидными глинами. Отмечены прослои алевритов, тонкозернистых песков и алевролитов с опаловым цементом. В относительно грубозернистых прослоях отмечаются лигнитизированные стебли растений, ходы илоедов и пиритовые конкреции. В верхней части свиты встречаются гравий и галька уральских пород и окатыши белых кварц-каолиновых образований. Определены радиолярии *Amphispilus ensiger* sp. nov. и *Thecosphaera scobra* sp. nov. позднеэоценового возраста, сопоставимые с таковыми из чеганской свиты Зауралья. Мощность свиты до 62 м.

ПАЛЕОЦЕН—ЭОЦЕН

Зеландский—ипрский ярусы. Кыршорская и воровожская свиты нерасчлененные (P_{kr-vr}) развиты в Усинской впадине в нижнем течении р. Воровож. На дневную поверхность не выходят. В разрезе уверенно отделяются друг от друга по литологическим 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 Воровожским 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. 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 cokuworovae* Ushakova, *Verneuilinoides paleogenicus* Lipman. Палеоценовый возраст отложений подтвержден также результатами спорово-пыльцевого анализа. Более 20% от общего состава представлено экваториально-трехпоровой пылью стеммы *Normapolles* Pfla g: *Trudopollis speciosus* Zakl., *T. cf. parvotrudens* Pfl., *Triatriopollenites pseudorurensis* Pfl., *T. Roboratus* Pfl. и др. Около 25% составляет пыльца *Nothofagus*, *Alnus*, *Tricolporopollenites nenrici* Kedr., *Ulmoideipites* 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 воровожской свиты.

Воровожская свита (199 м) сложена диатомитами, диатомовыми глинами и алевритами, 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. Свита содержит комплексы диатомовых раннеэоценового возраста *Coscinodiscus uralensis* в нижней части и с *Coscinodiscus payeri* — в средней. В верхах обнаружен комплекс с *Puxilla 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. 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 pompekyi* (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.

Общая мощность кыршорской и воровожской свит нерасчлененных 271 м.

ОЛИГОЦЕН

Хоседаюская свита (P_3hd) выделена в стратотипической скважине 11 и др. [283]. Сложена серыми, с зеленоватым оттенком породами, варьирующими по гранулометрическому составу от песчанистых алевритов до алевритистых песков. В низах разреза породы глинистые, с прослоями тонкозернистых слабослюдистых песков и слаболитифицированных песчаников серых и светло-серых с зеленоватым оттенком. По контактам между песками и алевритами отмечен растительный детрит. Определен спорово-пыльцевой

комплекс, сопоставимый со среднеолигоценовыми комплексами Тургайского прогиба (чиликтинская свита) и юга Западносибирской низменности (атлымская свита). Преобладает пыльца *Carya* sp. 22%, много пыльцы *Alnus* sp., и семейства *Myricaceae*. В небольших количествах присутствует пыльца умеренно-теплолюбивых форм: *Quercus robur*, *Q. gracilis*, *Q. graciliformis*, *Castanea crenataeformis*. Мощность свиты более 36 м.

Ватъяртинская свита (P_3vt) описана и охарактеризована спорово-пыльцевыми комплексами в пяти скважинах на юге вала Гамбурцева. Опорный разрез описан в скв. 9 (Самойлов, 1989ф). Свита сложена двумя пачками: верхней — существенно алевритовой и нижней — существенно песчаной. Нижняя пачка по литологическому составу схожа с хоседаюской свитой, а верхняя, по-всей видимости, и является собственно ватъяртинской свитой.

Выделенный спорово-пыльцевой комплекс сопоставим с верхнеолигоценовым комплексом Западной Сибири (нижнетуртаская подсвита). Характерно господство хвойных растений семейства *Pinaceae* (67%): *P. cembraeformis*, *P. sibiriciformis*, *P. protocembra*. Отмечены покрытосеменные растения: дуб, граб, вересковые, лилейные. Описаны экзоты: *Myricaceae*, *Lyquidambar* sp., *Orbiculapollis globosus* и др. Вскрытая неполная мощность ватъяртинской свиты 32 м.

Малдинская свита (P_3ml) установлена в Малдинской эрозионно-структурной депрессии на правобережье р. Балбанью и долине р. Бол. Надота (приток р. Лемва). Представлена аллювиальными отложениями. Залегает с размывом на палеозойских породах. Перекрывается неогенными 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]. Раннеолигоценовый 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, внутригорных депрессиях хр. Енганэпэ и Росомаха, в меньшей степени в пределах структурно-эрозионных депрессий зоны высоких предгорий (Пачвожская ЭСД). 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—g), ферритному (окисных

рудных шляп—**os**) и силицитному (**kr**), с переходными между ними разностями [434]. Кроме того, местами выделяются фосфатные коры (**f**) [517].

По генезису коры выветривания в большинстве случаев являются остаточными, поэтому их внешний облик и состав во многом определен субстратом. Так, площадные коры хр. Яреней-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. В долине руч. Пачвож (где коры приурочены к фрагментам днища Пачвожской ЭСД) по углисто-глинисто-кремнистым сланцам харотской свиты развиваются белоцветные маршалитоподобные коры выветривания с желваками осветленных кремней, карбонатные прослои превращаются в коричневые «шоколадные суглинки и супеси»; по терригенно-карбонатным породам среднекачамылькской подсвиты образуются ярко-желтые глинистые коры выветривания. По чистым карбонатным породам верхнекачамылькской 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-пирролизитовые образования землистого или каменистого облика, чередующихся в разрезе послойно. Слоистость кор унаследована от субстрата. Органических остатков коры выветривания не содержат, поэтому их возраст принимается условно олигоценным ввиду того, что коры выветривания нередко развиты в днищах и бортах эрозионно-структурных депрессий палеогенового заложения, наряду с также интенсивно выветрелыми аллювиальными отложениями малдинской свиты.

НЕОГЕНОВАЯ И ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМЫ

Неоген-четвертичные отложения в пределах территории листа развиты практически повсеместно. В горной части значительные участки по бортам речных и троговых долин, водораздельные гребни, отпрепарированные гряды на плоских водоразделах сложены донеогеновыми коренными образованиями (в их числе участки развития олигоценных кор выветривания). Неоген-четвертичные отложения представлены комплексом морских, ледниково-морских, аллювиально-морских и континентальных образований. Характер их распределения и мощность зависят от рельефа коренных пород и отметок дневной поверхности, изменяясь в значительных пределах, достигая 200 м и более. Северо-западная часть территории относится к Усинскому структур-

но-фациальному району (СФР) Печорской подобласти Предуральской структурно-фациальной области (СФцО), центральная — к Уральской структурно-фациальной зоне (СФцЗ), юго-восточная — к Западносибирской СФцО.

Печорская подобласть пространственно совпадает с предгорной денудационно-аккумулятивной равниной Печорской низменности, которая на территории представлена своей северо-восточной окраиной (Усинский СФР). В составе аккумулятивного чехла преобладают морские, ледниково-морские, аллювиально-морские и континентальные (ледниковые и аллювиальные) образования.

Уральская СФцЗ охватывает горную часть Уральского кряжа и представлена на листе своим наиболее северным Кожимско-Щучьинским районом. Неоген-четвертичные отложения здесь развиты неравномерно. Преобладают континентальные образования аллювиального, ледникового генезиса и, наиболее широко, образования склонового ряда.

Западносибирская СФцО пространственно совпадает с областью денудационно-аккумулятивной равнины Западно-Сибирской низменности и представлена на территории листа Сосьвинско-Белогорским и Салехардско-Тазовским районами. В составе аккумулятивного чехла здесь преобладают ледниково-морские, морские, аллювиально-морские, ледниково-озерные, озерно-аллювиальные и аллювиальные осадки.

В пределах листа, по данным бурения, в плиоцен-четвертичное время установлено четыре крупных этапа осадконакопления, каждый из которых начинался глубоким эрозионным врезом, сопоставимым с современным, и завершался полным погребением речной сети под толщами осадков различного генезиса [474, 517]. Наиболее древние эрозионные врезы относятся к балбаньюскому этапу развития речной сети среднего плиоцена и представлены в Уральской СФцЗ одноименным аллювием. На территории Печорской подобласти эрозионные врезы данного этапа начинаются с колвинской свиты, которая коррелируется в Уральской СФцЗ с чигимшорской и большенадотинской толщами, а в Западносибирской СФцО — с кеушкинской и большеобской толщами Сосьвинско-Белогорского СФР. В следующий, позднеплиоценовый санавожский этап развития речной сети сформированы каменный аллювий в Печорской подобласти, санавожский аллювий в западной части Кожимско-Щучьинского СФР, маньяйская толща в его восточной части и горкинская аллювиальная толща в Сосьвинско-Белогорском СФР. В Печорской подобласти и западной части Кожимско-Щучьинского СФР эти аллювиальные осадки перекрываются ледово-морскими отложениями падимейской серии, в восточной части — аллювиально-морскими и ледово-морскими осадками малососьвинской свиты. В Сосьвинско-Белогорском СФР коррелятивные отложения в рамках принятых схем [303] не выделяются. Хотя наиболее вероятно, что ими являются преимущественно ледниково-морские отложения карымкарской и теутейяхской свит, отнесенные в вышеупомянутых схемах к нижнему эоплейстоцену.

В тавротинский этап развития речной сети в новых эрозионных врезх сформированы аллювиальные пымвашорская толща в Печорской подобласти и тавротинская толща в Кожимско-Щучьинском районе Уральской СФЗ, перекрытые ледово-морскими отложениями роговской серии. Аналогом последней в Сосьвинско-Белогорском и Салехардско-Тазовском СФР в рамках утвержденных схем [303] является комплекс отложений кочковского горизонта (карымкарская, тиутейяхинская, ханты-мужинская и мужинская тол-

щи, казымская и няньганская свиты). Однако учитывая крайне слабое возрастное обоснование для данных подразделений, более логичным было бы сопоставлять карымкарскую, тиутейхинскую свиты с падимейской серией (аналогов которой в Западносибирской легенде в итоге не оказалось), а с роговской серией — хантымужинскую толщу, казымскую и няньганскую свиты.

На водоразделах роговская серия местами перекрыта неоплейстоценовыми морскими отложениями вашуткинской серии и аллювиально-морскими сармаюской толщи в Печорской подобласти и дозмерской толщей в западной части Кожимско-Щучьинского района. На восточном склоне Урала их аналоги неизвестны, а в Западносибирской СФцО коррелятные отложения этого периода времени, согласно Легенде [303], представлены аллювием талагайкинской свиты и комплексом озерных, аллювиально-озерных, ледниково-озерных осадков шантайского горизонта (семейкинская, халапантская свиты, халасинская толща). В то же время фактически аналогами вашуткинской серии по геоморфологическому положению являются водораздельные морские пески мужинской толщи, относимые к эоплейстоцену. Учитывая высокую обоснованность возраста талагайкинского аллювия, представляется логичным удревнение возраста вашуткинской серии.

Средний плейстоцен в Кожимско-Щучьинском районе Уральской СФцЗ начинается аллювиальными врезами, выполненными бадьявожским аллювием, и запечатанными в дальнейшем пачвожской мореной среднего неоплейстоцена. В Западносибирской СФцО данные отложения коррелируются с аллювиальной кормужиханской толщей, перекрытой ледниково-озерными и аллювиально-озерными отложениями бахтинского надгоризонта (белогорская и надымская толщи).

С позднего неоплейстоцена начинается последний (кожимский) этап осадконакопления, связанный с заложением и развитием современной речной сети. К нему относится аллювий четырех надпойменных террас (якшинский, седловой, сырьяхинский, ярвожский — в Печорской подобласти и Уральской СФцЗ, отложения казанцевского, ермаковского, каргинского и сартанского горизонтов с привязанными к ним террасами Западносибирской СФцО) и современные пойменно-руслевые отложения. При этом якшинский аллювий в Усинско-Лемвинской депрессии в Печорском районе фациально замещается вниз по р. Уса с абсолютной отметки 100 м аллювиально-морской чулейской толщей, а седловой и ярвожский аллювий в верхних отрезках долин Уральской СФцЗ — ханмейской и полярноуральской моренами и их флювиогляциальными образованиями. Третья и четвертая террасы Западносибирской СФцО имеют аллювиальный и аллювиально-озерный генезис. В этот же период формируются покровные (на севере), горно-долинные (к югу от хр. Манитанырд) ледники ханмейского и горно-долинные ледники полярноуральского оледенений. В голоцене формируется аллювий русел и пойменных террас, пролювий конусов выноса, морены каровых ледников и болотные отложения. В районе г. Воркута, Инта, поселки Советский и Хальмер-Ю широко развиты современные техногенные образования. Ниже приводится описание в стратиграфической последовательности всех выделенных неоген-четвертичных образований.

На рис. 1. показано соотношение принятой в работе стратиграфической схемы с альтернативными региональными схемами и отдельными авторскими представлениями.

Система		Надрез	Раздел	Эквивалент	Ступень	Система	Система	Региональные стратиграфические схемы четвертичных отложений Европ. платформы. 1986 г. (Малоземельская и Большеземельская тундры)		Региональные стратиграфические схемы четвертичных отложений Урала 1997 г. (Полярный Приполярный Урал)		Легенда Гостгеолкарты 1000/3 листа Q-41		Унифицированная региональная стратиграфическая схема четвертичных отложений и неогена Западно-Сибирской равнины 2000 г.		
								Уральская СФЗ и Предуральская СФЦМО		Западносибирская СФЦМО						
ГОЛОЦЕН						Аллювий пойм		Аллювий пойм		Аллювий пойм		Аллювий пойм		Аллювий пойм		
ЧЕТВЕРТИЧНАЯ		ПЛЕЙСТОЦЕН		НЕОПЛЕЙСТОЦЕН		Верхнее		4	10 тыс. лет	1 н/п терраса	Полярноуральская морена	1 н/п терраса	Полярноуральская морена и флювиогляциал	1-я надпойменная терраса	1-я надпойменная терраса	1-я надпойменная терраса
								3	25 тыс. лет	2 н/п терраса		2 н/п (Сырьяхинская) терраса	2-я надпойменная терраса	2-я надпойменная терраса	2-я надпойменная терраса	
								2	100 тыс. лет	3 н/п терраса	Мархидская морена, Харбейская морена (абс. отм. 100 м)	3 н/п терраса	Ханмейская морена и флювиогляциал	3-я надпойменная терраса	3-я надпойменная терраса	
								1	130 тыс. лет	Сулинские морские слои	Сулинские слои	Сэлэмьюские слои	4-я надпойменная терраса	4-я надпойменная терраса		
						Среднее		Вычегодская морена		Морена с урало-пайхойскими валунами (Вычегодская толща)	Лемваизская толща	Пачвожская морена и флювиогляциал	Надымская толща	Белогорская свита		
								Морские глины и родионовские слои	Морские глины и родионовские слои	Бадьюские слои	Белогорская толща	Ширгинская свита				
								Морена с новоземельскими валунами (Печорская толща)	Морена с новоземельскими валунами (Печорская толща)	Санаизская толща	Самаровская свита					
Родионовские и чирвинские слои		Озерно-болотные и аллювиальные отложения (чирвинские слои)	Озерно-болотные и аллювиальные отложения (чирвинские слои)	Санавожские слои	Бадьявожский аллювий	Кормужиханская толща	Тобольская свита									
Нижнее		Печорская морена		Сяттейская толща	Кожимская толща	Вашуткинская серия, сармагоская и дозмержская толщи	Халасинская толща	Низямская свита	Семейкинская свита							
		Вишерские слои	Полярно-Бугринская толща	Халапантская свита												
		Морена максимального (донского) оледенения	Колвинская свита	Семейкинская свита			Мансийская толща									
		Колвинские морские слои	Ледниковые отложения	Талагайкинская свита												
		Ледниковые отложения	Просундуйская свита	Казымская свита				Талагайкинская свита								
ЭОПЛЕЙСТОЦЕН		Верхнее		1210 тыс. лет	Дождовый аллювий	Роговская серия	Няганская свита	Мансийская толща								
		Нижнее	1800 тыс. лет	Казымская свита		Мужинская толща										
НЕОГЕНОВАЯ		ПЛИОЦЕН		Верхний		Пывмашорская и таврогинская толщи			Карымкарская толща	Титутейякская толща	Горкинская толща					
						Падимейская серия		Малососвинская свита и мањняйская толща								
						Каменский и самавожский аллювий		Горкинская толща								
						Колвинская серия		Большенадотинская толща								
						Нижний-средний		1800 тыс. лет		Нигимшорская толща	Большеобская толща	Кушкинская толща	Новопортовская толща			

Рис. 1. Схема корреляции региональных схем местных плиоцен-четвертичных стратиграфических подразделений Тимано-Печорской области, Урала и Западной Сибири с местными литостратиграфическими подразделениями, закартированными на территории листа Q-41 в соответствии с Легендой Уральской серии листов ГК-1000/3.

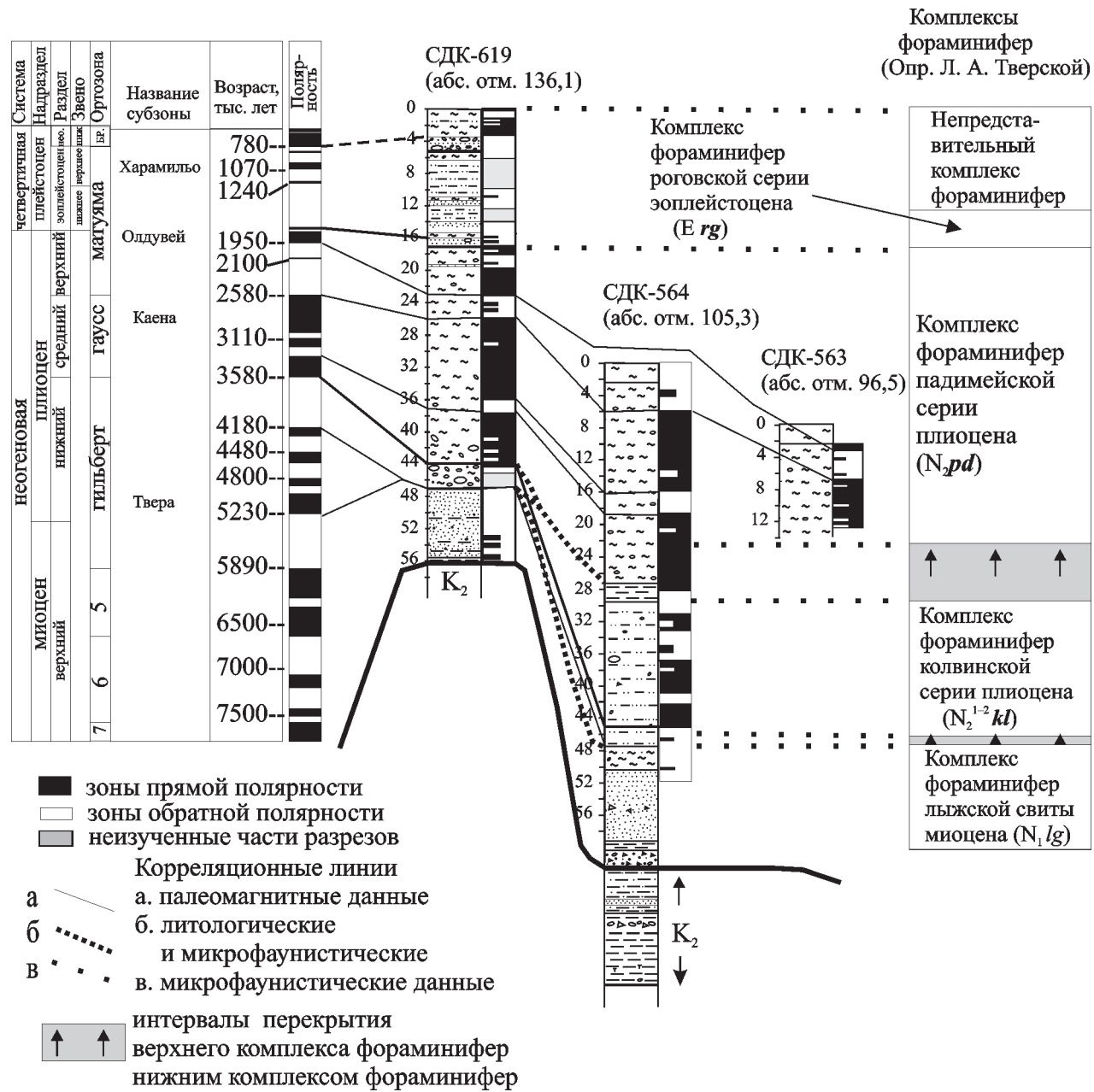


Рис. 2. Результаты палеомагнитных исследований рельефообразующих осадков водоразделов Печорской низменности.

НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

МИОЦЕН–ПЛИОЦЕН НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ

Элювий и делювий (e, dN) Вскрыты многими картировочными скважинами под покровом перекрывающих более молодых плиоцен-четвертичных отложений. Гипсометрический интервал распространения данных отложений изменяется в пределах 80—450 м. Состав отложений полностью зависит от подстилающих пород. Основной объем составляют щебень и дресва с примесью супесей и суглинков. Возраст принят неогеновым на основании положения в разрезе под верхнеплиоценовыми или эоплейстоценовыми отложениями.

Кроме того, элювиальные и делювиальные образования неогена, вероятно, сохранились на ряде водораздельных поверхностей выравнивания Приполярного Урала, в частности на хр. Росомаха, горе Лапча (абс. отм. 1130—1330 м) и водоразделе рек Карпиншор и Сюрасьрузьвож (абс. отм. 1200—1250 м), где они представлены дресвяно-щебнистым материалом местных пород с глинисто-суглинистым цементом. Пробы, взятые из центров мерзлотных медальонов, содержат богатые спорово-пыльцевые спектры, характеризующие лесной тип растительности с преобладанием *Pinaceae* (*Picea tobolica* — 8—27%, *Pinus sibirica* — 2—13%, *P. silvestris* — 1—9%), *Betulaceae* (*Betula* ex. sect. *Alba* e) — 16—30%, *Alnus* — 1—6%, *Corylus* — 5—15%), при участии широколиственных (*Carpinus* — 1—3%, *Quercus* — 2%, *Castanea* — 1—3%, *Castanopsis* — 1—2%, *Carya* — 1—3%, *Myrica* — 1—3%), единично *Juglans*, *Engelhardtia*, *Platycarya*, *Pterocarya*, *Hamamelis*, *Acer*, *Comptonia*, *Taxodiaceae*. Травянистые представлены разнотравьем — 2—16%, маревыми сем. *Chenopodiaceae* — 1—3%, сложноцветными сем. *Compositae* — 1%, гвоздичными сем. *Caryophyllaceae* — единично гречишными сем. *Polygonaceae* — 2—10%, зонтичными сем. *Umbeliferae* — 1—2%. Споры — папоротники сем. *Polypodiaceae* — 4—13%, сфагновыми мхами сем. *Sphagnaceae* — 1—8% и плаунами сем. *Lycopodiaceae* — 2—5% и единичными баранцовыми сем. *Hyperciaceae*. По заключению Н.Ю. Аникиной, подобные палинокомплексы описаны в отложениях таволжанского горизонта Западной Сибири. Поэтому нижний возрастной предел формирования элювия и делювия здесь определяется как миоценовый. Однако все данные образования показаны на карте плиоцен-четвертичных образований. Фрагменты неогенового элювия вполне могли сохраниться на поверхностях выравнивания Приполярного Урала, так как наряду с ними здесь сохранились и значительные участки олигоценовых кор выветривания. Мощность — до 2—5 м.

Ранний плиоцен(?). Новостаничный(?) горизонт

Кеушинская толща (lg, gmN₂kš) выделена П.П. Генераловым [37] в обнажениях Белогорского «материка» вблизи пос. Кеушки. В пределах листа она вскрыта скважинами 1-к, 2-к, 5-к, 6-к и 24-к, в прибортовых частях Обской прадолины. Представлена неравномерным переслаиванием глин, алевроитов и супесей с частыми включениями крупнообломочного материала (вплоть до редких валунов). В скв. 6-к у пос. Казымский Мыс в интервале 75,9—153,5 м сложена однородной толщей плотных серых супесей несорти-

рованных, неслоистых, с гравием, галькой и валунами кварца и метаморфизованных уральских пород. Характерно наличие в разной степени разложившихся растительных остатков, очень редких прослоев до 1,2 м алевритистых и слабопесчанистых глин, иногда замещающихся мучнистыми алевритами, и точечных новообразований вивианита. Характерно наличие деформированных слоев, зеркал скольжения и трещиноватость (иногда под углом 45° и более), редких маломощных «внедрений» палеогеновых пород. Судя по данным картировочного бурения, ее подошва фиксируется на минусовых отметках диапазона от 21—85 (скважины 24-к и 1-к) до 145—156 м (скважины 6-к и 5-к), опускаясь к современной долине Бол. Оби до 170 м в скв. 2-к. Мощность кеушкинских отложений составляет 29—79 м. Плиоценовый возраст толщи определяется положением в разрезе и корреляцией ее с новопортовской толщей Ямало-Гыданского района, которая охарактеризована новоствичным комплексом остракод*.

К северу и западу кеушкинская толща постепенно фашиально замещается большеобской толщей (gmN₂bb), выделенной П.П. Генераловым [326] по серии скважин в долине р. Бол. Обь ниже пос. Перегребное. Судя по разрезам скважин 4-к, 10-к, 19-к и 27-к, по своим литофашиальным особенностям она мало отличается от кеушкинской толщи: отмечается лишь общее уменьшение кластического материала. Наиболее крупные фрагменты ее разреза вскрыты в скв. 4-к (77—137 м) у пос. Хашгорт и скв. 10-к (58—99 м) на левобережье р. Ляпин. Подошва свиты картируется ниже уровня моря на 34—100 м. Возраст принят по аналогии с кеушкинской толщей. Мощность 80—90 м.

Ранний(?)—средний плиоцен. Кустанайский горизонт

Балбаньюский аллювий (aN₂bl) впервые выделен А.А. Котовым [394] в бассейне верхнего течения р. Кожым, а затем более детально изучен сотрудниками ЦНИГРИ в долине р. Балбанью [474]. Заполняет нижнюю часть погребенных палеодолин балбаньюского этапа. Вскрыт многочисленными скважинами, добычными траншеями в пределах Лимбекской, Малдинской, Большенадотинской, Малонадотинской и др. эрозионно-структурных депрессий (ЭСД), где залегает на размытой поверхности палеозойского цоколя, либо вложен в олигоценовые коры выветривания. Согласно перекрывается чигимшорской толщей или с размывом более молодыми отложениями. Естественные выходы аллювия наблюдаются на левом берегу р. Бол. Надота, в среднем течении р. Лемва и на руч. Покойникшор [248]. Русловая фация аллювия сложена хорошоокатанной галькой и валунами в супесчано-суглинистом, либо в песчано-гравийном заполнителе 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 является выветрелость части обломочного материала вследствие переотложения из малдинских долин олигоценового возраста.

* Отнесение толщи исключительно к нижнему плиоцену неубедительно, и наиболее логична ее корреляция с колвинской свитой раннего—среднего плиоцена Печорской подобласти. (*Прим. ред.*)

В глинистой части цемента, наряду с серицитом, тонкодисперсными обломками кварца, полевых шпатов и гидрослюда, присутствуют монтмориллонит (иногда до 45%) и каолинит, что наряду с гипергенными изменениями послужило основанием для отнесения этих отложений к неогену [474]. 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 sibirika*, *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. В Кожимском районе содержит промышленные россыпи золота. Мощность до 22 м.

Колвинская серия (mN_2kt) установлена по бурению в долине р. Кара [165], на Верхне-Роговском угольном месторождении [395, 396], на вале Гамбурцева, в районе Вашуткиных озер [57], естественные выходы наблюдались на реках Бол. Инта и Медвежка [248]. Обычно выполняет понижения доплиоценового рельефа в пределах Печорского района в интервале абсолютных отметок от 0—55 (бассейн р. Кара) до 100—132 м (бассейн рек Бол. Инта и Медвежка). Сложена уплотненными глинами, алевролитами и песками с неравномерно-рассеянным гравием, галькой, растительным и раковинным детритом. Содержит руководящие для колвинских образований района фораминиферы *Retroelphidium subclavatum* Gu d., *R. obesum* Gu d. Колвинский мариний в скв. ВГК-14 (9 на карте) [57] содержит фораминиферы в количествах до 1500 шт. в 50 г породы: *Cassidulina subacuta* Gu d., *Elphidium subclavatum* Gu d., *Retroelphidium subclavatum* Gu d., *R. obesum*, *Milionella grandis* Gu d., *M. pyriformis* (Schlumb.) (здесь и далее определения фораминифер Л. А. Тверской и В. М. Дружининой, моллюсков — [В. С. Зархидзе]). Определены моллюски *Propeamussium groenlandicum* (Sou.), *Macoma calcarea* Chemn., *Nucula tenuis* (Mont.), *Astarte* sp., *Mytilus* sp., *Yoldiella* sp. и таежные палинологические спектры: *Picea* sect. *omorica*, *Pinus* sect. *strobis* с незначительной примесью широколиственных растений: *Corylus* sp., *Quercus* sp., *Tsuga* sp. По заключению Л. В. Деревянко, в период осадконакопления на территории преобладали полынно-лебедовые степи с участием леса по долинам рек, затем хвойные леса с незначительным участием теплолюбивых форм, что характерно в регионе для колвинского времени и определяет плиоценовый возраст отложений.

Ранне-среднеплиоценовый возраст колвинской серии убедительно обоснован палеомагнитными данными [261], в том числе и полученными в ходе работ по составлению ГК-1000/3 по скв. СДК-564, согласно которым низы свиты отвечают ортохрону Гильберт, а верхи — ортохрону Гаусс (рис. 2). Вскрытая мощность до 51 м.

Чигимшорская толща ($amN_2\check{c}g$) установлена бурением в палеодолинах балбаньюского этапа развития речной сети [284]. 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 (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 алевритами, редко супесями, обычно лишенными обломков или содержащими редкую мелкую гальку, дресву, единичные валуны. Слоистость обусловлена тонким чередованием слоев более глинистых и более алевритистых разностей, а также послойными включениями мелкозернистого песка. Содержание глинистой фракции изменяется от 33 до 85%, алевритовой от 12,1 до 40%; количество песка достигает 4%, гравия 2%, гальки 0,2%. В нижнем течении р. Бол. Надота для нее характерны повышенные содержания глинозема (до 27,72%) и каолина (до 5,2%) [511], что связано с размывом кор выветривания. Спорово-пыльцевые комплексы 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 от 24 до 42 м.

Большенадотинская толща (IaN₂bn) установлена бурением в палеодолинах балбаньюского этапа [511]. Естественные выходы наблюдаются в долинах рек Бол., Мал. и Ниж. Надота, а также в нижнем течении р. Лемва. Согласно залегает на чигимшорской толще. С размывом перекрывается (чаще прорезается) санавожским аллювием. Гипсометрический интервал распространения от 210 до 358 м. Сложена хорошо сортированными мелкозернистыми и слоистыми тонкозернистыми кварцевыми песками светло-серого и желтовато-серого цвета с прослоями алевритов. Слоистость горизонтальная, косая и линзовидная. Содержание песчаной фракции в толще изменяется от 44 до 73%, алевритовой — от 17 до 50%, пелитовой — от 2 до 5%.

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 (возможно, лиманный). По положению в разрезе возраст ее принимается плиоценовым, и она сопоставляется с верхами колвинской свиты. Мощность до 24 м.

Верхний плиоцен. Кулундинский горизонт

Горкинская толща (а, аmN₂gr) выделена П.П. Генераловым по скв. 18-к (интервал 183,8—238 м), пробуренной около пос. Горки на правом берегу р. Бол. Обь. Здесь под отложениями тиутейхской толщи эоплейстоцена вскрыты алевриты глинисто-песчаные, несортированные, плотные, с включениями и прослоями (интервалы 190—191, 231—233 и 236,4—238,0 м) гравия и гальки кварца, полевого шпата, магматических пород, а также отмечены редкие валуны. Характерны прослойки темно-серых (до черных) алеврито-песчаных глин с многочисленными включениями грубообломочного материала полимиктового состава и линзы разнозернистых песков. Схожие по литологическому составу разрезы отмечены и в скв. 27-к (168,4—250,5 м) у подножия возвышенности Мужинский Урал и 29-к (91—113 м) в верховьях

р. Кемпаж. В этих скважинах подошва толщи залегает на отметках до минус 200—254 м абс., т. е. отвечает осевым частям максимальных палеоврезов плиоцен-четвертичного времени. Мощность толщи в районе варьирует в пределах 22—82 м, а ее плиоценовый возраст определяется положением в разрезе. Фациальным аналогом данного стратона в Ямало-Гыданском СФР является мыскаменская толща (охарактеризованная В.С. Волковой [30] плиоценовыми палинокомплексами растительности подтаежных лесов), в Печорском районе Предуральской СФЦО — каменский аллювий.

Верхний плиоцен. Аккулаевский горизонт

Каменский аллювий (aN_2km). Распространен в палеодолинах в северо-западной части листа в районе рек Бол. Роговая и Морею [283]. Аллювий залегает на палеозойских породах. Контакт с вышележащими отложениями падимейской серии выражен нечетко. Сложен серыми тонкозернистыми косослоистыми песками, с гравием и галькой, с прослоями глин, суглинков с галькой и гравием и прослоями тонкозернистого песка. Встречаются валуны и обломки тонкостенных раковин моллюсков. Возраст — по положению в разрезе под отложениями падиной серии. Мощность 26—99 м.

Санавожский аллювий (aN_2sn) широко развит в погребенных долинах Кожимского района, а также рек Воркута и Кара, где вскрыт буровыми скважинами. Естественные выходы встречены в долинах рек Кожым, Лемва, Бол. и Мал. Надота, Бол. Инта, Черная. Отложения заполняют палеодолины санавожского этапа развития, имеющие как унаследованное, так и секущее положение относительно предшествующих 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 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 магматические и метаморфические породы и кварцито-песчаники, развитые в горной полосе Урала. Часть обломочного материала с каймами выветривания. В заполнителе преобладают (%): гравий — до 55 и мелкая галька — 30, пески — 13, алевролитовая 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 хорошоокатанной гальки (до 10%) и единичных валунов. В Кожимском районе содержит промышленные россыпи золота.

Возраст аллювия определяется позднелиоценовым по результатам палеомагнитных исследований в долине р. Лемва, где он отвечает нижней части палеомагнитной ортозоны Матуяма [510], а также по лесостепным спорово-пыльцевым комплексам, которые по составу близки к таковым падимейской серии [474, 515]. 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*, *Hamtamelis*. Характерно присутствие переотложенных форм (от 22 до 49%). Мощность 20—40 м.

Падимейская серия (gmN₂pd) развита в основном на равнинной части Печорского СФР в понижениях дочетвертичного рельефа. Залегаet на колвинской серии, санавожском аллювии, палеозойском цоколе, реже на большенадотинской или чигимшорской толщах. Установлена преимущественно в скважинах, на дневной поверхности разрез серии вскрывается в правом обрывистом борту долины р. Воркута в г. Воркута, а также в долинах рек Уса, Лемва, Бол. Надота, Черная, в основании эрозионных уступов разного уровня. Основная часть разреза представлена буровато-серыми слоистыми суглинками и супесями с включениями гравия, гальки, мелких валунов и линз песков с галькой, переслаивающимися с зеленовато-серыми и бурыми алевритами и песками.

В качестве гипостратотипа рассматривается разрез на р. Воркута (в 1,5 км выше моста на шахту Воркутинская). В его основании вскрыты серые суглинки, содержащие большое количество разнообразных видов фораминифер (14—27 видов, 54—108 экз.). Доминируют в комплексе ретроэльфидиумы (до 49,5%) и кассидулины (1,9—23,9%): *Retroelphidium atlanticum* (Gud.), *R. subclavatum* (Gud.), *R. obesum* (Gud.), *Cassidulina subacuta* (Gud.), редко *C. reniforme* Norv. Представительным видом является также *Haynesina orbicularis* (Brady) (6,9—22,2%). Остальные виды фораминифер многообразны, но представлены единичными экземплярами. Среди них определены песчанистые *Proteonella* aff. *diffflugiformis* (Brady), *Hormosina* sp., *Trochammina* sp., *Tritaxis* sp. (aff. *fusca* Williams.), *Adecotrima glomerata* (Brady) и др. и секреторные *Buccella frigida* Cushm., *Cassandra helenae* (Feyl-Hanss. et Bux.), *Globulina glacialis* (Cushm. et Ozawa), *Miliolinella subrotunda* Mont., *Quinqueloculina longa* (Gud.), *Parafissurina tectulostoma* Doebler et Tapp., *Purgo williamsoni* Silv., *Yslandiella* cf. *islandica* (Norv.) и др. В суглинках встречена также макрофауна: *Macoma* sp. (cf. *calcareo* (Gmel)), *Astarfe* cf. *montagui* Dill., *Mya* cf. *truncata* L., *Hiatella* (*Saxicava*) *arctica* L., *Balanus* sp., *Chlamys islandicus* (Miill). Состав комплекса отвечает донному сообществу глубин до 30—50 м, обитаемому на мягких илистых грунтах.

Выше залегают пески, ритмично переслаивающиеся с тонкослоистыми алевритами. Количество фораминифер в них резко сокращается (14 видов, 54 экз.) за счет исчезновения тепловодных элементов. По заключению Л.А. Тверской, в целом весь комплекс фораминифер холодноводный опресненный, характерен для падимейского времени.

Спорово-пыльцевые спектры характеризуются преобладанием травянистых и споровых растений при небольшом участии древесных. Травы представлены луговым разнотравьем 16—55% (*Artemisia* — 2—25%, *Chenopodiaceae* — 0—7%, *Erycaceae* — 0—2%, *Compositae* — 0—2%, *Cyperaceae* — 1—3%, *Caryophyllaceae* — 1—2%, *Ranunculaceae* — 0—10%, *Polygonaceae* — 0—2%). Споры: сем. *Polypodiaceae* — 4—22%, *Sphagnum* — 2—17%, *Lycopodium* — 1—7%, *Ophoglossum*. Древесных и кустарниковых форм от 16 до 32%. Преобладают мелколиственные породы: *Betula* ex sect. *albae* — 7—20%, *B.* sect. *nanae* — 0—3%, *Alnus* — 0—6%, *Salix* — 0—4%, хвойные единичны: *Pinus sibirica*, *Picea obovata* —

0—3—0,4%. Переотложенных форм от 3 до 14%. По заключению Л. А. Деревянко, спорово-пыльцевые спектры характеризуют лесостепной тип растительности позднего плиоцена. Позднеплиоценовый возраст серии доказан также результатами палеомагнитных исследований в долинах рек Морею, [261] и Сейда, согласно которым она относится к ортозоне Матуяма (рис. 2).

На основании присутствия «плавающего» оболочечного материала в глинистой и алевритовой составляющей серии генезис отложений принят ледниково-морским. Мощность до 60 м.

Маньянская толща и малососьвинская свита нерасчлененные (am, a, gmN₂, mn—ms) распространены в пределах низких предгорий восточного склона Урала, где выполняют переуглубленные долины рек. Хобею, Народа, Манья и др. [89, 34]. Опорный разрез *маньянской толщи* описан в береговом обрыве руч. Ошкавож в верховьях р. Хобею. Он сложен пликативно дислоцированными тонкопереслаивающимися алевритами и алевритистыми глинами с прослоями сцементированных окислами железа песчано-гравийных и гравийных отложений. По заключению Л. А. Тверской, в этих осадках выявлены единичные интенсивно ожелезненные органические остатки, возможно, раковины фораминифер *Psamosphaera* sp.(?), редкие геммулы и спикулы губок.

Малососьвинская свита обнажается в верховьях р. Хобею, где сложена неравномерноглинистыми песками с примесью гальки, валунов и глыб и глинами песчанистыми и песчанисто-алевритистыми с рассеянными включениями гравия, гальки, редких валунов. Глинам сопутствуют валунсодержащие пески, замещаая их как в горизонтальном направлении, так и вверх по разрезу. Спорово-пыльцевые спектры свиты, как правило, бедны. По заключению Л. Г. Деревянко, данные спектры характеризуют лесостепной тип растительности, типичный для падимейской серии Тимано-Уральского региона. Для трех разрезов малососьвинских глин и песков, вскрытых горными выработками в верховьях р. Хобею на отметках 430—460 м, была получена палеомагнитная характеристика. Во всех случаях, по заключению В. В. Кочегуры (ВСЕГЕИ), породы были сформированы до ортохрона обратной полярности Матуяма [89]. Поэтому возраст малососьвинской свиты условно принимается как плиоценовый — в объеме верхов кустанайского и аккумуляевского горизонтов местной шкалы. Мощность отложений может достигать 120 м (долина р. Народа [301]).

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

ЭОПЛЕЙСТОЦЕН. УВЕЛЬСКИЙ ГОРИЗОНТ

Пымвашорская толща (a, amEpm) развита в палеодолинах тавротинского этапа развития речной сети Печорской подобласти. Залегает с размывом на отложениях падимейской серии. Представлена песчано-гравийно-галечными отложениями, переслаивающимися и переходящими в супеси зеленовато-серые и алевриты с неясным растительным детритом. Из них определены палинокомплексы березовых лесов с примесью ели, сосны, лещины. Генезис низов разреза несомненно аллювиальный, верхи имеют, вероятно, аллювиально-морской генезис. Возраст толщи принят условно

эоплейстоценовым по положению в разрезе под роговской серией. Мощность до 25 м (скв. 3).

Тавротинская толща (а, IaEtv) представлена аллювиальными и аллювиально-озерными осадками. Заполняет палеодолины тавротинского этапа развития речной сети Уральской СФцЗ, обычно смещенные относительно ранее выработанных санавожских врезов. Выделена Н. М. Риндзюнской [474] в Малдинской и Лимбекской ЭСД и сопоставлена в тот период с днепровским и московским горизонтами. 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. Выше по разрезу аллювий постепенно замещается аллювиально-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, хорошоокатанной гальки. Спорово-пыльцевые спектры толщи [474] отражают тундровый, реже лесотундровый тип растительности, характерный для эпох похолоданий. 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 (*Lycopodium pungens*, *L. appressum*, *Selaginella selaginoides*) и сфагновые мхи. Возраст тавротинской толщи принят условно эоплейстоценовым по положению в разрезе под роговской серией. Мощность от 15 до 22 м.

ЭОПЛЕЙСТОЦЕН. КОЧКОВСКИЙ ГОРИЗОНТ

Тиутейяхская свита (gmEtt) выделена П. П. Генераловым (Генералов, 1994) в бассейне одноименной реки на северо-западе Ямала. Непосредственно на территории листа Q-41 развита в пределах Салехардско-Тазовского района. Вскрыта восьмью картировочными скважинами [277], а также отмечена в ряде скважин структурно-поисковых профилей Азовы-Мужи и Мужы-Тильгим (3-кт, 3-ПР и 4-ПР). Самый крупный ее фрагмент отвечает разрезу скв. 18-к, где в интервале 33,8—183,8 м под осадками 3-й надпойменной террасы вскрыты песчано-глинистые алевриты, редко и неритмично переслаивающиеся с глинами и мелко-среднезернистыми песками с единичными включениями гальки и гравия кварца и темноцветных кристаллических пород, а также мелких валунов, в основном тяготеющих к нижней (с глубины 174,6 м) части разреза. Наряду с этим, в скв. 5-к (49,3—140,5 м) и 26-к (33,2—66,8 м) тиутейяхская свита представлена преимущественно глинистыми алевритами практически без псефитов; в скв. 4-к вверху (52—63,5 м) — диамиктоны, внизу (63,5—77 м) — алевроглины. Ее кровля обычно располагается ниже уровня моря и лишь в скв. 22-к, 26-к и 27-к фиксируется на отметках абс. 30—123 м. Максимальные погружения подошвы толщи отмечены в скв. 4-к, 5-к (до минус 130 м) и 18-к (минус 153 м).

Органические остатки в отложениях свиты в районе обнаружены в скважинах 5-к, 18-к и 22-к. Так, в скв. 5-к разнообразная ассоциация фораминифер описана Л. К. Левчук в Интервале 119,7—127 м, состав которой позволяет считать фауну арктобореальной, характеризующей нормальный аркти-

ческий бассейн в пределах сублиторали с близкой к нормальной соленостью. На это указывает присутствие *Cassidulina subacuta* и *Casandra inflata*. Полный состав комплекса приведен в статье С. А. Архипова [5], коррелирующего охарактеризованную толщу с «обскими слоями» В. И. Гудиной и указывающего для нее ТЛ-даты в 306 ± 26 и 178 ± 16 тыс. лет (верхи разреза). Комплекс фораминифер также встречен З. И. Холодовой [277] в интервале 141—159,1 м скв. 18-к: эльфидииды (до 75%) с видами *Retroelphidium subclavatum*, *Haynessina orbiculare*, *Foddinella lenticulane* и кассидулиниды с доминантом *Cassidulina subacuta* Gu d. В скв. 22-к С. М. Семеновой [277] в интервале 72,5—107,6 м определены *Elphidium clavatum* Cus man, *Cassidulina* cf. *laevigata* Orbigny, *Buccella* ex gr. *frigida* Cus man и планктонные *Globigerinella* aff. *gibba* d'Orb и *Lagena acuticostata* Reuss. Здесь же установлены и радиолярии *Dictyomitra striata* L., *Spongodiscus* sp. и др.

Раннеэоценовый возраст тиутейяхской свиты принят согласно Легенде [303] и в принципе условен*. Мощность 19—150 м.

Карымкарская толща (gmEkr) выделена П. П. Генераловым [36] на Белогорском «материке» вблизи пос. Кармыкары на правом берегу р. Обь. В пределах листа вскрыта в скважинах 1-к, 21-к, 23—25-к и 29-к, а ее разрез представлен чередованием иногда деформированных слоев песчаных глин и алевроитов с включениями крупнообломочного материала (вплоть до валунов) и линзами мелкозернистого песка, а также с редкими олистолидами палеогеновых и меловых пород. Наиболее представленные по мощности фрагменты карымкарской толщи отмечены в картировочных скважинах 21-к (71,4—143,8 м) и 24-к (66,5—114 м). Так, в скв. 21-к (альтитуда 126 м) под отложениями казымской свиты вскрыты (сверху вниз):

71,4—86 м. Алевроит серый, в сухом состоянии светло-серый, песчано-глинистый, плотный, с редкими маломощными линзами и прослойками (1—2 см) диатомового алевроита.

86,2—88,2 м. Глина серая, плотная, с углефицированными растительными остатками.

88,2—119,8 м. Глина серая алевроито-песчаная, плотная, неслоистая, с многочисленными включениями гравия и гальки полимиктового состава, с окатышами серых глин и с гнездами крупных углефицированных растительных остатков. Отложения трещиноватые: трещины преимущественно ориентированы под углом 30—35° к оси зерна. В интервале 107—108 м — песок с гравием, а ближе к подошве содержание псефитов резко снижается.

119,8—143,8 м. Глина алевроито-песчаная, серая, плотная, неслоистая, с многочисленными включениями гравия, гальки и, редко, мелких валунов полимиктового состава; в гравийной фракции много опоки. Прослоями порода представляет собой агломерат из разноокатанных мелких обломков опоки, песчаника, плотных глин, других осадочных пород, кварца и темноцветов в суглинистом заполнителе.

Карымкарская толща в основном залегает на породах кеушкинской толщи или доплиоценовом субстрате, слагая как современные междуречья с абс. отм. до 160 м, так и участвуя в строении палеодолин. По этой причине ее подошва фиксируется в широком диапазоне высотных отметок: от минус 148 до плюс 83 м.

* Более вероятной нам представляется корреляция тиутейяхской свиты с падимейской серией позднего плиоцена Печорской подобласти. (Прим. ред.)

Микрофауна в отложениях карымкарской толщи отмечена в скважинах 2-к, 23-к и 29-к. В первой из них в образцах с глубины 161,5—163,0 м Л. К. Левчук обнаружены фораминиферы с доминантами *Retroelphidium subclavatum*, *Cassidulina subacuta*, *Cassandra inflata*, *Buccella hannai arctica*, *Criboelphidium granatum* и *Alabaminoides mitis*. По мнению С. А. Архипова [5], фауна характеризует бассейн с глубинами в пределах сублиторали с близкой к нормальной для арктических вод соленостью, а породы этого интервала датированы ТЛ-методом в 246 ± 23 тыс. лет, вышележащие (52,9—62,5 м) — в 170 ± 16 тыс. лет. Интересные данные получены и по скв. 23-к, где С. М. Семеновой (Астапов, 1998) в образцах с глубин 30,39 и 52,5 м встречены фораминиферы: *Elphidium* ex gr. *simpler* Voloshinova, *Cassidulina* cf. *laevigata* Orbigny, *Globigerina* sp., *Psammosphaera fusca* Schultze — обитатели глубинного бассейна с холодной водой. В этих же образцах отмечены радиолярии семейств *Nassellaria*, *Spumellaria* и *Sphaeroidea*. Комплекс фораминифер обнаружен З. И. Холодовой также в скв. 29-к: интерес представляет присутствие на глубине 62—68 м вида *Alabaminoides nuttis*, позволяющего сравнивать вмещающие отложения с обскими слоями ямальской серии севера Западной Сибири.

Раннезоплейстоценовый возраст карымкарской толщи определяется ее положением в разрезе усть-иртышского комплекса согласно Легенде [303]. Этому в принципе не противоречат и результаты выполненного С. А. Писаревским [277] палеомагнитного анализа по скв. 24-к (66,5—114 м). По его мнению, слой между 66 и 77 м образовались во время эпизода Харамильо (870—930 тыс. лет), между 78 и 88 м — в начале эпохи Матуямы (930—2470 тыс. лет), а нижележащие — уже в эпоху прямой полярности Гаусса*. Мощность толщи колеблется в пределах 19—72 м, достигая в скв. 2-к 100 м.

Ханты-мужинская толща (gm, mEhm) выделена Ю. П. Черепановым [234] со стратотипом в скв. 3-кТ (интервал 14—174 м) профиля Мужитильгим. Сложена песками, алевритами с прослоями глин, включениями гравия, гальки, валунов. Ее разрез изучен по скважинам 22-к, 25-к—28-к и по ряду обнажений в пределах возвышенностей Мужинский Урал и Софьины Горы. Наиболее полный и хорошо обеспеченный керном разрез ханты-мужинского литоцикла вскрыт в скв. 27-к:

38,4—55,9 м. Алеврит кварцевый, слюдястый, субгоризонтально-слоистый, с пропластками (до 10 см) тонкозернистого песка и единичными включениями гальки и гравия кристаллических пород, вивианита.

53,5—55,9 м. Песок мелкозернистый с редкими включениями гальки и гравия.

55,9—71,6 м. Пачка песчано-глинисто-алевритовых отложений с включениями гравия и гальки опоки, песчаника, реже — кварца и кристаллических пород.

71,6—86,8 м. Песок мелкозернистый, полимиктовый, с включениями крупнозернистых частиц и мелкого гравия. Наблюдаются прослои (до 0,3 м) алеврита.

86,8—106,2 м. Неритмичное переслаивание алевритовых, глинисто-песчаных и песчаных разностей. Мощность прослоев составляет от 10—20 до 50 см.

106,2—113,2 м. Переслаивание серого глинистого алеврита, песка тонкозернистого и глины алеврито-песчаной с гравием и мелкой галькой.

113,2—121,5 м. Песок кварцевый тонкозернистый, с тонкими прослойками алеврита.

Ниже — породы тиутейяхской толщи.

*По положению в разрезе и фауне карымкарскую толщу было бы более логично коррелировать с падимейской серией позднего плиоцена Печорской подобласти. (Прим. ред.)

Подобный же набор литофациальных разностей характерен и для других картировочных скважин. В бассейне Нижней Оби она последовательно (иногда с небольшим размывом) наращивает разрез тиутейхской свиты или карымкарской толщи или залегает на донеогеновых образованиях. На междуречьях с высотными отметками 150—300 м рассматриваемые отложения являются рельефообразующими и обычно перекрыты маломощной пачкой регрессивных песков или современными торфяниками.

Органические остатки в отложениях ханты-мужинской толщи встречены лишь в разрезе скв. 22-к: здесь С. М. Семеновой [277] в интервале глубин 7,8—49 м определены радиолярии *Dictyomina striata* L., *Teocampe* sp., *Spondodiscus* sp., *Sphaeroidea* и *Clathrocyclus* sp. Наряду с этим, в образцах с глубин 59,5 и 64,7—71,7 м присутствуют фораминиферы *Elphidium* cf. *clavatum* Cushman, *Cassidulina* cf. *islandica* Cushman, *C. laevigata* d'Orbigny, *Proelphidium orbigny*, *P. orbicalare* (Brady), *Criboelphidium vulgare* (Voloshinova), *Buccella inusitata* Andersen и др.

Возраст ханты-мужинской толщи принят в соответствии с действующей РСС четвертичных отложений как раннеэоплейстоценовый.* Общая мощность толщи 20—83 м.

Мужинская толща (mEmž) представлена регрессивными песками, которые венчают разрез шурышкарской серии плиоцена—нижнего эоплейстоцена и являются рельефообразующими для междуречий с высотными отметками более 150 м. Они местами перекрывают отложения ханты-мужинской толщи, а в некоторых случаях налегают непосредственно на верхнемеловые породы. Ранее эти пески Ю. Ф. Захаровым [86] выделялись в пределах возвышенности Мужинский Урал в ранге «мужинской пачки» среднего плейстоцена. Как правило, эти пески светло-серые и серые существенно кварцевые (до 84%), слюдистые, преимущественно тонко- и мелкозернистые (до 60—70%), иногда с заметной примесью полимиктового гравия, гальки и мелких валунов, с редкими прослоями мучнистого (диатомового?) алеврита. Наиболее часто встречаемые по скважинам мощности рассматриваемой пачки не превышают 4—6 м, хотя в долине р. Бол. Матъеган ее мощность составляет около 40 м. Важно подчеркнуть, что она является перспективным геологическим объектом для поисков залежей строительных песков и ПГМ.

Возраст мужинской толщи принят по залеганию на ханты-мужинской толще согласно Легенде [303] как раннеэоплейстоценовый**.

Казымская свита (gm, amEkz) выделена Г. И. Лазуковым и И. В. Рейниным [117] с названием по р. Казым и датирована средним плейстоценом. Материалы картировочного бурения при ГГС-200 (скважины 6-к, 10-к, 20-к, 21-к, 29-к) и по профилям Шекурья—Саранпауль—Маньинский (скважины 10-М; 12—14-М) позволяют в ее полных разрезах четко выделить базальную литопачку (22—34 м) преимущественно песчаного состава с обилием полимиктового гравия и гальки и редкими прослоями глинисто-песчаных алевритов или

* Наиболее вероятна корреляция ханты-мужинской толщи с роговской серией Печорской подобласти. (Прим. ред.)

** Представляется логичной корреляция мужинской толщи с занимающей аналогичное геоморфологическое положение вашуткинской серией Печорской подобласти, однако в существующих схемах они имеют разный возраст. Учитывая реперное значение талагайкинского аллювия, вероятно, возраст вашуткинской серии более древний эоплейстоценовый. (Прим. ред.)

глин. Верхняя часть разреза казымской свиты преимущественно сложена алевроитами и алевроглинами с очень редкими (скважины 21-к и 29-к) включениями псефитовых фракций, либо вообще без них. Данная свита имеет ограниченное распространение, заполняя лишь широкие и слабо врезанные палеодолины Ляпина, Кемпажа, Сыни и Оби, где ее подошва иногда погружается до отметок минус 34,5—66 м (скважины 6-к, 10-к и 20-к). Мощность свиты составляет 6—52 м.

В казымских осадках известна лишь одна значимая находка фораминифер, отмеченных Л. К. Левчук [277] в скв. 6-к в образцах с глубин 66,5 и 75,0 м: бореальные (*Toddinella lerticularis*, *Retroelphidium boreale*) и арктобореальные (*R. hyalinum*, *Asterelina pulchella*, *Criboelphidium granatum*) виды, а среди арктических — *Haynesina orbicularis*, *Cribronorion obscurus*, *Globulina gracialis*. Верхнеэоценовый возраст свиты принимается по положению в сводном разрезе усть-иртышского комплекса*.

Няганьская свита (gm, a, amEng), выделена П. П. Генераловым [326] по серии скважин в долине р. Нягань (лист Р-41). На листе вскрыта девятью картировочными скважинами и приурочена только к палеодолинам Хулги, Сыни и Оби. В ее составе достаточно уверенно стратифицируются две пачки, нижняя из которых прослежена в пяти скважинах и представлена существенно песчаным аллювием, а верхняя — ледово-бассейновыми сублиторальными диамиктонами. Так, в большинстве скважин аллювиальные образования (до 22—29 м) — это преимущественно разнозернистые пески, часто с обилием полимиктового гравия, гальки и валунов. Несколько иной тип ее разреза, вероятно, отвечающий пойменным фациям няганьского аллювия, отмечен в скв. 5-к, где в интервале 20—49,3 м наблюдается чередование прослоев в 5—6 м тонкозернистого песка с включениями растительного детрита и прослоев (1,7—16,4 м) песчаного слюдистого алевроита. В верхней части полных разрезов няганьской свиты картируется пачка довольно однообразных по внешнему облику песчаных и алевроито-песчаных глин серых и темно-серых плотных, с включениями гравия, реже — мелких валунов. Характерны линзы и прослой (до 4,4 м) мелкозернистых песков с растительными остатками. Отдельными интервалами глины иногда фациально замещены слоистыми алевроитами. Как правило, мощность этой пачки составляет 5—15 м, и лишь в скв. 6-к (9,4—58,5 м) она увеличивается до 49 м. Во всех случаях подошва свиты залегает на минусовых отметках диапазона 15—48,5 м, а кровля редко поднимается чуть выше современного уровня моря. Цоколем для няганьских отложений служат породы тиутейхской (скважины 4-к, 19-к), карымкарской (1-к, 2-к) и казымской свит (6-к, 20-к).

Органические остатки из няганьских пород практически не известны, и лишь в скв. 1-к (глубина 40 м) спорово-пыльцевым методом С. В. Бабенко [277] исследован образец, в котором встречено 69 зерен пыльцы древесных голосеменных растений *Pinus* (30 зерен) и *Picea* (18 зерен). Принятый для няганьской свиты позднеэоценовый возраст согласуется с действующей РСС четвертичных отложений**. Мощность до 80 м.

* Судя по положению на схеме соотношений и в разрезе, казымская свита скорее всего является фациальным аналогом низов ханты-мужинской толщи и соответственно коррелируется с пымвашорской толщей и роговской серией Печорской подобласти. (Прим. ред.)

** Судя по положению на схеме соотношений и в разрезе, няганьская свита скорее всего является фациальным аналогом ханты-мужинской толщи и соответственно коррелируется с роговской серией Печорской подобласти. (Прим. ред.)

ЭОПЛЕЙСТОЦЕН–РАННИЙ НЕОПЛЕЙСТОЦЕН

Увельский–сарыкульский(?) горизонты

Роговская серия (gmE—Irg) широко распространена на предгорной равнине, в том числе на дневной поверхности. Залегает на отложениях падимейской свиты, пымвашорской и тавротинской толщ или на палеозойском цоколе. Представлена главным образом суглинками и алевритами с «плавающей» галькой и гравием, часто классифицируемыми как диамиктоны. Отмечаются пачки ленточных глин, тонкого переслаивания (первые см) глин и песков, слоистых песков, супесей. Суглинки имеют серую окраску, которая изменяется как по разрезу, так и по площади, приобретая различные оттенки от темно-серого до светло-серого, бурого, голубовато и сизовато-серого цветов. Вблизи дневной поверхности суглинки всегда приобретают коричневый или красновато-бурый оттенок. На глубине суглинки обычно массивны и при разламывании образуют раковистую поверхность. В обнажениях имеют оскольчатую структуру. Обломочный материал, содержащийся в суглинках и глинах, расположен беспорядочно. Преобладают галька и гравий, реже встречаются мелкие и еще реже — крупные валуны (до 1,5 м в диаметре). Окатанность обломочного материала разнообразная — от идеально окатанных обломков до щебня и дресвы. Более крупный материал окатан обычно хуже. В петрографическом составе обломочного материала можно выделить две группы. Первая (преобладающая) представлена породами горной части Полярного Урала. Это метаморфические и магматические породы рифея (кристаллические сланцы, зеленые сланцы, вулканиты, габбро, диабазы, гранитоиды), осадочные палеозойские породы (кремнисто-глинистые сланцы, кварцитопесчаники, известняки). Ко второй группе относятся «местные» породы: пермские полимиктовые песчаники, алевролиты, аргиллиты, обломки каменного угля, редко белемнитов, аммонитов.

Опорный разрез, обоснованный литологическим, микрофаунистическими и палеомагнитными данными, описан в скв. ВГК-10 (сверху вниз):

48,0—60,2 м. Глины темно-серые, пылеватые, мерзлые, содержащие 3—5% мелкого гравия.

60,2—60,4 м. Суглинки темно-серые, с галькой 3 × 5 см и гравием известняка до 30—40%.

60,4—63,2 м. Глины ленточноподобные с микропрослоями песка серого тонкозернистого.

63,2—64,0 м. Супеси темно-серые до коричневатых, легкие, пылеватые.

64,0—69,3 м. Глины темно-серые ленточнослоистые, до 3% гальки размером до 5 см.

69,3—70,8 м. Валунно-галечные образования с суглинистым заполнителем.

70,8—71,3 м. Пески темно-серые, глинистые, содержащие до 2% гравия и гальки.

71,3—71,9 м. Тонкое переслаивание тонкозернистых песков (0,5—1 мм) и глин (0,1—0,5 мм).

71,9—81,0 м. Суглинки темно-серые с гравием, галькой (5—10%) и редкими валунами.

81,0—85,0 м. Пески мелкозернистые, темно-серые с прослоями серой супеси.

85,0—86,7 м. Валунно-галечные образования с песчаным заполнителем.

86,7—88,15 м. Пески глинистые, мелкозернистые, буровато-серые, 3—5% мелкого гравия.

88,15—88,5 м. Супеси темно-серые с линзами серых тонкозернистых песков.

88,5—89,55 м. Пески тонкозернистые, пылеватые с единичной галькой.

89,55—90,7 м. Глины темно-серые с прослоем тонкозернистого песка в средней части.
90,7—94,3 м. Пески темно-серые, мелкозернистые с прослоями супесей мощностью 1—2 см.

Ниже — суглинки падимейской серии.

На правобережье р. Вэсню, в голубоватых алевритовых суглинках с редкими гравием и галькой, обнажающихся у уреза воды, обнаружены раковины морских моллюсков: *Tridonta borealis* (Shum.), *Astarte crenata* (Gray), *Tridonta montagui* (Dillw.) (определения [В. С. Зархидзе] [344]). В различных частях разрезов склонов долины р. Воркута также встречены остатки раковин моллюсков различной, иногда хорошей, сохранности: *Astarte crenata* (Gray), *A. montagui* (Dillwyn), *A. borealis* Chemn., *A. cribrostomata* Andr. et Farbs., *Balanus hameri* Asc., *Leda* sp., *Macoma calkarea* Chemn. и др.

Роговские суглинки содержат, как правило, немногочисленные 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. [389, 510, 515].

В линзах слоистых песков и в серых суглинках встречены диагенетические марказитовые и железисто-кремнистые конкреции, связанные с окружающими породами постепенными переходами. По заключению А. В. Македонова [458] они образовались на месте в морской или лагунно-заливной среде.

По результатам спорово-пыльцевого анализа, растительность данного периода характеризует фазу похолодания климата, где инситные споры и пыльца представлены в основном: сем. *Polypodiaceae* (2—6%), *Sphagnum* (4—8%), *Lycopodium* (1—2%), луговое разнотравье (4—11%), *Artemisia* (0—2%). Древесные и кустарниковые формы немногочисленны: *Betula* sect. *nanae* (1—5%), *Betula* ex sect. *albae* (0—3%). Переотложенные формы палеозойского, мезозойского и палеоген-неогенового возраста составляют 70—82%.

Ледниково-морской генезис роговской серии обосновывается многими исследователями [64], (Афанасьев, 1988), [242]. О накоплении диамиктонов в морской среде свидетельствуют находки комплексов фораминифер на всей площади работ, находки пеллеципод на севере района, положительные определения палеосолености по методу Стадника, наличие в суглинках аутигенных пиритовых конкреций и вивианита, характеризующих бассейновые условия осадконакопления. В современных северных морях продолжают накапливаться аналогичные диамиктоны [64].

Сторонники континентально-ледникового происхождения диамиктонов роговской серии считают вышеперечисленные факты несущественными, а фауну и конкреции — переотложенными ледником из более древних морских образований.

Возраст серии обоснован палеомагнитными исследованиями, по данным которых она относится в основном к ортохрону Матуяма (рис. 2). Верхи серии предположительно отнесены к раннему неоплейстоцену [511]. Мощность изменяется от 40—60 до 100 м и более. Наиболее вероятно корреляция осадков роговской серии с отложениями казымской и няганьской свит Западносибирской СФЦО.

НЕОПЛЕЙСТОЦЕН

Нижнее звено

Талагайкинский горизонт. Талагайкинская свита (*altl*) в пределах листа изучена слабо: фрагменты разреза вскрыты в картировочной скв. 4-к и некоторых скважинах профилей Азово-Мужи и Мужы-Тильгим. Талагайкинский аллювий в основном представлен разнозернистыми песками мощностью до 30 м. В скв. 4-к описаны [277]:

29,4—32,4 м. Алеврит уплотненный, с признаками брекчирования и тонкими про-
слоями (0,1—0,3 м) мелкозернистого песка.

32,4—43,8 м. Песок мелко-тонкозернистый, алевритистый, с тонкой слоистостью.

Переход к подстилающим породам (няганьская свита) резкий, через интервал брекчирования.

Возраст свиты большинством исследователей Западной Сибири принимается раннеоплейстоценовым [303], в соседних районах подтвержден термолюминисцентным датированием (ТЛ 740 ± 140 тыс. лет) [220].

Шайтанский горизонт

Семейкинская свита (*lIsk*) развита в пределах листа локально и вскрыта скважинами 4-к и 4-КП. В последней П. П. Генераловым описан следующий разрез:

1,0—4,0 м. Глина серая плотная, тяжелая, в разной степени песчанисто-алевритистая, крупно-брекчированная, с обильными железистыми корочками на поверхности обломков.

4,0—19,0 м. Суглинистый диамиктон палево-серый плотный, тяжелый, без видимой слоистости. Отмечаются включения угловатого гравия и редкие линзочки светлого мелкозернистого песка. В интервале 9,8—10,0 м — некоторое сгущение включений мегакlastов, в т. ч. угловатых галек метаморфических сланцев и валун массивной микрозернистой породы.

19,0—29,4 м. Песок мелко- и тонкозернистый.

Среди пороодообразующих групп в разрезе преобладают алевритовая (35—50%), пелитовая (18—62%) и псаммитовая (до 38—41%). Характерна ленточная слоистость. Раннеоплейстоценовый возраст в соседних районах подтвержден термолюминисцентным датированием (ТЛ $420—550 \pm 110$ тыс. лет) [220]. Условия осадконакопления оцениваются как озерные. Мощность до 30 м.

Халапантская свита (*lgIhl*) в районе является рельефообразующей для междуречий с высотными отметками 125—145 м, где ее отложения вскрыты скважинами 21-к, 23-к, 24-к и 27-к и др., а на ряде участков — и в обнажениях. Представляется возможным выделить в районе три основных типа разреза свиты: существенно песчаный, преимущественно алевроглинистый и смешанный (песчано-алевро-глинистый). Первый из них отмечен, например, в скв. 27-к, где в интервале 5,7—38,4 м залегает толща мелко-среднезернистых песков иногда с включениями полимиктового гравия, гальки и валунов. Аналогичные разрезы зафиксированы в скв. 67 (интервал 9,7—

25,0 м) и в ряде обнажений по рекам Вотмаюган, Ун-Аксарьюган. Разрезы второго типа (алевро-глинистого) представлены чередованием пачек (3—19 м) алевритов и глин с плавающими гравием и мелкими валунами. Наиболее распространен в районе смешанный тип разреза, представленный чередованием прослоев алевритов, глин и песков.

Свита плохо охарактеризована органическими остатками: по скважинам 35 и 21-к С. Б. Бабенко изучены лишь спорово-пыльцевые спектры, отражающие лесной тип растительности с березой (> 70%), ольхой (до 24 %) и соевой. Среди спор преобладают папоротники и сфагнум, а среди трав — *Gramineae* и *Artemisia*. Скорее всего осадконакопление происходило в холодных климатических условиях. Поэтому генезис отложений рассматривается как озерно-ледниковый. Возраст принят условно. Мощность свиты достигает 70—75 м.

Халасинская толща (Ia, IIs) сложена преимущественно песками, которые располагаются на междуречьях с высотными отметками 125—145 абс. м, где обычно венчают разрез халапантской свиты. Наиболее полные (до 15—17 м) и характерные фрагменты этой пачки вскрыты скважинами 21-к (0,0—7,0 м) и 23-к (0,1—9,0 м). В ее разрезе чередуются разности, содержащие и не содержащие крупнообломочный материал гравийно-галечной размерности; иногда встречаются и валуны. Среди песков преобладают мелко-среднезернистые разности с редкими линзами крупнозернистых. Для разреза характерны и прослои (до 1,3 м) песчаных алевритов с включениями гравия. Возраст принимается раннеплейстоценовым по положению в разрезе. Мощность до 17 м.

Сарыкульский, тынынский, батуринский горизонты нерасчлененные

Вашуткинская серия (m, amIv³) завершает регрессивную часть роговского цикла осадконакопления в пределах Печорской подобласти Предуральской СФЦО. Связана с роговской серией постепенными переходами. Сложена пачками песков, супесей и суглинков, которые вверх по разрезу сменяются песками с гравием. В разрезе эпизодически встречаются фораминиферы *Retroelphidium hyalinum* (Brodn.) и *Retroelphidium atlanticum* (Gud.). Редкость фаунистических остатков обусловлена обмелением роговского бассейна и его опреснением. Из скв. ВГК-10 из глинистых песков и супесей интервала 0—20,0 м определены обедненные комплексы (10—13 видов, 9—37 экз.) фораминифер *Quinqueloculina stalker* (Laubl. et Tapp.), *Globulina* aff. *gibba* (Orb.), *Retroelphidium* aff. *obesum* (Gud.), *R. propinquum* (Gud.) [455].

На правом берегу р. Лыаяу, на абс. отм. 150—160 м, (обн. 8) вскрыты верхи регрессивного разреза серии, увенчанные песчано-гравийными образованиями. В обн. 8 описаны прибрежно-морские фации (сверху вниз) [57]:

0—0,8 м. Пески глинистые, ожежененные, делювиированные.

0,8—4,2 м. Гравийно-песчаные отложения с крупной галькой и мелкими валунами. Содержание обломков крупностью более 1 см до 30 %. Обнаружены толстостенные раковины моллюсков *Arctica* (*Cyprina*) *islandica* L., *Hiatella* (*Saxicava*) *arctica* L., *Macoma calcarea* (Gnül.), *Mya* sp. (cf. *truncatya* L.), обломки *Balanus* sp. (определения В. С. Зархидзе) [344].

4,2—11,8 м. Переслаивание песков (5—25 см) мелко-среднезернистых, содержащих до 10% мелкой гальки и гравия, и песков (15—35 см) мелкозернистых без гравия и галь-

ки. Слоистость от субгоризонтальной — внизу, до наклонной и косослоистой под углами до 15° — вверху. Заметно срезание нижележащих слоев вышележащими.

11,8—14,1 м. Пески светло-серые, мелко-среднезернистые с единичными включениями мелкой гальки и гравия. В нижней части слоистость субгоризонтальная, в верхней части отмечены косые серии с наклоном слоев до 10°.

14,1—20,0 м. Субгоризонтальное переслаивание песков и алевроитов. Пески алевроитистые (1,5—2 м) светло-серые, мелкозернистые, с тонкими (1—5 см) линзовидными прослоями алевроитов. Алевроиты песчанистые (0,3—0,6 м), темно-серые с линзовидными прослоями серого мелкозернистого песка (1—3 см). Граница с подстилающими образованиями не вскрыта.

Из 10 образцов интервала 4,2—20,0 м, Е.К. Лозинской [344] определены комплексы фораминифер (до 83 экз. 16 видов), широко распространенные в плейстоценовых разрезах европейского севера и характеризующие мелководные и опресненные условия осадконакопления, в т. ч. *Retroelphidium hyalinum* (Вгoдп.), характерные для роговских и вашуткинских образований.

Вашуткинские отложения отличаются от более молодых песчаных образований приуроченностью к абсолютным отметкам, превышающим 130—140 м и тем, что они облекают роговские суглинки, тогда как более молодые песчаные отложения являются вложенными. Вашуткинская серия может залегать в виде гравийно-песчаных гряд (прибрежных валов и кос) на вершинах водоразделов и вдоль пологих склонов, а также в виде эрозионных останцов.

По залеганию на роговской серии и по палеомагнитным данным (вашуткинские отложения имеют прямую намагниченность ортозоны Брюнес [511]) ее возраст принят раннеплейстоценовым*. Мощность достигает 55 м.

Сармаюрская толща (am, laIsr) залегает согласно на роговской серии и иногда рассматривается в качестве верхней, регрессивной, части последней [210]. В районе залегает на водоразделах с абсолютными отметками от 180 в юго-восточной части листа и до 280 м в северной (бассейн р. Кара)

Разрез слагают тонкие, хорошо перемытые пески, супеси и алевроиты с прослоями глин и редкой галькой. Пески в основном имеют серую или желтовато-серую окраску и преимущественно олигомиктовые. Для отложений характерна разнообразная слоистость. Серии косослоистых прослоев чередуются с горизонтально залегающими слоями.

Характерный разрез сармаюрской толщи описан при проходке вентиляционного ствола шахты № 18-Капитальная [210] (сверху вниз):

1. Глина темно-серая, ленточновидностлоистая, с пятнами ожелезнения. Содержит волнистые прослои серой супеси. В верхней части слоя криотурбационные изгибы слоистости. Контакт с нижележащим слоем постепенный. Мощность слоя 3,5—4 м.

2. Песок мелко- и тонкозернистый, ленточновидно-зернистый с нередким растительным детритом, с пятнами ожелезнения. Переход в слой 3 постепенный. Мощность около 5 м.

3. Глина темно-серая, плотная, ленточновидно-слоистая с редкими прослоями песков и алевроитов. Встречается растительный детрит, по контактам песчаных и гли-

* В 2005 г. в лаборатории А. Н. Храмова произведено дополнительное изучение результатов палеомагнитных данных по скв. ПМ-1, которые свидетельствуют об ошибочности отнесения вашуткинской серии к эпохе Брюнес и соответственно указывают на ее более древний эоплейстоценовый возраст, сопоставимый с мужинской толщиной Западной Сибири.

нистых разностей наблюдается интенсивное ожелезнение. Нижний контакт резкий. Мощность 10 м.

4. Супесь неслоистая, тяжелая, серая, иногда с буроватым оттенком, содержит редкие мелкие угловато-окатанные валуны размером до 10 см кремнистых и пермских терригенных пород. Нижний контакт постепенный. Мощность 4 м.

5. Песок горизонтально-слоистый, участками наблюдается интенсивное ожелезнение. К низу песок становится косослоистым. В основании наблюдается прослой горизонтально-слоистой глины, содержащей редкую кремнистую гальку. Мощность 2 м.

6. Алеврит серый, горизонтально-волнистослоистый. Вниз по разрезу постепенно переходит в мелкозернистый косослоистый песок.

7. Песок серый, олигомиктовый, мелкозернистый, мелкокосослоистый с песком крупнозернистым, полимиктовым. В слоях последнего отмечается мелкая галька. Мощность около 2 м.

Содержит немногочисленные фораминиферы, представленные двумя видами *Nonionellina labradorica* и *Elphidium clavatum* [210]. В песках изредка содержатся спикулы губок, радиолярии, морские водоросли — мелозиры и пресноводные диатомеи *Cymbella* sp., *Hantzschia amphioxys*, *Stauroneis thoenicentron* [293].

В северной части листа разрезы толщи обнажены в обрывах р. Гнетью (правый приток р. Кара) [245]. Здесь были определены четыре вида фораминифер: *Hoinesia orbicularis* (B r a d i), *Cassidulina subacuta* (G u d), *Buccella frigida* (C u s s o n), *Retroelphidium atlanticum* (G u d.).

Спорово-пыльцевые спектры показывают преобладание до 50% пыльцы древесных пород. В группе кустарниковых растений преобладают пыльца карликовой березы, ольхи, ивы. Из травянистых — пыльца злаковых и разнотравья. Среди спор в различных разрезах фиксируется то преобладание спор мхов, то спор папоротников. По вертикали характер спорово-пыльцевых спектров в толще почти не изменяется, отражая одну фазу в развитии растительного покрова с большей ролью древесной растительности по сравнению со временем накопления толщи роговских суглинков.

На основании вышеизложенных данных генезис отложений трактуется как аллювиально-морской и отчасти озерно-аллювиальный. По положению в разрезе условно относится к раннему неоплейстоцену. Мощность 20—40 м.

Дозмерская (водэтыйская) толща (Ia, aIdz) развита на уплотненных водоразделах в предгорной части аккумулятивно-денудационной равнины ближе к Уральскому кряжу по левобережью долины р. Уса (на севере), на Кожымско-Лемвинском водоразделе (на юге). Залегает на отложениях роговой серии. Гипсометрический интервал распространения 220—330 м. Основной объем толщи слагают валунно-галечно-гравийные смеси и среднезернистый песок серо-зеленого цвета, с небольшой составляющей глинистого материала, с единичными включениями хорошоокатанной мелкой гальки. Внизу разреза встречаются прослои торфа. Характерный разрез вскрыт скв. 25 [336] (сверху вниз):

1. Валунно-галечно-гравийная смесь в супесчаном матриксе. Местами супесь преобладает, валуны мелкие и встречаются довольно редко. В основании присутствуют линзы мерзлоты. Мощность 11,3 м.

2. Суглинок серый, песчаный с линзами супесей, плотный. Мощность 1,1 м.

3. Песок желтый, мелкозернистый, вниз по разрезу становится крупнозернистым с гравием. Мощность 0,3 м.

4. Торф темно-коричневый, плотный. Мощность 50 см.

Ниже по разрезу вскрыт суглинок с редкой мелкой галькой роговской серии.

По особенностям литологического состава эти отложения рассматриваются как озерно-аллювиальные и аллювиальные. По залеганию на роговской свите возраст дозмерской толщи условно принят ранне-неоплейстоценовым. Мощность до 20 м.

Среднее звено неоплейстоцена

Сылвицкий горизонт. Бадьявожский (чирвинский) аллювий (aПbd). Вскрыт скважинами в эрозионных палеоврезах верхних отрезков долин рек Лемва, Прав. Грубею, Грубеювож, руч. Шервож, Камышор в пределах хр. Енганэпэ, где повсеместно залегает на цоколе палеозойских пород и перекрывается пачвожской средне-неоплейстоценовой мореной. Отложения представлены гравийно-мелкогалечными смесями с валунами, супесями и разнозернистыми песками. Обломочный материал хорошо окатан, разного состава.

В палеодолинах на хр. Енганэпэ и р. Лемва вмещает непромышленные россыпи золота. К сылвицкому горизонту отнесен условно по положению в разрезе под пачвожской мореной. Мощность аллювия до 17 м.

Тобольский горизонт. Кормужиханская толща (а, Шkm) унаследовала свое название от «кормужиханских песков», относимых в 1964 г. Ф. А. Каплианской и В. Д. Тарноградским [214] к ширтинскому горизонту. Представлена в аллювиальных и мелководно-озерных фациях, что и предопределило литологию слагающих ее осадков. Так, в скв. 2-кТ (интервал 30—58 м) профиля Мужи-Тильгим Ю. П. Черепановым [234] выделены (сверху вниз): пачка «с» — пески мелкозернистые с прослоями песчаных глин и алевросупесей (до 17 м); пачка «в» — глины песчано-алевритистые, иловатые, с пропластками алевритов и супесей с редкой крупной галькой уральских пород (до 8 м); пачка «а» — пески разнозернистые с базальным горизонтом из валунника (3 м). Кроме того, кормужиханские отложения на ряде участков вскрыты картировочными скважинами, фиксирующими преобладание в разрезе песчаных разностей мощностью до 30 м. В песках пачки «а» скв. 2-кТ Е. В. Постниковой обнаружена фауна морских остракод с *Leptocythere clutha*, *L. crispate* и *Trachileberis multa*, а в интервале 30—49 м В. И. Гудиной отмечена бедная по видовому составу ассоциация фораминифер с *Rotalia beccarii* Linne [234]. Данная фауна скорее всего переотложена из подстилающих ледниково-морских отложений. Согласно Легенде [303], кормужиханская толща сопоставляется с тобольской свитой и отнесена к тобольскому горизонту. Мощность до 25 м.

Самаровский горизонт. Белогорская толща (lgПbl) сложена преимущественно глинисто-алевритовыми слабо сортированными осадками с различным содержанием мегакластов, иногда с маломощными прослоями песков. Так, в скв. 2-кТ профиля Мужи-Тильгим в интервале глубин 4—30 м залегают глины (суглинки) структурные, с неясно выраженной слоистостью, вкрапленностью вивианита, обломками фауны и мегакластами. В долине р. Мал. Емьеган верхи (9 м) разреза представлены супесью, насыщенной гравием, галькой и валунами, а ниже — алеврит светло-серый, глинисто-песчаный,

с обилием крупнообломочного материала (2,5 м). В основании (около 8,5 м) — глина песчанисто-алевритовая, тугопластичная, с включениями гравийно-галечных разностей. В полных разрезах она с маломощным базальником в основании залегает на кормужиханской толще, а местами (т. н. 4437, 4439 и др.) — на породах палеогена или верхнего мела. В глинах скв. 2-кТ В. И. Гудиной [235] обнаружены фораминиферы с *Rotalia beccarii* Linne, среди которых отмечены многочисленные гландулины, эльфидииды, кассидулиниды и другие виды обского комплекса, вероятно, переотложенные. Возраст толщи определяется ее положением в разрезе и условно принимается, согласно Легенде [303], в объеме самаровского горизонта среднего звена неоплейстоцена. Мощность толщи 20—25 м.

Ширтинский и тазовский горизонты. Надымская толща (Ia, IIIInd) сложена пачкой регрессивных песков, венчающих разрез среднееоплейстоценового иртышско-белогорского литоцикла. Обобщая полученные при ГГС-200 [277] данные по изучению этих покровных песков, можно резюмировать следующее. В их составе доминируют кварц-полевошпатовые мелко- и среднезернистые разности с редкими включениями гальки, гравия и прослоями песчаных алевритов. Общая их мощность достигает 15—30 м, а горизонт обогащения (перлювий) с обилием обломков гравийно-галечной размерности обычно отвечает верхней (2—3 м) части разреза. Возраст толщи определяется ее положением в разрезе и условно принимается согласно Легенде [303] в интервале ширтинского—тазовского горизонтов.

Среднеуральский надгоризонт

Пачвожская морена (gIIpс) объединяет ледниковые отложения среднееоплейстоценового возраста [510]. Широко развита у подножия зоны кряжа. В виде отдельных пятен морена сохранилась на плечах трогов вдоль долин рек Парнокаю, Мал. и Бол. Хайма, руч. Пачвож и др. Крупный стадийный «язык» морены выделяется, по материалам дешифрирования, в бассейне р. Бол. Роговая к югу от конечно-моренных форм ханмеской морены. Гипсометрический интервал распространения отложений 100—500 м (в горной части до 700 м). В верхних отрезках долин часто перекрывается ханмейской мореной с хорошо выраженными ледниковыми формами рельефа. В большинстве случаев морена в значительной степени переработана склоновыми процессами, и собственно ледниковые формы плохо сохранились. Хотя она, несомненно, имела покровный характер, ее картируемые фрагменты в виде конкретных геологических тел не удастся выделить в пределах денудационной равнины. Поэтому на карте на отложениях роговской, вашуткинской серий, сармаюской и дозмерской толщ дана коричневая штриховка, показывающая наличие предполагаемого разорванного маломощного чехла среднееоплейстоценовых ледниковых образований. Единственным признаком его былого существования здесь являются крупные, плохоокатанные валуны неместного происхождения, сброшенные в водосборные воронки мелких водотоков.

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 %. На юге в Кожимском

районе в его составе характерно преобладание пород ближнего сноса, развитых в зоне кряжа. При этом, например, к западу от Лемвинского массива преобладают граниты и габброиды массива, на плечах трога р. Бол. Хайма — долериты оранг-юганско-лемвинского комплекса и метабазалты кокпельской свиты, в истоках рек Грубею и Воравож — габброиды и песчаники с их верховьев. Эти данные однозначно указывают на движение ледниковых масс здесь с Урала (Приполярный Урал). В более северных районах, например во внутренней части горной депрессии хр. Енганэпэ, в составе обломочного материала часто отмечаются валуны карбоновых известняков, принесенных с севера с района слияния рек Бол. и Мал. Уса. Развитие эрратических валунов кварцитов на поверхностях выравнивания на гипербазитах Войкарского массива указывает на вероятность перекрытия здесь данным оледенением или другим более древним Главного Уральского водораздела и движения ледниковых масс с севера. Присутствие спикул губок (Ермоленко, 1988ф) внутри хр. Енганэпэ также указывает на движение ледниковых масс с севера и захват в морену материала роговской серии.

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 среднеплейстоценовым по наличию четырех надпойменных террас, выработанных в долинах ее распространения. Оледенение, судя по расположению остатков морены и фрагментов троговых долин, носило покровный характер. Мощности морены изменяется от первых метров на плечах трогов до 15—22 м в долинах рек.

Пачвожский флювиогляциал (fПр) развит в долинах рек Парнокаю, Мал. Хайма, Мал. Надота, Кечпель, Бол. и Мал. Уса. Отдельные фрагменты 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. Обломочный материал разноокатан, в составе присутствуют как местные, так и дальнепринесные породы. Генезис отложений принимается флювиогляциальным на основании их высокой промытости, а возраст среднеплейстоценовым ввиду тесного сопряжения этих осадков с пачвожской мореной. Вскрытые мощности достигают 16 м.

Шайтанский и самаровский горизонты нерасчлененные

Ледниковые и флювиогляциальные отложения (g, П—II) нижнего—среднего неоплейстоцена нерасчлененные пятнами развиты на водоразделах низких предгорий и отчасти у подножия восточного склона Урала. Гипсометрический интервал распространения от 100 до 300 м. Ледниковые отложения сложены серовато-бурыми, коричневыми суглинками с обилием щебня, дресвы, валунов и глыб. Содержание обломочного материала может достигать до 90 %. В его составе преобладает материал ближнего сноса с прилегающей осевой зоны кряжа. К флювиогляциалу относятся ассоциирующие с мореной пачки промытых гравийных песков и дресвяников, чере-

дующиеся со слоями гравийно-галечного состава с песчано-дресвяным наполнителем, нередко дислоцированные. Отложения в значительной степени переработаны склоновыми процессами и эрозией. Возраст условно принят ранне-среднеплейстоценовым по наличию вложенных в них в одних случаях озерно-ледниковых отложений халапантской свиты нижнего плейстоцена, в других — озерно-ледниковой белогорской толщи среднего неоплейстоцена и четырех надпойменных террас позднего плейстоцена. Оледенение, как следует из анализа расположения остатков морены и фрагментов троговых долин, эрратических валунов на водоразделах, носило покровный характер. Мощность изменяется в интервале от первых метров до 20 м.

Верхний плиоцен—среднее звено неоплейстоцена нерасчлененные

Усть-иртышский комплекс (AmN_2 — $Пии$). Необходимость использования на геологической карте и разрезах данного обобщающего стратона в пределах Западносибирской СФцО обусловлена сложностью расчленения разреза в долине р. Обь. В его строении участвуют полифациальные образования (аллювий, аллювиомариний, гляциолимний, гляциомариний, мариний), представленные толщей переслаивания суглинков, супесей, глин, алевритов и песков с включениями гравийно-галечно-валунного материала мощностью до 300 м.

Верхнее звено неоплейстоцена. Первая ступень. Стрелецкий горизонт

Чулейская толща впервые выделена Р. Б. Крапивнером [112, 113] в ранге свиты, объединяющей морские и аллювиально-морские отложения IV надпойменной террасы рек Печора и Уса. В.С. Зархидзе в бассейне р. Морею одновозрастные отложения выделялись под названием мореюской свиты [84].

Аллювиомариний ($am^4Пi\check{c}l$) закартирован в пределах Усинско-Лемвинской депрессии, где толща слагает аккумулятивный чехол слабо наклоненной к северо-западу морской террасы с абсолютными отметками поверхности 85—100 м. Вверх по р. Уса поверхность террасы, постепенно повышаясь, достигает абсолютных высот 120—125 м, и ее осадки фациально замещаются аллювием IV надпойменного уровня. Местами аккумулятивные отложения террасы в значительной мере эродированы, и в районе г. Инта на дневную поверхность выходит ее цоколь, сложенный роговской серией.

В нижней части разреза преобладают валунно-галечные или песчано-гравийно-галечные смеси с валунами, а также буровато-серые разнотерристые пески и супеси, вероятно, аллювиального генезиса. Содержание гальки и валунов в отдельных прослоях достигает 60—80 %. Они хорошо окатаны, разного размера и петрографического состава. Верхняя морская часть толщи сложена светло-серыми и желтовато-серыми слоистыми среднетерристыми песками, супесями и алевритами. Слоистость косая, горизонтальная и линзовидная, подчеркнута включениями крупнозернистого песка с гравием и галькой и прослоями глинистого алеврита, разной степенью ожелезнения по плоскостям наслоения прослоев песка. Нижний контакт, как правило, четкий, часто ожелезнен и омарганцован.

В нижнем отрезке долины р. Бол. Инта песчаные разности содержат фораминиферы (до 9 видов, 20 экземпляров на образце): *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.) [515]. 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 в Усинско-Лемвинской депрессии определяется морским и в основном аллювиально-морским.

А. Д. Миклухо-Маклаем данные отложения рассматривались в качестве зырянского флювиогляциала. В. И. Астаховым [279, 280] — в качестве гляциолимнических образований подпрудного ранневалдайского «Палеозера Коми». Из прибрежных песков у дер. Гарево им получены ГЛ-даты 88 и 93 тыс. лет. Б. А. Борисовым формирование данного террасовидного уровня и его отложений связывается с поздневалдайским подпрудным озером.

Мариний (m⁴Пц) показан на карте в долине р. Морею, где отложения чулейской (мореюской) толщи выходят на дневную поверхность, по-видимому, в эрозионном окне среди поля покровной ханмейской морены, обнажаются в береговых обрывах р. Морею и также приурочены к гипсометрическим отметкам абс. уровня 80—100 м. По данным Д. В. Зархидзе (2005), они с разрывом и очевидным несогласием залегают на дислоцированном цоколе из пород роговской серии и сложены тонким чередованием мелкозернистых и алевритовых песков. Преобладают горизонтально-слоистые структуры пачек. Косослоистые пески составляют до 10 % (редко 50 %) от объема. Пачки песков с перекрестной слоистостью могут составлять до 30—60 % разреза.

В рассматриваемых образованиях обнаружено до 31 вида фораминифер (определения Л. А. Тверской). Доминируют ретроэльфидиумы (до 49,4 %), представленные главным образом видом *Retroelphidium atlanticum* (Gud.) до 390 экз., отмечаются *R. propinquum* (Gud.), *R. obesum* (Gud.), *R. selseyense* (Merr.-All. et Earl.), *R. ex gr. boreale* (Nuzhd.), *R. aff. hyalinum* (Brodn.) и *R. margaritaceum* Cushm. Среди отобранных в прижизненном положении раковин морских моллюсков по толще доминируют: *Astarte (Tridonta) borealis* (Schum.), *Macoma calcarea* (Gmel.), отдельные редкие рассеянные по толще раковины мелких гастропод (*Amauropsis islandica* (Gmel.)). В составе диатомей наряду с морскими (*Paralia sulcata* (Ehr) Cl., *Coscinodiscus*) отмечается присутствие редких пресноводных форм. Химический состав отложений, микрофауна и моллюски однозначно свидетельствуют о формировании осадков в морском бассейне с изменяющимися показателями опреснения. Стрелецкий возраст отложений подтверждается данными абсолютного датирования (ESR — 107,6 тыс. лет, OSL — 110 тыс. лет, EPR — 125 тыс. лет.).

Мощность чулейской толщи в бассейне р. Уса до 17 м, на р. Морею более 20 м.

Якшинский аллювий (a⁴Пц) закартирован в долинах рек Уса, Воркута, Кожым, Бол. Инта, Лемва, Парнокаю. Слагает аккумулятивный чехол IV надпойменной террасы высотой 20—30 м над урезом воды. Залегает на цоколе палеозойских пород или вложен в более древние неоген-четвертичные отложения. Сложен слоистыми серовато-коричневыми, светло-ко-

ричневыми мелкозернистыми песками и суглинками с галькой, гравием, валунами в верхней (пойменной) части разреза и разнозернистыми песками, гравийно-галечными смесями с валунами в нижней (руслевой). Слоистость горизонтальная, субгоризонтальная, волнистая, обусловлена чередованием песков и суглинков с разным содержанием грубообломочных включений. Содержание грубообломочных включений в нижних частях разреза достигают 40—50 %, преобладающий размер галечной фракции 2—5 см, валунной — менее 20 см. Обломочный материал разной окатанности, сортировка по крупности слабая. Характерный разрез описан в уступе террасы высотой 22—23 м на левом берегу р. Воркута в 8,5 км выше по течению от слияния с р. Юнь-ягой в [458] (сверху вниз):

1. Суглинок светло-коричневый покровный, с белесым оттенком, пылеватый, однородный, переход в нижележащий слой постепенный. Мощность 0,2 м.

2. Песок светло-коричневый с белесоватым оттенком, пылеватый, слоистый, тонко-горизонтально-слоистый с единичным гравием, ниже мелкозернистый с примесью гравия. Прослой слабожелезнены. Мощность 0,2 м.

3. Суглинок светло-коричневый со светло-серыми и желтоватыми прослоями тонкозернистого песка. Переход в нижележащий слой постепенный. Мощность 0,1 м.

5. Суглинок серовато-коричневый с редкими охристыми и красноватыми прослойками и пятнами, опесчаненный с галькой, гравием и валунами средней окатанности, прослой песка. Переход в нижележащий слой постепенный. Мощность 0,5 м.

6. Песок разнозернистый серовато-коричневый, с галькой, гравием и валунами разной окатанности, глинистый. Переход в нижележащий слой постепенный. Мощность 0,6 м.

7. Гравийно-галечная смесь темно-коричневая с сероватым оттенком, горизонтально-слоистая, но сортировка материала по крупности слабая, переходы между слоями не четкие. Преобладающий размер обломков 2—5 см, валуны до 20 см в диаметре средней окатанности. Мощность 6,25 м.

8. Песок серый средне- крупнозернистый с гравием (5—10 %). Мощность 0,5 м.

В долине р. Кожым 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. Мощность отложений 7—25 м.

Среднее звено, тазовский—верхнее звено, казанцевский горизонты нерасчлененные

Лимноаллювий четвертой надпойменной террасы (Ia⁴II—III), ранее названный Ю. Ф. Захаровым «ялбыньинской» свитой [214], в основном распространен на левобережье Оби — в долинах рек Ляпин, Хулга, Кемпаж, Сыня и Холцъеган, где ее поверхность контролируется отметками 50—85 (до 87) м. Разрез террасы вскрыт многочисленными скважинами (1, 8, 21, 32, 64, 69, 90 и др.), а также хорошо изучен в ряде обнажений. Установлено [277], что на участках, непосредственно примыкающих к долине Оби, среди отложений преобладают лагунные и озерные фации (суглинки, алевроиты, глины), а по мере удаления к западу разрез заметно опесчанивается, т. е. в нем уже повышается роль осадков аллювиального генезиса. Так, в скв. 1 (2—22,4 м), 8 (0,2—37,2 м) и 90 (3,4—31,7 м) на алевроитовые и суглинистые разности приходится до 90—95 % общей мощности террасового

комплекса. Примером существенно песчаного типа может служить разрез скв. 69 (2—20 м), где в составе мелко- и среднезернистого песчаного заполнителя встречаются отдельные включения и линзы гравийно-галечных разностей из кристаллических пород, а также редкие прослои песчаных глин (до 2—2,5 м) и погребенного торфа.

В составе изученных Т. Н. Шохиной по скважинам 1 и 32 спорово-пыльцевых спектров доминирует пыльца сосны и кедра, а содержание пыльцы ели и березы не превышает 5—12%; среди спор заметны сфагновые мхи и папоротники. По ее мнению, подобный спектр характерен для растительности, близкой к северо-таежной. В аналогичных осадках более южных районов Западной Сибири известны находки остатков крупных позвоночных с мамонтом раннего типа и росс-вюрмские семенные флоры. На этом основании отложения террасы датированы концом среднего—нижней ступенью позднего неоплейстоцена и рассматриваются в составе тазовского-казанцевского горизонтов местной шкалы [303]*. Данные отложения Западносибирской СФцО уверенно коррелируются, по геоморфологическим критериям, с осадками четвертой террасы Печорской подобласти. Мощность террасовой толщи изменяется в пределах 6,5—37 м.

Вторая ступень. Ханмейский горизонт

Седловой аллювий ($a^3Шsd$) слагает III надпойменную террасу высотой 10—15 м над урезом воды в долинах Усинского района Печорской подобласти (реки Воркута, Уса, Бол. Уса и Нияю, Кожым, Бол. Инта, Лемва, Парнокаю и др). Залегает на коренном цоколе, или более древних неоген-четвертичных образованиях. Сложен косо- и горизонтально-слоистыми серыми и буровато-серыми гравийными галечниками и песками в нижней (русловой) части разреза и голубовато-серыми плотными песчанистыми суглинками в верхней (пойменной). Галька и гравий преимущественно средне и плохо окатаны. Стратотипический разрез находится у ст. Седловая [283]. Здесь в нижнем течении р. Бол. Сырьяга в 1 км выше устья в уступе террасы высотой 12 м над площадкой высокой поймы сверху вниз залегают следующие слои:

1. Суглинок палевый, средний, пылеватый, мелкозернистый, рыхлый, в нижней части переходит в песок с линзообразным залеганием. Мощность 0,2 м.

2. Суглинок сизовато-серый, плотный, песчаный, в верхней части интенсивно ожелезнен и окрашен в оранжевый цвет. Ожелезнение характерно и для остальной части слоя в виде мелких пятен. В нижней части слоя наблюдаются включения растительных остатков. Линия контакта с нижним слоем четкая. Мощность 0,5 м.

3. Галечник с крупнозернистым коричневато-серым гравийным песком, косослоистый. Галька и гравий плохой и средней окатаности, редко — хорошей. Верхняя часть слоя ожелезнена и окрашена в красно-бурый цвет. Переход в нижний слой постепенный. Мощность 3,3 м.

* Присутствие отложений тазовского горизонта в разрезе IV надпойменной террасы представляется маловероятным с учетом казанцевского возраста выделяемой к северу казанцевской морской террасы и противоречит общепринятым представлениям о формировании аллювиальных террас в ледниковых областях. Кроме того, судя по абсолютным отметкам развития отложений (менее 100 м), генезис отложений частично может быть аллювиально-морским и морским. (*Прим. ред.*)

В пойменных суглинках описанного разреза определены тундровые спорово-пыльцевые спектры с преобладанием пыльцы карликовой березы (до 60—68 %) или споровых растений (до 80 %): *Bryales*, *Sphagnales*, *Polypodiaceae*. Древесные (*Alnus*, *Alnaster*, *Salix*) присутствуют в меньших количествах. В составе трав определены вересковые (*Ericaceae*), осоковые (*Cyperaceae*), злаки (*Graminae*), полынь (*Artemisia*).

Вверх по течению рек Бол. Сырьяга, Бол. и Мал. Уса аллювий замещается ханмейскими перигляциальными зандрами. Возраст отложений, как и время формирования III надпойменной террасы поэтому принимается ханмейским. Данные отложения коррелируются с осадками III террасы Западной Сибири. Мощность аллювия 4—10 м.

Ханмейские морены (gIIIh). Ледниковые образования ханмейского горизонта широко развиты в северной части Печорской подобласти и Уральской СФцЗ. Они представлены моренами покровного оледенения, ледников подножия и горно-долинного оледенения, часть из которых имеют собственные географические названия. Покровное оледенение представлено «языками» Харбейской и Карской морен [6]. К моренам подножия относятся Большеусинская, Харотская, Хойлинская и другие морены. Фрагменты горно-долинных морен широко развиты к югу от Хойлинского перевала в верхних отрезках большинства 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 160—620 м.

Харбейская морена уверенно дешифрируется по развитию параллельно-грядового и бугристо-западинного рельефа с серией конечно-моренных гряд выпуклых в южном направлении. В Харбейской морене картируются две явно выраженные линии конечно-моренных форм, отвечающие двум стадиям стояния ледника. Гипсометрический интервал распространения 100—220 м. Морена сложена в значительной степени песчаным материалом, в связи с движением ледника по песчаной подложке, состоящей из переработанной среднеплейстоценовыми ледниками вашуткинской свиты. Возраст морены обосновывается в том числе и наличием палеолитической стоянки, где был проведен ряд анализов по определению абсолютного возраста [6].

Карская морена уверенно дешифрируется по развитию параллельно-грядового и бугристо-западинного рельефа с обилием многочисленных озер неправильной формы с серией конечно-моренных гряд, выпуклых в южном направлении в виде «языка» шириной до 30 км, вытянутого от северной рамки листа вдоль гор до водораздела рек Мал. и Бол. Уса. В Карской морене картируются, как и в Харбейской морене, две явно выраженные линии конечно-моренных форм — Хальмерьюская и Малоусинская, отвечающие двум стадиям стояния ледника. Гипсометрический интервал распространения морены 150—400 м. Морена сложена серовато-бурыми, щебнисто-дресвяными суглинками или супесями с обилием (до 80 %) плохо- и среднеокатанных глыб, валунов и гальки разного состава. Размер отдельных валунов достигает 0,8 м. Местами матрикс Карской морены имеет сильно супесчаный, местами почти песчаный состав. В обнажениях не отмечено каких-либо существенных деформаций в подошве ледника. Подстилающие отложения представлены горизонтально-залегающими, морскими тонкоритмичными серыми и белесыми песками, супесями, алевритами, нередко с мелкой

косой слоистостью. В конечно-моренном вале на р. Мал. Кара встречен мерзлый отторженец (более 30 × 50 м) аналогичных тонкослоистых морских осадков.

На основе петрографического анализа состава моренных валунов получены независимые подтверждения высказанной В.И. Астаховым [6], точки зрения о движении Карского ледника с Пай-Хоя на юг и в том числе вверх по долинам рек Бол. и Мал. Кара в горы. В поле развития рифейских вулканогенных образований бедамельской серии в ядре Малокарской антиклинали в составе валунов из Карской морены в долинах рек Бол. и Мал. Кара установлено до 30 % известняков, из которых уверенно узнаются рифогенные мраморизованные известняки Няминского рифа, темно-серые известняки турне и визе, развитые в коренном залегании в предгорьях, 30—50 км к западу и северу, пайхойские яшмы громашорской свиты и углисто-кремнистые сланцы и петельчатые известняки харотской свиты [251]. Закартированы расположенные в троговых долинах конечно-моренные валы, обращенные выпуклой стороной в горы, и серия перигляциальных зандров, наклоненных по периферии конечно-моренных валов к востоку, разгрузавшихся в подпрудные озера и систему сквозных долин, по которым разгрузка талых ледниковых вод, вероятно, происходила на восточный склон в бассейн р. Щучья.

Большеусинская морена имеет типичную веерообразную форму характерную для ледников подножий аляскинского типа. Она сформирована ледником, двигавшимся на запад по троговым долинам ледосбора бассейна р. Бол. Уса, образовавшими при слиянии предгорный ледниковый шлейф площадью около 400 км², который преградил дальнейшее движение Карского ледника к югу. Обломочный материал Большеусинской морены исключительно местный, уральского происхождения. В составе валунов хорошо узнаются породы близлежащей зоны кряжа: лиловые и зеленые кварцитопесчаники, долериты. Наиболее легко узнаваемы развитые только в этом районе полимиктовые гравелиты хойдышорской свиты. Сходные очертания и характеристики имеют Харотская, Кечпельская и Хойлинская морены.

Горно-долинные морены локализованы в пределах троговых долин Приполярного и Полярного Урала. Сложены серовато-бурыми, щебнисто-дресвяными суглинками или супесями с обилием (до 80 %) плохо и среднеокатанных глыб, валунов и гальки разного состава. Размер отдельных валунов достигает 0,8 м. Петрографический состав обломочного материала полностью отвечает таковому в областях питания ледников.

Возраст ханмейских морен достаточно уверенно устанавливается по наличию вложенных в них в долинах рек Кара, Мал. Уса, Бол. Уса двух аллювиальных террас сырьяхинской и ярвожской, а также наличием палеолитической стоянки (Пымва-Шор), на которой проведены датировки радиоуглеродными методами [6].

Мощность морен варьирует от 8—10 м на ровных участках до 20—40 м в конечно-моренных структурах.

Ханмейский гляциолимний (lgIII_{hn}) развит в районе выхода из гор р. Мал. Уса. Образовался в результате перегораживания стока долины конечно-моренными валами Карской и Большеусинской морен, что привело к образованию небольшого подпрудного озера. Гляциолимний сложен слоистыми песками с гравием и прослоями суглинков, в верхах разреза — с прослоями торфа в верхней части. Мощности до 5 м.

Ханмейский флювиогляциал (fIII_{hn}) широко развит по периферии ханмейских конечных морен, где он слагает характерные перигляциальные зандры, наклоненные в стороны от конечно-моренных валов, а также внутри морен, где образует гряды типа озов и предгорные шлейфы вдоль границы Карской и Усинской морен с горами. Хорошо дешифрируется на АФС по светлому линзовидно-струйчатому фоторисунку. Отложения представлены буровато-серой песчано-гравийно-галечной смесью с валунами, песками и дресвяниками. Содержание гальки и валунов до 40—60 %. Характерна мелкая горизонтальная ритмичность, выражающаяся в смене крупности обломочного материала, его плохая окатанность и сортировка, промытый характер отложений. Мощность флювиогляциальных отложений до 11 м.

Ермаковский горизонт

Озерно-аллювиальные отложения третьей надпойменной террасы (Ia³III) слагают в долине Оби и ее крупных левых притоков (реки Сось, Войкар, Сыня) обширную равнину с абсолютными отметками 30—50 м. Ее разрезы хорошо изучены по ряду картировочных скважин и обнажений. Наиболее типичный и представительный по мощности разрез находится в т. н. 2098-Г [277] на правом берегу Оби в 14 км ниже пос. Казым-Мыс. Здесь над породами усть-иртышского цоколя залегают (снизу вверх):

1. Пески мелко- и тонкозернистые, с четким рисунком инволюций, внизу — отдельные мелкие валуны и галька. Мощность от 1 до 10 м.
2. Пачка параллельно-слоистых (до нитевидных) алевроитов и супесей с прослоями песка с гравием и обломками веток кустарников. Мощность 2,2 м.
3. Пачка песчаных уплотненных глин со следами оскольчатости, внизу — горизонт конвективных структур. Мощность 3,6 м.
4. Алевроитистые илы с тонкими линзами мохового торфа. Мощность 3,8 м.
5. Алевро-супеси нечеткослоистые с примесью «распыленного» гумуса. Мощность 5 м.
6. Алевро-супеси тонкослоистые и облессованные. Мощность 2 м.

В целом аналогичные по литофациальному составу разрезы зафиксированы в скважинах 2, 4, 6 и 7. Установленная мощность отложений колеблется в пределах 10—40 м. Весьма вероятно, что где-то на широте Шурышкарского Сора озерно-аллювиальные условия осадконакопления данной толщи сменяются аллювиально-морскими.

В районе известны довольно интересные находки органических остатков. Так, из базальных слоев аллювиальной пачки в т. н. 2165-Г на правом берегу Оби отмыты остатки 1050 коренных зубов мелких млекопитающих. Среди них Н.Г. Смирновым были определены [489] *Dicrostonyx guillemi* (36 %), *Lemmus* cf. *sibiricus* (30 %), *Microtus gregalis* (34 %). По составу и эволюционному уровню развития встреченных видов он датирует эту фауну поздним плейстоценом и восстанавливает условия холодных и относительно влажных безлесных ландшафтов, аналогичных современным влажным тундрам. Здесь же С.В. Киселев (МГУ) нашел остатки насекомых: *Carabidae* (жулициды) — *Carabus transcaticollis* E s e h., *Blethisa* sp., *Diacheila* sp., *Pterostichus* (*Cryobius*) sp., *Pt. (Euruperis)* sp., а также *Chrysomelidae* (листоеды) и *Curculionidae* (долгоносики), живущих в условиях южных кустарниковых тундр и лесотундр.

С учетом приведенной выше фаунистической характеристики, а также в соответствии с Легендой [303] отложения III террасы отнесены к ермаковскому горизонту местной шкалы.

Аллювиальные отложения третьей надпойменной террасы ($a^3\Pi$) в пределах бассейна низовьев Оби закартированы лишь в виде небольших фрагментов в долинах верховьев рек Войкар, Муган, Несьеган и Лесмиеган. В ее строении принимают участие пески разнотернистые, местами до крупнозернистых, содержащие крупнообломочный материал (вплоть до валунов), как правило, концентрирующийся прослоями до 2,5—3 м в кровле и подошве рассматриваемой толщи. Мощность аллювиальных отложений обычно не превышает 20 м, в основном составляя 12—14 м и уменьшаясь вверх по долинам до 6—8 м. Третья терраса низовьев Оби сопоставляется с липовской и камышловской террасами южного Зауралья, где известны многочисленные находки мамонтовой фауны позднего типа, позволяющие отнести слагающие отложения к ермаковскому региогоризонту верхнего неоплейстоцена.

Третья ступень

Невьянский горизонт. Сырьяхинский аллювий ($a^2\Pi_{sy}$) слагает аккумулятивный чехол II надпойменной террасы, развитой в долинах всех более или менее крупных рек бассейнов — Кара, Уса, Бол. и Мал. Уса, Воркута, Нияю, Сырьяга, Лемва, Кожым и др. Высота террасы составляет 6—12 м. Залегает на коренном цоколе или более древних неоген-четвертичных образованиях. Для территории листа выделяется два типа аллювия второй надпойменной террасы — равнинный и горный. Характерной чертой равнинного аллювия является хорошо выраженные пойменная, существенно глинисто-песчаная, коричневато-бурых оттенков, и русловая, валунно-гравийно-галечная части разреза, при этом мощности их практически равные. В пойменной фации встречаются тонкие линзы и прослои торфа. Обломочный материал, как правило, хорошо и средне окатан.

Стратотипический разрез сырьяхинского аллювия описан в нижнем течении р. Сырьяха (14) [283]. В пойменных суглинках и песках описанного разреза определены спорово-пыльцевые спектры, отражающие развитие хвойных лесов из кедра, ели, сосны с примесью березы и ольхи. Пыльца древесных пород образует несколько максимумов: нижний — с преобладанием пыльцы кедра и верхний — с преобладанием пыльцы сосны и ели. Пыльца трав и кустарниковых разнообразна, большая ее часть принадлежит к группе разнотравья, осоковым, злакам, меньше — полыни. Во многих образцах встречается пыльца эфедры. В составе споровых растений преобладают папоротники либо споры зеленых мхов, споры сфагновых мхов доминируют лишь в верхней части разреза (до 78%), ниже их немного. В торфяном слое 4 определена диатомовая флора, характерная для мелководных водоемов: *Pinnularia subcapitata* Greg., *P. eunotia*, *P. viridis* var. *dispar* A. Mayer., *P. viridis* var. *sudetica* (Hilse) Hust, *Neidium bisulcatum* (Lagerst) Cl., *Hantzschia amphioxys* (Ehr.) Grun.

Отложения горной части второй надпойменной террасы состоят преимущественно из крупнозернистого хорошо перемытого песка с гравием, галькой и валунами плохой (в большей степени) и средней (в меньшей) окатан-

ности. Вложен в основном в морену ханмейского ледника и его производные, а также на более древние отложения, включая палеозойский цоколь.

В Печорской подобласти абсолютный возраст костных остатков из русловой фации аллювия второй надпойменной террасы р. Уса (Мамонтова Курья) 37,4—34,4 тыс. лет [279], что подтверждает принятый каргинский возраст отложений. Мощность аллювия II надпойменной террасы составляет до 5—7 м.

Данные отложения Предуральской СФЗ, по геоморфологическим критериями, коррелируются с осадками II террасы Западносибирской СФЦО.

Вторая и третья ступени объединенные

Ханмейский и невянский горизонты. Седловой аллювий третьей надпойменной террасы и сырьяхинский аллювий второй надпойменной террасы объединенные ($a^{2+3}IIIsd + sj$) закартированы по водотокам, где масштаб не позволяет закартировать террасы отдельно. При этом необходимо отметить, что аллювиальные отложения II и III надпойменных террас фактически присутствуют и уверенно выделяются на местности практически вдоль всех крупных водотоков района. В нижней части аллювия залегают валунно-гравийно-галечные смеси с линзами песка и мелкой гальки, в верхней — суглинки, супеси, пески. В русловых фациях преобладают грубообломочные разности. Вложены в более древние рыхлые образования или коренные породы. Мощность до 15—20 м.

Каргинский—сарганский горизонты нерасчлененные

Лимноаллювий второй надпойменной террасы (la^2III) наиболее широко распространены в долинах Ляпина, Хулги, Кемпаж и низовьев Сыни. Отдельные ее фрагменты отмечены вблизи Оби — в районе оз. Шурышкарский Сор, р. Угловатьеган и пос. Ханты-Питляр и т. д. Лимноаллювий слагает террасу с абс. отм. 18—32 м, повышающуюся к верховьям обских притоков до 40 м. Судя по данным картировочного бурения и документации обнажений в низовьях Оби, в ее разрезе преобладают тонко-мелкозернистые глинистые пески и супеси. Так, в долине р. Угловатьеган в одном из береговых обрывов были задокументированы (сверху вниз):

- 1) глина песчано-алевритовая, пластичная, с растительными остатками и редкими зернами гравия и гальки (2,1 м);
- 2) песок мелкозернистый с тонкими ритмичными прослойками алеврита (1,5 м);
- 3) песчано-гравийно-галечные отложения с содержанием частиц гравийной и галечной размерности в 70—80%;
- 4) песок мелкозернистый, в кровле с включениями гравия и гальки (1,5 м);
ниже — породы цоколя.

Значительно более обширные площади распространения рассматриваемой террасы приурочены к крупной депрессии в бассейнах рек Ляпин, Кемпаж и Хулга, где для ее разреза характерно увеличение содержания обломочного материала [277]. Например, в долине Хулги восточнее оз. Балбанты в ряде мелких картировочных скважин вскрыты валунно-галечно-гравийные разности (до 21,5 м), сцементированные алевритом и глауконитовым пес-

ком. В соответствии с Легендой [303] отложения террасы отнесены к каргинскому и низам сартанского горизонта местной шкалы*. Мощность лимноаллювия II террасы в низовьях Оби достигает 25 м.

Аллювиальные отложения второй надпойменной террасы (а²III) в пределах района закартированы в виде небольших фрагментов в долинах рек Хулга, Енгомаю, Сухая Сыня, Лесмиеган, Шоганъеган и Ай-Харъеган. Залегают они с размывом на породах усть-иртышского комплекса, иногда (скв. 37) — на отложениях палеогена. Относительная высота террасы над уровнем воды в реках не превышает 15 м (обычно 11—13 м и менее). Разрез террасы в основном сложен песками различной крупности, часто с включениями гравия, гальки и валунов с редкими прослоями (0,2—0,3 м) алевритов.

Из песчаной толщи этой террасы в т. н. 9146 и 9168 на р. Лесмиеган Н. Г. Смирновым [489] установлены комплексы насекомых, в основном представленные полизональными околотовидными видами: жужелица *Clivina fossor* и пластинчатоусый *Aegialia sanuleti*, встречающиеся в пойменных биотопах с песчаными почвами. Кроме того, найдены жуки, связанные с песчаными (*Bembidion velox*), илистыми берегами рек и озер (*Bembidion obliquum*, *Elaphrus riparius*) или же с любыми открытыми околотовидными участками. В этих же образцах обнаружено несколько насекомых, предпочитающих заболоченные участки (*Pterostichus diligens*, *Olophrum* sp.), а также встречены гидробиотные (*Gyrihus* sp.) и лесные виды. Выявлены и спорово-пыльцевые спектры, характеризующие растительность таежного типа: пыльца в основном принадлежит к древесным породам (22—75 %), а среди спор доминируют (до 22 %) сфагновые мхи и папоротники. В соответствии с Легендой [303] отложения террасы отнесены к каргинскому и низам сартанского горизонта местной шкалы**. Мощность аллювия достигает 12—15 м.

Четвертая ступень. Полярноуральский горизонт

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 хорошо выражена моренными грядами и холмами высотой до 3—5 м с типичными конечно-моренными формами. 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. Ледники этого времени имели отчетливый горно-долинный характер и не выходили за пределы кряжа. Мощность отложений, судя по высоте слагаемых ими холмов, 3—5 м, конечно-моренных гряд до 20 м.

* Присутствие образований сартанского горизонта в разрезе террасы представляется недоказанными. Более вероятен ее чисто каргинский возраст, как и аналогичной морской террасы на побережье. (Прим. ред.)

** Присутствие образований сартанского горизонта в разрезе террасы представляется недоказанными. Более вероятен ее чисто каргинский возраст, как и аналогичной морской террасы на побережье. На каргинский возраст указывают и обнаруженные в отложениях таежные спорово-пыльцевые спектры. (Прим. ред.)

Полярноуральский флювиогляциал (fП_{ри}) 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 конусы в долинах крупных рек (наиболее типичные — конус в верховьях р. Мал. Уса, конус 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 кварцитопесчаники и габброиды. Зандровые отложения небольших по сути каровых ледников в высокогорной части района сложены не окатанным глыбово-дресвяно-щебнистым материалом с примесью плохоокатанной гальки и дресвяно-супесчаного суглинка. Характерной особенностью полярноуральских флювиогляциальных зандров является их ритмичность, связанная с сезонными таяниями ледников. Вниз по течению водотоков переходят в аллювий первых надпойменных террас, что и является обоснованием возраста полярно-уральской морены и флювиогляциала. Мощность до 8 м. Уменьшается по мере удаления от конечно-моренных валов.

Верхнее звено неоплейстоцена—голоцен

Сартанский—современный горизонты нерасчлененные. Аллювиальные отложения первой надпойменной террасы (a¹III—Н) слагают террасу, имеющую относительную высоту 10—12 м в долинах Оби и Ляпина и 5—9 м в долинах средних и малых рек района. В составе аллювия крупных рек отчетливо выделяются пойменная и русловая фации (общая мощность до 15—19 м), а водотокам более низкого порядка в основном характерны русловые накопления мощностью до 5—7 м. По данным картировочного бурения, наиболее представительный разрез террасы с наличием осадков пойменной и русловой фации отмечен в скважинах 2-к, 3, 63 и 89. Так, в скв. 3 на левобережье Оби в 5 км южнее устья р. Ай-Аксаръеган под 3-метровым слоем современного торфа вскрыты [277]:

3—8,2 м. Алеврит песчано-глинистый с редкими прослоями алевритистого песка и включениями растительных остатков.

8,2—9,6 м. Неритмичное переслаивание алеврита и мелкозернистого песка с обилием растительного детрита.

9,6—16,7 м. Песок мелкозернистый, существенно кварцевый, с редкими включениями гравия кристаллических пород и опоки, количество которого заметно увеличивается вниз по разрезу.

Ниже — диамиктоны усть-иртышского комплекса.

Скорее всего, алевриты отвечают пойменной фации, пески интервала 9,6—16,7 м — русловым образованиям, а пачка переслаивания (8,2—9,6 м), вероятно, сформировалась в условиях постепенной смены фациальной обстановки. Очень близкие по литофациальному строению разрезы отмечены в скв. 89 (2,5—10,8 м) на правом берегу р. Кемпаж, где мощность осадков пойменной фации составляет около 2 м, и в скв. 63 (3,1—13,1 м) на р. Хулга: здесь мощность пойменного аллювия 6,7 м. Выше по долинам средних и

малых рек пойменная фация в составе террасового комплекса отсутствует. В этом плане примерами могут служить разрезы скв. 29-к (1,3—9,5 м) и 99 (2—7 м) в долинах верховьев Кемпажа и Харьгана. Аллювий здесь представлен разнозернистыми песками с заметной примесью мелкого и среднего гравия и при наличии базального гравийно-галечного горизонта.

Возраст принят согласно Легенде [303] и РСС [220] сартанско-голоценовым. Мощность 5—19 м.*

Каргинский, сартанский горизонты

Аллювий первой и второй надпойменных террас объединенные (a¹⁺²III—Н) показаны в нижнем течении р. Ларьган из-за невозможности разделения в масштабе карты. По литологическому составу и другим характеристикам отвечают охарактеризованным выше первой и второй террасам. Мощность до 30 м.

Голоцен

Среди современных образований закартированы аллювий пойменных террас, техногенные образования и болотные отложения (палюстрий).

Болотные отложения (рН), представленные преимущественно торфом, иногда с маломощными прослоями супесей, суглинков и песков, распространены на всех геоморфологических уровнях и перекрывают различные по возрасту и генезису осадочные образования, поэтому на карте даны зеленой штриховкой. По типу болот в районе преобладают крупнобугристо-мочажинные и крупнобугристо-мочажинно-озерковые комплексы, а в бассейне р. Ляпин встречаются уже лесные и травяно-моховые болотные микроландшафты [277] промышленные скопления торфа невысокой зольности, среди которых доминируют верховые залежи. Максимальная мощность палюстрия (6 м) отмечена в скв. 6б, а наиболее часто встречаемые значения колеблются в пределах 1—2 м.

Аллювиальные отложения русел и пойменных террас (aН) закартированы в долинах всех рек бассейна р. Обь и наиболее широко в ее современной долине. В Печорской подобласти и Урале данные отложения также развиты повсеместно, но закартированы в масштабе карты объединенными с образованиями первой или первой и второй надпойменных террас.

В пойме Оби и низовьев Сыни, Ляпина и Кемпажа современный аллювий стратифицируется на половодную и русловую фации. Половодная фация представлена тяжелыми глинистыми супесями или глинисто-песчанистыми алевритами (до 6,7 м) с обилием растительных остатков и линзами тонкозернистых песков. В русловых фациях преобладают разнозернистые, в основном мелко-тонкозернистые, пески с единичными зернами мелкого гравия из

* Представления о голоценовом возрасте верхов первой террасы противоречат и общим закономерностям развития речных террас в ледниковых областях, так как обычно с таянием ледника начинается новый эрозийный врез, а не формирование кровли террасы. Поэтому представляется наиболее вероятным, что возраст первой террасы в бассейне р. Обь сартанский, аналогично полярноуральскому возрасту первой террасы в Печорской подобласти. (*Прим. ред.*)

опоки и темноцветных уральских пород. Количество грубообломочного материала заметно возрастает вниз по разрезу. Современный аллювий многих рек (особенно в их верховьях), беруших начало с Хулга-Сынынского междуречья или с Полярного Урала, изобилуют мегакластами вплоть до гальки и валунов низкой степени окатанности, в основном состоящих из обломков диабазы, гранита. Мощность аллювиальных (руслowych) образований подобного литологического состава обычно не превышает 4—7 м.

Возраст пойменных отложений признается всеми исследователями голоценовым, а начало их формирования определяется датами (по C^{14}) примерно в 7400 лет назад [277]. Наибольшие мощности (32,4 и 38 м) аллювия соответственно отмечены в скважинах 9 и 1-к, а по другим выработкам они обычно варьируют от 8,6 до 9,7 м.

Техногенные образования (тН) имеют широкое распространение в пределах городов Воркута, Инта, поселков Советский и Халмерью, где располагаются шахтные отвалы, отстойники и подобные сооружения. Поскольку по инженерно-геологическим условиям всякое дорожное, промышленное и гражданское строительство в районах развития вечной мерзлоты требует обязательной подсыпки, техногенные образования занимают значительные участки. Они сложены горелой породой из шахтных отвалов, гравийно-галечной подсыпкой, строительными отходами, угольным шлаком и другими подобными образованиями с примесью супесей, глины и суглинков. Мощность техногенных отложений от 3—4, в терриконах до 10—15 м.

Невьянский горизонт, полярноуральский и горбуновский горизонты

Сырьяхинский аллювий второй, ярвожский аллювий первой надпойменных террас, аллювиальные отложения русел и пойменных террас объединенные ($aIII-Hsj+gr$) закартированы по небольшим водотокам, где масштаб не позволяет закартировать террасы отдельно. При этом, как уже указывалось, аллювиальные отложения первой, второй надпойменных террас фактически присутствуют и уверенно выделяются на местности практически вдоль всех водотоков района, вне зоны развития полярноуральского оледенения. В нижней части аллювия залегают валунно-гравийно-галечные смеси с линзами песка и мелкой гальки, в верхней — суглинки, супеси, пески. В русловых фациях преобладают грубообломочные разности. Вложены в более древние рыхлые образования или коренные породы. Мощность до 15—20 м.

Полярноуральский и горбуновский горизонты

Ярвожский аллювий первой надпойменной террасы, аллювиальные отложения русел и пойменных террас объединенные ($aIII-Hjr+gr$) закартированы в долинах р. Уса и ее крупных притоков (Юньяга, Лемва, Елец), а также по рекам Бол., Мал. Уса и Кара, отличающихся развитием широкой поймы и мелкими причлененными первыми террасами, не выражающимися в масштабе карты. Необходимость выделения объединенного подразделения обусловлена тем, что аллювиальные

отложения I надпойменной террасы уверенно выделяются на местности практически вдоль всех отмеченных выше водотоков района, вне зоны развития полярноуральского оледенения. В нижней части аллювия залегают валунно-гравийно-галечные смеси с линзами песка и мелкой гальки, в верхней — суглинки, супеси, пески. В русловых фациях преобладают грубообломочные разности. Вложены в более древние рыхлые образования или коренные породы. Мощность до 6—12 м.

Каргинский, сарганский горизонты—голоцен. Аллювий пойменных террас, первой и второй надпойменных террас нерасчлененные (aIII—H) показаны по водотокам горной части восточного склона Полярного и Приполярного Урала. Сложены валунно-галечными отложениями, песками с прослоями супесей, суглинков, глин и включениями грубообломочного материала. Мощность до 30 м.

Элювий и делювий (e, dIII—H) широко развиты на уплощенных поверхностях и склонах низких и высоких предгорий Урала, а также на гряде Чернышева и других выходах коренных образований в пределах Печорской низменности и примыкающих к Уралу увалах Западносибирской низменности. Сложены уплотненным глыбово-щебенчатым материалом пород субстрата с древесно-суглинистым заполнителем. Формирование отложений началось после деградации средне-поздне-верхнеоплейстоценовых ледников и продолжается поныне. Мощность до 2,0 м.

Элювий, десерпций и солифлюксий нерасчлененные (EIII—H) повсеместно развиты на субгоризонтальных и полого наклонных участках водоразделов зоны кряжа, где господствуют процессы нивальной планации. Поэтому в гольцовой зоне элювиальные образования даже при минимальных углах наклона медленно сдвигаются, если сложены щебнисто-глыбовым материалом, в результате чего образуется десерпций, или оплывают с образованием солифлюкционных террас, если сложены древесно-щебнистым материалом с суглинистым наполнителем. Формирование основного объема отложений началось после деградации средне-позднеоплейстоценовых ледников и продолжается поныне. Мощность до 4,0 м.

Коллювий, десерпций и солифлюксий нерасчлененные (DRIII—H) — основной тип склоновых образований в горной части Приполярного и Полярного Урала, для которой характерно повсеместное развитие вечной мерзлоты. Генезис их обусловлен совместным действием гравитационных и криогенных процессов, вследствие чего происходит перемещение щебнисто-глыбового материала вниз. На карте в их состав включены все разновидности склоновых образований: собственно коллювиальные, десерпционные, делювиально-десерпционные, делювиально-солифлюкционные, солифлюкционные. Мощность отложений от 1,5 м на склонах, до 6 м и более у подножий.

Покровные образования, представленные суглинками палевого и желтовато-бурого цвета, пользуются весьма широким площадным распространением в пределах аккумулятивно-денудационной равнины и в низких предгорьях, залегая на поверхности различных неоген-четвертичных образований. На карте чехол покровных образований снят. Строение покровных суглинков (текстура, цвет, включения) и условия их залегания находятся в тесной взаимосвязи с мерзлотным микрорельефом и мерзлотными процес-

сами, которые определили их накопление. Состав суглинков зависит от субстрата, в целом для них характерным является сильная пылеватость и незначительное количество грубообломочного материала. 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.

ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

На территории листа Q-41 присутствует значительное количество интрузивных тел разнообразного состава, размера, морфологии, возраста, тектонической позиции и происхождения. Все они сгруппированы в интрузивные комплексы, которым даны собственные названия в соответствии с Легендой. Ввиду мелкого масштаба на геологической карте показаны лишь сравнительно крупные тела. Из мелких же тел на карту нанесены только некоторые, а иногда по одному петротипическому массиву из каждого комплекса.

РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

Хобеизский метагабброидный комплекс ($\beta'PR_1h$) выделен в Хобеизском антиклинории, где среди гнейсов, кристаллических сланцев, амфиболитов, мраморов и кварцитов няртинской свиты известны тела амфиболитов, секущих соотношения с полосчатостью и сланцеватостью вмещающих пород. Они отличаются от вмещающих амфиболитов более мелкозернистой структурой и меньшей степенью рассланцевания и метасоматической проработки. Предполагается их апогаббровая, аподолеритовая природа. М. В. Фишман отмечал повышенное содержание TiO_2 до (3—4%) и местами значительное обогащение рутилом. Возраст амфиболитов с учетом степени метаморфизма принимается раннепротерозойским.

Неркаюский метагабброидный комплекс ($\beta'PR_1n$) объединяет мелкие дайкообразные тела габброамфиболитов и эклогитов апогаббровых и аподолеритовых, развитые в пределах Неркаюского блока в полях развития неркаюской свиты. Протяженность тел эклогитов и амфиболитов от 10—30 м до 2 км при мощности до 300 м. Амфиболиты и эклогитоподобные породы распространены в пределах относительно узкой 4-километровой полосы, протягивающейся вдоль Эрэпшорского надвига. А также образуют серию секущих тел северо-западного простираня внутри Неркаюского блока. Макроскопически распознается первичная габбровая структура пород, хотя они полностью перекристаллизованы. Среди них выделяются два типа амфиболитов, тесно ассоциирующихся друг с другом и всегда располагающихся в пределах одного и того же массива. Это альбитовые амфиболиты с барруазитом и гранатом и пироксеновые амфиболиты (эклогитоподобные породы), состоящие из барруазита, большого количества граната с подчиненным количеством омфацита. Переход от пироксеновых разновидностей к безпироксеновым осуществляется на протяжении нескольких метров. При этом пироксеновые амфиболиты слагают центральные части интрузивных тел, тогда как

безпироксеновые распространены в краевых частях. Количество подобных образований невелико. Они обнаружены лишь в левом борту р. Балбанью и в верховьях руч. Воргашор.

Химический состав эклогитов и амфиболитов близкий, характерно повышенное содержание FeO и CaO и умеренное TiO₂ и по геохимическим параметрам близок к габбродолеритам орангьюганско-лемвинского комплекса [191].

На происхождение и возраст этих пород нет единого мнения. Габброамфиболиты и эклогиты рассматриваются [185, 186] как продукты метаморфизма гипабиссальных габброидов в условиях высоких давлений и умеренных температур. Единичные радиологические определения дают цифры, превышающие 1600 млн лет, что предполагает раннепротерозойский возраст пород. Другая точка зрения [191] состоит в том, что тела метагабброидов представляют собой фрагменты (кластолиты) силлов долеритов ордовикского орангьюганско-лемвинского комплекса, метаморфизованные в глубинной части аккреционной (коллизонной) призмы ГУН. Эта позиция обосновывается геологическими, петрологическими и геохимическими данными. На диаграмме «K₂O—SiO₂» фигуративные точки горных пород располагаются в области низкокалиевых и умеренно калиевых разновидностей. Пересчет химического состава на нормативный показывает, что первоначально породы представляли собой гиперстен-нормативные базальты с нормативным оливином и без кварца. Это позволяет отнести их к оливиновым толеитам. Сравнение их химического состава с составом аналогичных пород Лемвинского аллохтона палеозойского возраста показывает, что распределение K₂O, Na₂O, Al₂O₃, MgO, CaO в рассматриваемых породах идентично.

На карте нами отражена традиционная точка зрения на возраст комплекса.

ИНТРУЗИИ БАЙКАЛЬСКОГО ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОГО ЭТАПА

Рифейские интрузии

Щокуринские субвулканические образования ($\beta'R_2\check{k}$) вместе с вулканогенными и осадочными породами щокуринской свиты входят в состав одноименной вулканогенно-осадочной ассоциации. Ранее вулканы рассматривались в составе верхнекожимского ранне-среднерифейского вулканического метабазальтового комплекса, первоначально выделенного М. В. Фишманом и Б. А. Голдиным в ранге формации.

Субвулканические образования представлены дайками метадолеритов, развитых в полях щокуринской и подстилающей ее маньхобеинской свит. Размеры тел колеблются в пределах от первых метров до первых десятков метров по мощности и от первых десятков метров до первых сотен метров по протяженности.

Первичный минеральный состав и структуры пород практически не сохранились. Минеральный состав представлен типичной для зеленосланцевой фации ассоциацией: хлорит, актинолит, альбит, эпидот, цоизит, карбонат, кварц, лейкоксен. В отдельных случаях отмечаются реликтовый пироксен — авгит и роговая обманка. Основной плагиоклаз распознается по псевдомор-

фозам альбита с центральными частями, сложенными агрегатом эпидота. Породы характеризуются пойкилобластовой и лепидогранбластовой структурами с реликтовыми офитовой и пойкилоофитовой структурами, сланцеватыми текстурами.

Средний химический состав вулканитов шокуринской свиты (SiO_2 — 50,73 %; $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ — 2,73%) отвечает собственно базальту, характеризуется калиево-натриевым типом щелочности ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ — 2,10), относится к умеренно-глиноземистым разностям (a' — 0,88). Величина коэффициента фемичности (f' — 19) соответствует базальту. По отношению $\text{K}_2\text{O}/\text{TiO}_2$ — 0,48 отвечает толеитовым базальтам, а по параметрам А (24,8) и S (29,5) в наибольшей степени отвечает оливиновому базальту.

Согласно классификации [128], шокуринские субвулканические образования отвечают базальт-долеритовой формации. Согласно классификации Ю.А. Кузнецова — относятся к трапповой (толеит-базальтовой) формации.

Возраст субвулканических интрузий определяется как среднерифейский на том основании, что отвечающие им покровные образования входят в состав шокуринской свиты среднего рифея.

Пуйвинские субвулканические образования ($\beta'R_{pv}$) вместе с вулканогенными и осадочными породами пуйвинской свиты входят в состав одноименной вулканогенно-осадочной ассоциации. Ранее рассматривались в составе верхнекожимского ранне-, среднерифейского вулканического метабазальтового комплекса. Представлены маломощными дайками метадолеритов, развитых в поле пуйвинской свиты. Размеры их колеблются от первых метров до первых десятков метров по мощности и от первых десятков метров до первых сотен метров по протяженности. Сложены хлоритом, роговой обманкой, актинолитом, альбитом, эпидотом, цоизитом, карбонатом, кварцем, лейкоксеном и различаются соотношением этих минералов. Редко отмечается реликтовый пироксен. Основной плагиоклаз замещен агрегатом альбита, эпидота и мусковита. Для пород характерны пойкилобластовые, лепидогранбластовые с реликтовыми офитовой и пойкилоофитовой структуры, сланцеватая текстура. Средний состав субвулканических образований отвечает базальту (SiO_2 — 48,30 %, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ — 3,10 %), относится к калиево-натриевой серии ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ — 1,9), принадлежит к умеренно-глиноземистым (a' — 0,88), умеренно-низкотитанистым (TiO_2 — 1,28 % в пересчете без летучих) мезократовым (f' — 19) разностям. По параметрам А (28) и S (29) он попадает в поле собственно толеитовых базальтов, вблизи области перекрытия с полем оливиновых толеитовых базальтов, по степени фракционирования железа ($Kф$ — 57,5) отвечает базальтам.

На диаграммах ($\text{Fe}^*\text{O}/\text{MgO}$)— SiO_2 и K_2O — TiO_2 субвулканические образования располагаются вблизи тренда островодужных базальтов, образуя параллельный ему тренд, обусловленный слабой дифференциацией составов по содержанию TiO_2 и значительной по K_2O .

Согласно классификации [128], пуйвинские субвулканические и покровные образования отвечают базальт-долеритовой формации. Согласно классификации Ю.А. Кузнецова [114] — трапповой (толеит-базальтовой) формации.

Возраст пуйвинских субвулканических образований соответствует среднерифейскому на том основании, что отвечающие им покровные образования входят в состав пуйвинской свиты среднего рифея.

Енганэпейский гипербазитовый комплекс (ΣR_3e) представлен небольшими линзовидными телами апоперидотитовых серпентинитов протяженностью от десятков до сотен метров при мощностях до десятков метров и крупным Харотским массивом, не выходящим на дневную поверхность. Мелкие тела установлены на хр. Енганэпэ в меланже среди отложений манюкуяхинской свиты и бедамельской серии и маркируют доуральскую сутуру тиманского (северо-западного) простирания. Сложены лизардит-антигоритовыми и антигоритовыми серпентинитами, часто содержащими карбонат и тальк. Первичные структуры сохраняются редко в виде единичных псевдоморфоз бастита и карбоната по пироксену. В серпентинитах отмечались включения амфиболизированных долеритов. В экзоконтактных зонах серпентинитов иногда отмечаются родингиты, лиственизация и связанная с последней сульфидно-никелевая минерализация. Серпентиниты прорываются кварцевыми диоритами, в которых встречаются в виде ксенолитов. Гальки тех и других были найдены в базальных конгломератах нижнего ордовика.

Вторым участком развития комплекса являются увалы Качамыльк, где он представлен в выходах на дневную поверхность линзами брекчированных серпентинитов на правом берегу р. Харота. Юго-восточнее бурением были вскрыты еще несколько тел серпентинитов, слагающих тектонические пластины мощностью до 60 м и более среди кварцитопесчаников манитанырдской серии и являющимися тектоническими отторженцами Харотского гипербазитового массива площадью несколько десятков квадратных километров [245]. Верхняя кромка массива, по геофизическим данным, погружается в юго-восточном направлении от 200 до 1200 м и более. По результатам изучения разреза скв. КЧ-2 (глубиной 250 м), вскрывшей контакт основного тела серпентинитов и пород манитанырдской серии [512], можно предполагать, что образования последней первоначально трансгрессивно залежали на серпентинитах (хотя сам вскрытый контакт тектонический). Основанием этому служит наличие в разрезе манитанырдской серии пачек полимиктовых гравелитов и песчаников с обломками серпентинитов и зернами хромита. Содержание Cr_2O_3 в отдельных интервалах разреза достигает 1,7—4,2 %. Таким образом можно сделать вывод, как минимум, о допозднекембрийском возрасте харотских серпентинитов. Все ультрабазиты, вскрытые скважинами, подверглись интенсивному метасоматическому воздействию, которое выразилось в 100% серпентинизации и карбонатизации пород. Породы на 25—98% состоят из серпентина, в значительных количествах присутствуют карбонат, тальк, в подчиненном количестве — хромит, магнетит, кеммеририт, пирит. Серпентин представлен хризотилом (преобладает) и антигоритом. Довольно равномерно в породе распределен хромит в виде угловатых зерен размером до 2,5 мм, часто с бахромчатой каймой магнетита.

Ультрабазиты имеют следующий химический состав (среднее по 12 анализам в %): SiO_2 — 39,13; TiO_2 — 0,05; Al_2O_3 — 0,5; Fe_2O_3 — 7,45; FeO — 1,1; MnO — 0,09; MgO — 36,32; CaO — 1,57; Na_2O — 0,06; K_2O — 0,04; п.п.п. — 13,14; сумма — 99,74; CO_2 — 1,7. По результатам пересчета химических анализов (выполненных А.Б. Макеевым), серпентиниты принадлежат к группе лерцолитов-гарцбургитов.

Возраст енганэпейского комплекса определяется как позднерифейский на основании датирования по единичным зернам циркона — 670 млн лет (Е. В. Хаин, 1999), прорывающих их плагиогранитов и 719 ± 10 млн лет (оп-

ределения Ю. Л. Ронкина по единичным цирконам), прорывающих их тоналитов нияюского комплекса [250]. Таким образом, возраст энганэпэйского комплекса заведомо позднерифейский (доукский).

По нашему мнению, серпентиниты комплекса, прежде всего достаточно крупного Харотского массива, логично отнести к офиолитовой ассоциации байкалит (тиманид).

Нияюский плагиогранит-диоритовый комплекс ($q\delta R_3n$). Представлен серией мелких массивов кварцевых диоритов (тоналитов), в северной части хр. Энганэпэ, в поле пород манюкуяхинской свиты. Они слегка вытянуты в северо-западном направлении, наибольший имеет размер $1,6 \times 0,8$ км. В верховьях р. Манюкуяха и на горе Широкая они прорывают породы бедамельской серии. Один массив, достаточно условно отнесенный к данному комплексу, находится на руч. Столбовой (Малобадьяшорская антиклиналь). Массивы сложены серыми, светло-серыми, серо-зелеными, иногда полосчатыми за счет позднего окварцевания, мелко-среднезернистыми рассланцованными, катклазированными породами, перекристаллизованными при метаморфизме уровня фации зеленых сланцев. Сохранились реликты первичных магматических структур — гипидиоморфнозернистой, порфиривидной, пойкилитовой и габброофитовой. Состав пород (об. %): сосюритизированный и серицитизированный плагиоклаз (50—55), частично замещенная актинолитом и хлоритом зеленая роговая обманка (25—30), кварц (15), лейкоксен и гематит.

Приконтатковые изменения, вызванные внедрением интрузий, выражаются в образовании диопсидовых скарнов на контакте с апогипербазитовыми серпентинитами на водоразделе ручьев Янескеулектальба и Манюкуяха, а также в хлоритизации, серпентинизации и амфиболизации фенокристов пироксенов и оливина, в окварцевании и калишпатизации основной массы пород основного состава бедамельской серии и прорывающих их долеритов в бассейне руч. Тальбейяхакоче.

По петрохимической классификации породы относятся к семействам диоритов (кварцевые диориты) и гранодиоритов (тоналиты), характеризуются нормальной щелочностью калиево-натриевого и натриевого типа (Na_2O/K_2O — 1,5—7,2) при вариациях содержания K_2O от 0,5 до 2,4 мас. %, преимущественно высокой глиноземистостью (aI' в среднем — 1,27).

Содержание в породах редких элементов и характер их распределения в тоналитах близки к отмечаемым в вулканитах кислого—среднего состава бедамельской серии, развитых в северной части хр. Энганэпэ. На диаграммах, применяемых для реконструкций геодинамических обстановок формирования гранитоидов, фигуративные точки составов нияюских тоналитов располагаются в поле островодужных образований [250].

Возраст пород комплекса позднерифейский на основании изотопной датировки цирконов из плагиогранитов, прорывающих серпентиниты энганэпэйского комплекса на горе Маленькая 670 ± 5 млн лет (U/Pb — данные Е. В. Хаина) и единичных цирконов из тоналитов — 719 ± 10 млн лет (U/Pb, определения Ю.Л. Ронкина) [250].

Кыквомшорский габбро-плагиогранитовый комплекс ($v\beta, r\gamma R_3kk$) включает метаморфизованные интрузивные образования кислого и основного состава, распространенные на территории Хараматолоуского блока [408].

Метагранитоиды образуют пластообразные тела, вытянутые в северо-северо-западном направлении, мощностью 200—300 м и протяженностью до

5 км, которые смяты в складки совместно с вмещающими породами хараматолоуской серии. Контакты их с вмещающими породами резкие интрузивные или постепенные. В последнем случае наблюдается гранитизация вмещающих амфиболитов. Представляют собой серые массивные или тонкополосчатые, слабобрасланцованные породы. Макроскопически часто устанавливается реликтовая порфириовидная структура. Структура основной ткани мелкозернистая гранобластовая или лепидогранобластовая, порфириобластовая. Главными минералами являются кварц (30—50 %) и плагиоклаз (40—60 %), второстепенными — биотит, мусковит (1—5 % каждый), эпидот, хлорит, гранат-альмандин (до 5 % в сумме). В небольшом количестве встречаются мелкие зерна калиевого полевого шпата с антипертитовыми вростками плагиоклаза. По химическому составу классифицируются как плагиограниты. Для них характерны умеренная глиноземистость, железистость, высокое содержание натрия и низкое калия.

Метагаббро и метагаббродолериты наиболее представительно вскрыты на левом берегу р. Лымьявож, на водоразделе рек Бол. Хараматолоу и Тышор и приурочены здесь к контакту хараматолоуской серии (с востока) и ивтысьшорской свиты (с запада). Мелкие тела метагаббродиабазов (на карте не показаны) широко развиты среди пород ивтысьшорской свиты и хараматолоуской серии в виде небольших, согласных с общим простираем вмещающих толщ, линзовидных тел и даек также северо-северо-западной ориентировки. Мощность тел варьирует от нескольких метров до первых десятков метров, протяженность соответственно — от первых десятков метров до 1 км. Породы имеют зеленовато-серую окраску, сланцеватую текстуру. Структура бластопорфириовая. Основная ткань мелко- или тонкозернистая (0,05—0,3 мм), состоит из бледно окрашенной роговой обманки или актинолита (20—50 %), эпидота (10—20 %), кальцита (0—10 %), незначительного количества (до 10 % в сумме) хлорита, кварца, биотита, мусковита, титанита, редких зерен граната. Для метагаббро характерно присутствие фуксита (до 2 %). Реликтовые минералы слагают от 10 до 60 % объема породы и представлены частично обесцвеченной роговой обманкой, реже — деанортизированным плагиоклазом. Размеры порфириовидных вкрапленников составляют в среднем 5 мм. Породы характеризуются нормальной щелочностью, умеренной глиноземистостью.

Тесные пространственные связи, изофациальность по степени метаморфизма, а также определенное сходство в химическом отношении метагранитоидов, метагаббро, метагаббродолеритов и вулканогенных пород ивтысьшорской свиты, указывают на вероятность их комагматичности.

П. М. Кучериной [408] возраст пород кыквомшорского комплекса, как и возраст вмещающих толщ ивтысьшорской свиты определялся позднерифейским. А. П. Прямоносным [168] на основе единичных находок конодонтов (нам их подтвердить не удалось) все метаморфические образования Хараматолоуского блока считаются ниже-среднепалеозойскими. При этом постулировано метасоматическое происхождение всех гранитоидов кыквомшорского комплекса.

Ю. Л. Ронкиным по единичным цирконам из метаплагиогранитов кыквомшорского комплекса U/Pb методом определен их абсолютный возраст 524 ± 2 млн лет [249]. Скорее всего он не фиксирует собственно внедрение плагиогранитов, а отвечает эпохе коллизионного метаморфизма байкалид в

раннем кембрии. Таким образом, можно считать доказанным досреднекембрийский возраст метаморфизма пород Хараматолоуского блока и соответственно более древний, по крайней мере докембрийский возраст их образования. Поэтому возраст кыквомшорского комплекса принят нами позднерифейским, по аналогии с вмещающими породами ивтысьшорской свиты.

Рифейско-вендские интрузии

Саблегорские субвулканические образования представляют собой субвулканическую фацию одноименного базальт-риолитового вулканического комплекса, покровная фация которого входит в состав саблегорской свиты. Раньше эти вулканиды рассматривались в составе малдинского риодацит-риолитового и саблегорского базальт-трахибазальтового вулканических комплексов.

Субвулканические образования основного состава (βR_3-V_1sb) в пределах рассматриваемой территории развиты крайне ограниченно. Они размещаются либо в полях саблегорской свиты, либо в подстилающих ее отложениях. Один из районов их развития — поле саблегорской свиты, примыкающее с юго-востока к Лапчавожскому гранодиоритовому массиву, где они представлены маломощными дайками долеритов протяженностью в первые сотни метров, ориентированных согласно с простиранием вмещающих пород (на карте не показаны). Второй район — северо-западное крыло Росомахинской антиклинали, где в поле хобеинской свиты отмечается несколько маломощных тел долеритов протяженностью от первых сотен метров до 1 км (на карте не показаны), а также небольшое тело долеритов с размерами $0,6 \times 0,3$ км.

По петрохимической классификации субвулканические образования основного состава относятся к семействам базальтов и трахибазальтов. Средний состав субвулканических образований (SiO_2 — 48,61 %, $Na_2O + K_2O$ — 3,58 %) отвечает семейству базальтов, относится к умеренно-глиноземистым (a' — 0,79), переходным от мезократовых к меланократовым (f' — 21) разновидностям, характеризуется довольно низким отношением K_2O/TiO_2 — 0,33. По отношению щелочей (Na_2O/K_2O — 4,0) попадает на границу раздела петрохимических разностей с натриевым и калиево-натриевым типом щелочности.

В геохимическом отношении породы характеризуются низкими содержаниями Sr, Ba, Rb (0,34—0,67 кларка), несколько превышающими кларк содержаниями суммы редких земель (1,11). Значительно превышают кларки — As, Hf, Ta, выше кларков — U, Sc, Zr (1,15—1,78). Резко превышают кларки содержания Se (в 122 раза). Понижены содержания Cr, Co, Ni, Zn, Th, Sb, Cs (0,32—0,82), крайне низок Br (0,01). Сравнительный анализ содержаний редких элементов в покровных и субвулканических образованиях указывает на их сходство как по спектру редких земель, так и по ряду других элементов. Различия заключаются в более низких содержаниях в породах субвулканической фации Rb и Cs, пониженных Sb, более высоких Ta.

Субвулканические интрузии кислого состава (λR_3-V_1sb) развиты значительно шире и представлены риолитами и умереннощелочными риолитами с порфировой и фельзитовой структурами. Риолиты с порфировой структурой являются наиболее распространенной петрографической разновидностью. Они образуют крупные субвулканические интрузии, такие как Малдинырдская, слагающая одноименный хребет, Каталамба-Ворапендишорская и др.

Малдынырдская субинтрузия представляет собой вытянутое в северо-восточном направлении тело площадью более 30 км², длиной 17 км и шириной около 3 км. Основной ее объем слагают риолиты порфировой структуры. Структура основной массы фельзитовая, микроаплитовая, гиалопилитовая, фельзито-сферолитовая. Текстура пород массивная, в приконтактовых частях флюидальная. Порфиновые выделения представлены кварцем, плагиоклазом, калишпатом, темноцветные минералы среди них практически отсутствуют. Основная масса риолитов сложена агрегатом кварца, калишпата, альбита.

Фигуративные точки составов субвулканических образований кислого состава на диаграмме SiO₂ — (Na₂O + K₂O) располагаются в полях семейств риолитов, трахириолитов, значительно реже риодацитов, трахириодацитов. Средний состав (SiO₂ — 75,20 %, Na₂O + K₂O — 7,94 %) отвечает семейству риолитов, располагаясь вблизи поля трахириолитов, принадлежит к калиево-натриевой серии (Na₂O/K₂O — 0,5), приближаясь по этому параметру к разностям с калиевым типом щелочности, относится к весьма высокоглиноземистым породам (al' — 4,8).

Породы субвулканической фации характеризуются в целом пониженными по отношению к кларку содержаниями редких земель (ΣTR — 0,76), пониженными — Ba (0,57), Sr (0,12), близки к кларкам — Rb (1,0), Zr, Ta, Ga (0,9—1,1). Повышены Th, Cu, Cr, Cs (1,2—1,5), значительно превышают кларки Hf, Au, Sb, Ni, Yb, U, Sc, Y (1,8—8,9), As (в 21 раз). Понижены содержания Be, Pb (0,7), Mn, Co, V (0,5-0,66), крайне низки — Br (0,03).

Сравнительный анализ содержаний редкоземельных элементов в вулканитах кислого состава покровной и субвулканической фаций показал, что уровень их содержания в покровной фации выше практически по всем элементам.

Субвулканические и покровные образования кислого состава саблегорского комплекса имеют достаточно выраженный металлогенический облик, определяемый повышенными содержаниями Y и Yb, а также Au, что следует как из их геохимической специализации, так и из связи с ними проявлений золота и иттрия.

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

Панэчаизский гранодиоритовый комплекс (qδR₃—V₁pn) выделен Н. А. Кузенковым (Кузенков, 2004) в верховьях рек Манья, Кожым и их притоков, где представлен серией небольших тел, размеры которых колеблются в пределах 0,5—4 км по длинной оси и 0,1—0,5 км по ширине, вытянутых в северо-восточном направлении, согласно с простираемим вмещающих пород. Петротипом комплекса является массив Перевальный — наиболее крупное тело, имеющее размеры в плане 4 × 5 км. Назван по хр. Панэчаиз, где расположен петротип. В пределах изученной территории ареал развития пород комплекса представляет собой полосу шириной 6—8 км и протяженностью более 50 км, ориентированную в северо-восточном направлении. Вмещающими для интрузий комплекса служат преимущественно отложения пуйвинской свиты среднего рифея.

Массивы панэчаизского комплекса сложены тоналитами, в меньшей степени получили развитие диориты, кварцевые диориты, плагиограниты.

В составе комплекса выделяются две фазы (на карте не разделены). Первая представлена диоритами и кварцевыми диоритами, вторая — тоналитами и плагиогранитами. Соотношения двух фаз наблюдаются в петротипическом массиве. В то же время в ряде тел отмечается постепенный переход от диоритов и кварцевых диоритов к тоналитам и плагиогранитам.

Характер контактов с вмещающими отложениями интрузивный. Для наиболее крупных массивов отмечается наличие ореола измененных пород шириной до 5 м. Породы комплекса метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации.

Породы комплекса относятся к ряду нормальной щелочности, образуя непрерывную серию от диоритов до плагиогранитов. По петрогеохимическим характеристикам тоналиты и диориты сравнимы с интрузивными образованиями активных окраин андийского типа и энсиалических островных дуг, характеризующаясь невысокими содержаниями высоkozарядных некогерентных элементов при обогащенности крупноионными, а также проявленным танталовым минимумом.

Возраст комплекса определен U/Pb методом по единичным цирконам из тоналитов массива Перевальный в ЦИИ ВСЕГЕИ на микроанализаторе SHRIMP-II — $625,3 \pm 4,8$ Ма как позднерифейский. Это также указывает на то, что массивы комплекса являются интрузивными аналогами одновозрастных вулканитов саблгорной свиты, что дает основание датировать комплекс в целом, как позднерифейско-ранневендский.

Бедамельские экстрезивно-субвулканические образования ($v\beta R_3 - V_1 bd$) представлены мелкими телами штокообразной формы, силлами, дайками габбродолеритов, габбро-норитов, габбро, долеритов, базальтов, андезибазальтов, прорывающими отложения бедамельской серии. Размеры штокообразных тел до 300—400 м в поперечнике, мощность даек и силлов не превышает 30—40 м при малой (до 200 м) протяженности. Пластовые залежи занимают площадь до 1—1,5 км². Все породы метаморфизованы в зеленосланцевой фации.

По химическому составу горные породы комплекса отвечают основным породам нормальной и повышенной щелочности, с выраженным толеитовым трендом дифференциации. На диаграмме $MnO \times 10 - TiO_2 - P_2O_5 \times 10$, используемой для реконструкций геодинамических обстановок формирования базальтов, точки составов пород попадают в область островодужных толеитов и базальтов срединно-океанических хребтов.

Временной интервал формирования субвулканических образований — поздний рифей—ранний венд по аналогии с возрастом эффузивных аналогов.

Харбей-собский габбро-гранодиоритовый комплекс объединяет массивы, расположенные в породах рифейского сланцевого обрамления харбейского комплекса, представляющие тектонические пластины, погружающиеся на восток, а во фронтальной части Райзского меланжа — на юг и юго-запад. Размеры тел до 5—13 × 0,5—3,5 км. Контакты тектонические, через зоны милонитов, бластомилонитов и бластокатаклазитов [168]. Другими авторами (Кондаин, 2001), напротив, отмечаются мощные зоны активного воздействия на вмещающие отложения няровейской серии и немурьюганской свиты, наличие ксенолитов и апофиз. Становление пород происходило в три фазы: первая — габброиды, вторая — кварцевые диориты и тоналиты, третья — дайки плагиогранит-порфиоров (на карте не показаны).

Первая фаза (v_1R_3-Vhs). Габбро и метадолериты, обычно метаморфизованные, слагают многочисленные линзовидные тела мощностью до 30—40 м, редко штокообразные массивы до 3×6 км. Габбро тесно ассоциируют с метадолеритами, слагая внутреннюю часть более крупных массивов. По химическому составу отвечают базальтам нормальной и повышенной щелочности с содержанием TiO_2 в среднем 1,32 % при большом разбросе частных концентраций от 0,5 до 3,6 % [71]. Проявлен толеитовый тренд дифференциации. Содержание PЗЭ в габбро в 2—4 раза ниже, чем в габбро собского комплекса, но сходны по отношениям La/Ce, Sm/Eu, Sm/Nd. По мнению В. А. Душина, комплекс формировался в субплатформенных условиях, нельзя, однако, исключить вероятность образования его в задуговом бассейне и комагматичность вмещающим эффузивам верхов няровейской серии.

Вторая фаза ($q\delta_2, \gamma\delta_2Vhs$). Кварцевые диориты, тоналиты. Структура редкопорфировидная (плаггиоклаз) с элементами порфиробластовой, ситовидной, графической. Темноцветные минералы — вторичные амфиболы с реликтами клинопироксена, включениями плаггиоклаза и кварца. Биотит замещается хлоритом, лейкоксомом, эпидотом, альбитом. Рудные: магнетит и ильменит. Акцессорные: апатит (до 2—3 %), циркон.

Возраст комплекса уверенно не доказан и принят (R_3-V) на основании α -Pb датировки по цирконам из кварцевых диоритов — 615 млн лет (И. Л. Лучинин, 1963 г.).

Вендские интрузии

Парнукский диорит-габбровый комплекс выделяется в центральной части Ляпинского мегантиклинория. Представлен рядом штоко- и силлообразных массивов, площадью от 5 до 100 км² (Хобеинский, Народнинский массивы) и многочисленными более мелкими силлами и дайками, приуроченными к полям распространения пуйвинской, хобеинской и мороинской свит. Как правило, пространственно они связаны с гранитными массивами сальнерско-маньхамбовского комплекса. На контактах массивов комплекса с гранитоидами встречаются кварцевые диориты.

Габбро (v) представляют собой плотные мелкокристаллические породы темно-серого цвета с микрогаббровой, пойкилитовой, пойкилоофитовой структурами. Роговая обманка образует изометричные выделения кристаллов размером до 1—1,5 мм. Редко отмечается кварц, составляя обычно менее 1 %.

Диориты (δ) — мелкокристаллические породы серого, до темно-серого цвета, массивной текстуры, внешне отличаются от габбро только присутствием биотита. В незначительном количестве присутствует кварц, представленный в виде угловатых зерен размером до 1—1,5 мм, в некоторых случаях объединяющихся в цепочки агрегатов длиной до 3—3,5 мм с одновременным погасанием.

Кварцевые диориты ($q\delta$) — среднекристаллические породы с преобладающей гнейсовидной текстурой. Состоят из плаггиоклаза среднего—основного состава с размером кристаллов до 1—4 мм (50—55 %), биотита и роговой обманки (около 35 %), кварца (до 10 %). Биотит развивается в виде линзовидных агрегатов по роговой обманке параллельно рассланцеванию.

Фигуративные точки составов пород на диаграмме $SiO_2 - (Na_2O + K_2O)$ размещаются преимущественно в полях семейств диоритов (в основном это

кварцевые диориты), монцонитов (монцодиориты, кварцевые монцониты), монцогаббро, габбро. Между указанными породами наблюдаются постепенные переходы, границы носят фациальный характер, обусловленный широким развитием процессов гибринизма. Наиболее распространенными породами являются кварцевые диориты и монцогаббро.

Средний состав кварцевого диорита (SiO_2 — 59,37 %, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ — 5,28 %) принадлежит к калиево-натриевой серии ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ — 2,08), относится к высокоглиноземистым (a' — 1,78), мезократовым (f' — 10,1) разностям. По величине коэффициента агапитности (K_a — 0,47) отличается от семейства диоритов, в большей степени отвечая умереннощелочным разностям семейства монцонитов.

Средний состав второго по распространенности вида — монцогаббро (SiO_2 — 50,56%, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ — 5,26%) принадлежит к калиевой серии ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ — 0,94), относится к умеренноглиноземистым (a' — 0,87), мезократовым (f' — 19) разностям, по величине коэффициента агапитности (K_a — 0,47) отвечает монцогаббро и эссекситу.

Геохимическая характеристика пород комплекса основана на количественных определениях содержаний ряда редких элементов. Породы характеризуются низкими содержаниями Sr, Rb, Zr, U (0,35—0,65), пониженными — Th (0,8), равными кларку — Ba и Zn (1,0), превышающими кларк в различной степени — Se (21,8), Sc (8,4), Hf, Ni, As, Co, Cr (1,7—3,7).

Возраст комплекса определяется, по геологическим данным, как ранневендский. Верхняя возрастная граница обусловлена тем, что породы комплекса подвергнуты воздействию гранитов сальнерско-маньхамбовского комплекса поздневендско-раннекембрийского возраста, а нижняя тем, что его интрузии прорывают риолиты саблегорского комплекса позднего рифея—раннего венда.

Лядгейский риолитовый субвулканический комплекс (λVld) представлен на хр. Енганэпэ экструзивно субвулканическими образованиями кислого состава (риолитами, риодацитами), комагматичными кислым покровным образованиям верхов бедамельской серии. Форма тел в плане преимущественно неправильная и овальная, часть из них представляет собой фрагменты жерловых аппаратов. Вмещающие породы представлены как вулканогенно-кремнистыми образованиями манюкуяхинской толщи, так и андезибазальтами и кластолавами бедамельской серии. Контакты тел активные. Макроскопически риолиты представляют собой светло-зеленые, светло-серые, светло-розовые породы, массивные, плотные, с раковистым сколом, с вкрапленниками полевого шпата. Структура основной массы микропойкилитовая, в сочетании с микрофельзитовой и элементами гранофировой. Состав: полевые шпаты и продукты их изменения 65—75 %, кварц 25—35 %. Ориентированное в одном направлении расположение зерен кварца определяет неяснофлюидальную текстуру. В кластолавах обломки слабо противопоставляются цементу, обладают реликтовой фельзитовой структурой и ориентированы в одном направлении. В жерловых фациях наблюдаются специфические миндалекаменные текстуры. Миндалины зональные, выполнены кальцит-альбит-кварцевым материалом. По химическому составу породы относятся преимущественно к нормальному и отчасти умереннощелочному рядам, по щелочности принадлежат преимущественно к Na и отчасти K-Na сериям, весьма высокоглиноземистые ($a' = 5,8$ —7). На петрохимических диаграммах ложатся в поля

их эффузивных аналогов. Отличаются высокими содержаниями Rb (280—330 г/т), и Sr (240—290 г/т), что указывает на их формирование в условиях зрелой островной дуги в заключительную предколлизийную стадию развития байкалитид.

Абсолютный возраст риолитов определен по единичным цирконам U-Pb методом на ионном микрозонде SHRIMP-II в ЦИИ ВСЕГЕИ [249] в интервале 555—547 млн лет и отвечает таким образом основанию верхнего венда.

Кызыгейский габбро-диоритовый plutonический комплекс (δV_k). Название дано Ю. Ю. Эрвье по р. Кызыгейяха. На площади листов выходы пород комплекса известны локально на западном склоне горы Борзова. Здесь на левобережье р. Бол. Кара среди вулканитов очетывисской свиты расположены две интрузии размером 250 × 500 и 400 × 500 м, вытянутых в северо-западном направлении и сложенные габбро и кварцевыми диоритами соответственно.

Кварцевые диориты — серо-зеленые мелко-среднезернистые породы с реликтовыми гипидиоморфнозернистой и порфирированной в сочетании с пойкилитовой структурами, с микродиоритовым сложением основной массы. Они рассланцованы, катаклазированы и метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации. Габбродиориты отличаются от кварцевых диоритов отсутствием кварца и более основным составом плагиоклаза. В габбро с реликтовой офитовой и габбровой структурами содержание плагиоклаза снижается до 40—60%. По химическому составу породы относятся к семействам габбро и диоритов (кварцевые диориты) нормального петрохимического ряда и характеризуются калиево-натриевым типом щелочности ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 1,9\text{—}3,4$) при низком—умеренном содержании K_2O (0,8—1,8) и высокой глиноземистостью ($al' = 1,0\text{—}1,8$), что, наряду с высокой величиной отношения $\text{K}_2\text{O}/\text{TiO}_2$ свидетельствует об их близости к породам известково-щелочной серии. Геохимическая специализация кварцевых диоритов определяется повышенным относительно кларков гранодиоритов содержанием Sr, Ba, Cs, Sc, Gd, U, Ni, Sb, As, Se.

Возраст массива на левобережье р. Бол. Кара на основании датировок единичных зерен цирконов (U/Pb, Shrimp-II) поздневендский — 542 ± 9 млн лет [250]. В целом для комплекса принимается в объеме венда.

Николайшорский гранитовый комплекс ($\epsilon\gamma, \gamma V_2 n\delta$). В этот комплекс объединены небольшие массивы гранитов, локализующиеся в основном в северной половине Хобеизского антиклинория. Это небольшие (до 2×2 или $3 \times 0,3$ км) тела неправильной формы (массивы Лавкашорский, Балашовский, Николайшорский и др). Вмещающими породами являются преимущественно гнейсы, кристаллические сланцы и амфиболиты няртинской свиты нижнего протерозоя и маньхобеинской свиты.

Граниты подробно описаны В. Г. Вигоровой [18]. Они представлены либо крупнозернистыми порфиробластическими гранитами и гнейсо-гранитами, либо массивными различной зернистости гранитами слабогнейсовидными. Микропегматитовые структуры не отмечаются. По химизму относятся к субщелочным, пересыщенным кремнеземом разностям, с переменным соотношением K_2O и Na_2O . Рассматриваются в качестве «водных» гранитов, более глубинных и более низкотемпературных, чем граниты, расположенные западнее. При их образовании предполагается значительная роль процессов гранитизации до полного расплавления и интродуирования расплава с фельдшпатизацией вмещающих пород.

В рамках работы проведено датирование гранитов по единичным цирконам (U/Pb, Shrimp-II, ЦИИ ВСЕГЕИ). В итоге получены даты, разбросанные в интервале 640—520 млн лет, свидетельствующие о длительной истории становления комплекса. При этом большая часть гранитов комплекса имеет явно палингенное происхождение, вследствие чего вероятен захват цирконов субстрата. В дальнейшем они испытали метаморфические преобразования с частичной перекристаллизацией в завершающую стадию байкальского тектоногенеза в раннем кембрии, следствием чего стало образование гнейсогранитов. Поэтому возраст комплекса принят условно поздневендским, так как орогенные граниты сальнерско-маньхамбовского комплекса, рвушие складчатые байкальские структуры, более молодые.

Вендско-кембрийские интрузии

Сальнерско-маньхамбовский гранит-лейкогранитовый комплекс ($1\gamma V_2 - \epsilon_1 sm$). Проявлен в двух фазах (на карте не выделены). Первая представлена преимущественно гранитами, гранодиоритами, тоналитами, плагиогранитами, гнейсо-гранитами и имеет, по всей видимости, поздневендский возраст. Вторая — лейкократовыми гранитами, гранитами, умереннощелочными лейкогранитами, гранодиоритами, гранодиорит-порфирами, гранит-порфирами и имеет поздневендско-раннекембрийский возраст.

К этому комплексу отнесены крупные (до 10—40 км²) массивы — Народнинский, Сальнерский, Кожимский и другие, более мелкие (3—6 км²) тела, приуроченные к западному обрамлению Хобеизского антиклинория. Форма массивов в плане обычно удлиненная, вытянутая вдоль простирания вмещающих пород. Есть представление, что некоторые сближенные массивы (например, Сальнерский, Няртинский) представляют собой выходы на поверхность апикальных частей единого крупного, неполностью вскрытого эрозией интрузива. Залегают массивы среди вулканогенно-осадочных пород верхнего рифея. Контакты интрузивные, рвушие, с мощными (до 300 м) экзоконтактовыми зонами гранитизации, мигматизации, окварцевания, ороговикования. Вблизи контакта с габброидами парнукского комплекса наблюдаются многочисленные ксенолиты последних и явления гибридизма. Сложены массивы главным образом биотитовыми и двуслюдяными микроклиновыми гранитами, среди которых встречаются участки развития плагиогранитов без четких контактов, а в эндоконтактовых зонах — гранодиоритов (очевидно, результат ассимиляции и гибридизма).

По петрохимической классификации породы первой фазы принадлежат к нормальному и умереннощелочному петрохимическим рядам. На диаграмме $SiO_2 - (Na_2O + K_2O)$ фигуративные точки их составов располагаются в полях семейств лейкогранитов и умереннощелочных лейкогранитов, в меньшей степени гранитов, редко умереннощелочных гранитов и гранодиоритов.

Средний состав пород первой фазы отвечает лейкограниту ($SiO_2 - 74,61\%$, $Na_2O + K_2O - 7,55\%$), принадлежит к калиево-натриевой серии ($Na_2O/K_2O - 1,0$), весьма высокоглиноземистым породам ($a' - 4,73$). Агпайтовый индекс равняется — 0,80.

Граниты второй фазы принадлежат к нормальному и умереннощелочному петрохимическим рядам, собственно лейкогранитам, умереннощелочным лейкогранитам и гранитам. Средний состав второй фазы также отвечает лейко-

граниту (SiO_2 — 73,98 %, Na_2O — 3,64 %, K_2O — 4,21 %, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ — 7,85 %), относится к калиево-натриевой серии ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ — 0,9), к весьма высокоглиноземистым породам (aI' — 4,74). Агпайтовый индекс составляет 0,82.

Средний состав гранитов характеризуется повышенными содержаниями Cr, Sb, Zr (1,4—1,8 кларка), значительно превышают кларки содержания Au, As, Hf, Ss (3,3—5,4), наиболее резко — Mo (17,1), Ni (16,3), Se (60,0). На околоскларковом уровне находятся содержания Th и Co (0,9), ниже кларков — Zn и Ba (0,8), значительно ниже — Br, Ta, Cs, Sr, U, Rb, F (0,2—0,5). Отношение Rb/Sr составляет от 0,48 до 0,68.

Многие авторы отмечали комагматичность гранитов с кислыми вулканитами саблегорской свиты.

Несколько особое положение в составе комплекса занимает Лапчавожский массив, в строении которого участвуют гранодиориты, кварцевые диориты, граниты, а наибольшее развитие получили гранодиориты. Краевые фации представлены гранодиорит-порфирами, кварцевыми диорит-порфирами, диорит-порфирами. Массив имеет размеры $13,5 \times 0,5$ —3 км и площадь 17 км², неправильную форму с извилистыми контактами, представляет собой субсогласное пластообразное тело. Вмещающими служат отложения морионской и саблегорской свит, габбро парнуковского комплекса. Средний состав гранодиорита (SiO_2 — 65,53%, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ — 6,25 %) отвечает калиево-натриевой серии ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ — 1,4), относится к весьма высокоглиноземистым породам (aI' — 2,5).

В рамках работ проведено датирование гранитов по единичным цирконам (U/Pb, Shrimp-II, ЦИИ ВСЕГЕИ), по которым получены даты в интервале 550—510 млн лет, что отвечает интервалу позднего венда—раннего кембрия. Таким образом, комплекс имеет явно орогенную природу и сформирован в заключительный коллизионный этап байкалид, и его возраст нами определяется как поздневендско-раннекембрийский.

Лемвинский габбро-гранитовый комплекс на территории листа представлен одноименным массивом и рядом гипабиссальных тел риолитов к северу от него. Также к Лемвинскому комплексу отнесен, формационно схожий с ним Тынаготский массив. 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 км², 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.

На дневной поверхности Лемвинский массив имеет размеры 1—5 × 40 км и прослеживается в виде линзы северо-восточной ориентировки, слагающая в современной структуре основание Верхнепарноковского тектонического покрова. Морфологически представляет собой пластообразное тело, падающее на северо-восток под углом 45—70°, 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 раз-

витиём 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 моллюдовжской 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. Ввиду того, что конгломераты залегают на различных по глубинности образования гранитах и ксенолитах кровли, уровень допозднекембрийской эрозии гранитов составляет не менее 300—400 м.

Первая фаза (v_1V_1I) представлена породами основного состава, среди которых выделяются: амфиболовые перидотиты, габбронориты и офитовые габбро. А.М.Пыстиным [186] они выделялись в самостоятельный верхнелемвинский габбровый комплекс.

Вторая фаза ($\epsilon\gamma_2, \tau\lambda_2V-\epsilon_1I$) представлена умереннощелочными гранитами, трахириолитами и образованными в результате гранитизации габброидов первой фазы метасоматическими «диоритами».

Среди гранитов ($\epsilon\gamma_2$) выделяются 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. 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 порфирированной гранитовой текстурой, обусловленной распределением кристаллов ортоклаза (до 3 мм) на фоне микропегматитовой кварц-полевошпатовой основной массы.

«Малоглубинная компонента» второй фазы лемвинского комплекса представлена трахириолитами ($\tau\lambda_2$), развитыми на северном продолжении массива и мелкими телами трахириолитовых брекчий в полосе моллюдовжской свиты к востоку от него. Наиболее крупным из них является риолитовое тело в междуречье Бол. Хайма и Лев. Грубею размером 3 км × 200—500 м, сложенное темно-серыми с вишневым оттенком обильнопорфирированными риолитами (количество вкрапленников калиевого полевого шпата и кварца в равном соотношении составляет до 50% объема породы), с микрогранобластовыми в основной массе. Акцессорные минералы: циркон, сфен, ортит; рудный — титаномагнетит.

«Диориты» и «диориитоиды» 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 цементирующего материала. В результате контаминации в пределах габброидной части массива

ва произошло образование целого спектра пород, по химическому составу варьирующих от «кварцосодержащих и кварцевых умереннощелочных габбро-долеритов» 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 ассимиляции ксеногенного материала. В зависимости от степени проработки контакты гранитов и габброидных обломков резкие или постепенные.

В пределах Лемвинского массива условно выделяется также третья фаза, которая включает жильные тела и дайки умереннощелочных долеритов, прорывающих граниты второй фазы (на карте не показаны). 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.

Возраст комплекса допозднекембрийский по перекрытию базальными конгломератами погурейской свиты (E_3-O_1). Радиологические датировки, полученные А. А. Соболевой методом термоэмиссии свинца по цирконам, дают значения 530 ± 20 — 564 ± 6 млн лет для гранитов и 526 ± 7 млн лет для риолитов северного обрамления Лемвинского массива, что свидетельствует о поздневендско-раннекембрийском возрасте пород второй фазы. Соответственно первая (габброидная) фаза условно датируется ранним вендом и коррелируется с парнукским комплексом Хобеизской подзоны. Вторая фаза коррелируется с гранитоидами сальнерско-маньхамбовского комплекса и имеет соответственно поздневендско-раннекембрийский возраст. Таким образом и лемвинский комплекс имеет орогенную природу и сформирован в заключительный коллизионный этап байкалид.

Полярно-уральский гранитовый полихронный комплекс ($\gamma V : PZ_2 ? pu$) распространен в пределах Полярно-Уральского мегантиклинория. Породы, принадлежащие к этому комплексу, известны в бассейне р. Собь и в верховьях рек Бол. Ханмей и Харбей, где представлены рядом небольших (длиной до 7, иногда до 15 км при ширине до 1,0 км) согласных пластовых и линзовидно-пластовых тел и сериями маломощных тел, разделенных пакетами вмещающих пород. Реже встречаются секущие тела и дайки. Вмещающими породами (в пределах листа) являются ханмейхойская и лаптаюганская свиты нижнего протерозоя, а также няровейская серия и немурьюганская свиты рифея. Кроме того, они нередко контактируют с ранневендскими диоритами харбей-собского комплекса. Контакты активные, сопровождающиеся зонами мигматизации.

Главными разновидностями пород полярноуральского комплекса являются порфирибластические микроклиновые граниты, гранито-гнейсы, аплитовидные граниты, для которых характерны бластовые структуры и сланцеватые текстуры. Широко проявлены альбитизация и кремнещелочной К-На метасоматоз.

Радиологический возраст комплекса определяется К-Аг методом в интервалах 320—365 и 250—280 млн лет и отражает скорее всего возраст метаморфизма. Оснований для формирования гранитоидного магматизма этого типа в позднем палеозое в Харбейской зоне нет. Более логично по аналогии

с николайшорским комплексом относить его к венду. П. М. Кучерина [408] считал его позднепалеозойским. Предпринятые нами попытки датирования по единичным цирконам (Shrimp-II, ЦИИ ВСЕГЕИ) не удалось, так как выделенные цирконы оказались метамиктными, с высокими содержаниями урана. Учитывая дискуссионность времени формирования и отсутствие новых данных, на карте пока он условно рассматривается нами как полихронный от венда до среднего палеозоя.

ИНТРУЗИИ

КАЛЕДОНО-ГЕРЦИНСКОГО ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОГО ЭТАПА

Интрузии палеоконтинентального сектора

Позднекембрийско-ордовикские интрузии

Сивьягинский пикритовый гипабиссальный комплекс ($\omega\epsilon_3sv$) распространен весьма ограниченно и представлен отдельными небольшими телами, картированными в верховьях рек Парнук, Манья. Эти обычно крутопадающие тела, протяженностью до первых километров при мощности до 0,5 км, расположены среди отложений позднерифейского возраста. В строении тел иногда отмечаются признаки кристаллизационной дифференциации: центральные их части сложены перидотитами, периферические — пикритами. Есть указания на существование закалки в эндоконтактных зонах. Породы, как правило, интенсивно измененные: серпентинизированные, хлоритизированные, иногда в них наблюдается оталькование, тремолитизация, карбонатизация. Отдельные компоненты не всегда могут быть точно диагностированы. В пикритах наблюдается порфировая структура с элементами пойкилитовой. Предполагается, что мелкочешуйчатая почти изотропная хлорит-серпентиновая масса образовалась по стеклу. Однако в некоторых случаях среди этой массы встречаются реликты плагиоклаза и участки, сложенные соссюритом. Это позволяет предположить, что базис пород был сложен зернами плагиоклаза. В этом случае породы должны быть названы плагиоверлитами с полнокристаллическими коммулятивными структурами. Оливиновые пироксены отмечаются в истоках рек Банная и Манья.

Петрохимические особенности пород сивьягинского комплекса позволяют рассматривать их как продукты кристаллизационной дифференциации базальтовой магмы и относить их к базальтоидным гипербазитам [55]. Образование их относится к началу рифтогенного этапа уралид, а возраст условно определяется как позднекембрийский.

Пайпудынский риолитовый гипабиссальный комплекс ($\gamma\epsilon_3-O,pp$) пространственно приурочен к образованиям Бельско-Елецкой СФЗ на Полярном Урале. Выделен И. А. Петровой с названием по хр. Бол. Пайпудынский, где находится серия типичных интрузий риолитов. Представлен многочисленными мелкими гипабиссальными телами афировых и порфирированных риолитов, гранит-порфирированных субпластовой, дайкообразной и штокообразной формы, локализующихся среди терригенных пород хойдышорской свиты манитанырдской серии (р. Бол. Бадьяшор), бедамельской серии на горе Борзова, верховьях рек Мал. Кара, Мал. Уса, хр. Изьяхой, руч. Мал. Бадьяшор. На карте

показаны только наиболее крупные из них. Интрузии риолитов имеют пластообразную форму, их мощность от первых десятков метров до 1 км, длина от первых сотен метров до 13 км. Простираение тел обычно северо-восточное, часто согласное с вмещающими породами.

Риолиты пайпудынского комплекса макроскопически массивные лило-вые, темно-серые и светло-серо-зеленые породы с «оплавленными» вкрапленниками полевого шпата, с фельзитовой и флюидалной структурой основной массы. Кластолавы содержат линзовидные обломки тех же риолитов, ориентированных параллельно слоистости.

По петрохимической классификации относятся к семействам риодацитов, риолитов, трахириодацитов и трахириолитов, характеризуюсь довольно широкими вариациями содержаний SiO_2 (68,51—76,3 %). Наибольшим развитием пользуются риолиты и трахириолиты. По сумме щелочей выделяются породы нормального (риодациты, риолиты) и умереннощелочного (трахириодациты, трахириолиты) петрохимических рядов. Тип щелочности преимущественно калиевый и отчасти калиево-натриевый. Для них характерна высокая и весьма высокая глиноземистость (al' — 1,57—4,86), высокая величина алпайтового индекса (K_a до 0,95). Однако по сравнению с лядгейскими риолитами они более железистые и менее глиноземистые. Отличаются повышенными содержаниями Sr, Ba, As, Sb, Hf, Ta, Zr, пониженными Rb, Sr. По РЗЭ отчетливо повышены содержания Sm, Eu, Gd, отчасти Yb и Lu.

Повышенная щелочность, высокий уровень содержания крупноионных и высокозарядных литофильных элементов, приближающееся к V-образному распределение редких земель свидетельствуют о формировании кислого расплава на значительной глубине в условиях мощной континентальной коры. Все это указывает на их происхождение за счет плавления коровых образований при подъеме базальтоидной магмы в рифтогенную стадию уралаид.

U/Pb возраст риолитов уверенно датирован по единичным цирконам в интервале позднего кембрия—раннего ордовика (тремадок) — 480—502 млн лет [250].

Пожемский риолитовый комплекс (λO_p) пространственно приурочен к образованиям Лемвинской зоны [353, 185]. На территории листа породы комплекса распространены преимущественно в пределах Приводораздельного покрова Восточнолемвинского пакета покровов, где представлены цепочками даек, силлов, реже штоками (на карте показаны только самые крупные из них). Мощность тел обычно колеблется от нескольких до 240 м при протяженности до 3 км. Наиболее крупный Тыкотловский массив имеет протяженность 9 км, при мощности до 800 м. Вмещающими породами являются отложения кокпельской, погурейской и грубеинской свит верхнего кембрия—среднего ордовика. Контакты с вмещающими породами интрузивные с апофизами и маломощными экзо- и эндоконтактовыми зонами.

В составе пожемского комплекса в основном развиты риолиты и трахириолиты с порфировой, реже афировой структурами. Порфировые вкрапленники составляют до 30 % объема породы и представлены кварцем, калиевым полевым шпатом, иногда плагиоклазом. Основная масса имеет фельзитовую или сферолитовую структуру и состоит из тех же минералов и незначительного количества биотита и стильпномелана. В эндоконтактовых зонах некоторых тел отмечались рибекит и эгирин.

По химизму образования пожемского комплекса отличаются от таковых пайпудынского комплекса при близком суммарном количестве щелочей — резким преобладанием K_2O над Na_2O .

Возраст комплекса условно принимается раннеордовикским по наличию активных контактов с вмещающими породами преимущественно погурейской, кокпельской и отчасти грубеинской свит. Однако по аналогии с пайпудыньским комплексом скорее всего захватывает и верхний кембрий.

Ампельшорский гипербазитовый комплекс ($\Sigma O_{1-2}a$). К этому комплексу относятся мелкие линзовидные тела серпентинитов в верховьях р. Ханмей и левых притоков р. Бол. Пайпудына, тяготеющие к линии Орангского надвига. Протяженность их от первых десятков до сотен метров. Соотношения с вмещающими их зелеными сланцами малопайпудынской свиты тектонические. Представлены антигоритовыми мелкочешуйчатыми серпентинитами, почти полностью утратившими первоначальную структуру. Из первичных минералов сохранился лишь частично перекристаллизованный хромшпинелид. В серпентинитах комплекса обычно присутствуют карбонат и тремолит (в эндоконтактах). Однако за пределами листа — в самом Саурейском массиве — Г. В. Симаковым в образцах, собранных О. А. и А. Г. Кондияйнами, обнаружены реликты структур, позволяющих считать серпентиниты массива аподунитовыми. Возраст комплекса принимается на основе соотношения с палеозойскими образованиями условно ниже-среднеордовикским. Наиболее вероятно, что в современном своем положении тела комплекса имеют протрузивную природу.

Орангьюганско-лемвинский габбро-долеритовый комплекс ($\omega, \nu, \nu\beta, \beta O_{1-2}ol$) наиболее широко развит в Восточно-лемвинской подзоне. Представлен многочисленными пластообразными телами (силлами) габбро, габбро-долеритов, долеритов среди отложений грубеинской, погурейской и, отчасти, кокпельской свит. Размеры тел варьируют от 1 м до 1,3 км по мощности и от первых сотен метров до 25 км в длину. Насыщенность осадочного разреза гипабиссальными телами возрастает к востоку и доходит 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. орангьюганско-лемвинский комплекс формировался в целом синхронно с отложениями ранне-среднего ордовика.

В верхнем течении р. Бол. Тыкотлова наряду с однородными силлами габбродолеритов установлено присутствие расслоенных пикрит-габбро-долеритов силлов, в лежачем 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—250 м. Пикритовая составляющая силлов хорошо выделяется на местности по ржавым коркам выветривания. Вмещающие породы — метаморфизованные до кварцхлорит-серицитовых сланцев алевролиты и алевропелиты грубеинской и кокпельской свит нижнего ордовика. В подошве тел развиты зоны ороговикования мощностью 1—2 м. В кровле явных экзоконтактовых изменений не наблюдается. Смена пикритовой фазы габбродолеритовой происходит срав-

нительно резко, но изменения в кристалличности пород в одних случаях не наблюдаются, в других на контакте фиксируется зона более крупнозернистых габбродолеритов. Кроме того, в бассейне Тыкотловы известны и самостоятельные тела пикритов.

В целом породы комплекса соответствуют толеитам, на диаграмме AF²M показывают четкий толеитовый тренд дифференциации от магнезиальных оливиновых 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, 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.

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.

Леквожский габбро-долеритовый гипабиссальный комплекс ($v\beta O_{1-2}I$) назван Б. Я. Дембовским [336] по руч. Леквож, в верховьях которого на южном склоне хр. Манитанырд описаны несколько характерных тел. Представлен телами габбро, габбродолеритов и долеритов, прорывающих породы нижней части манитанырдской серии (E_3-O_1). Форма большинства тел — согласные и субсогласные силлы, реже дайки. Межпластовые залежи характеризуются мощностью от первых до нескольких десятков метров, чаще от 10 до 50 м. Длина их от первых сотен метров до 10 км (на карте показаны только наиболее крупные из них). В образованиях энганэпэйской свиты и бедамельской серии — форма тел неправильная лакколитообразная или штокообразная, не вписывается в структуру доуралид. Для наиболее крупного тела отмечены в плане размеры 5 × 2 км. Долериты и габбродолериты более устойчивы к процессам выветривания, чем вмещающие породы, и поэтому в рельефе они часто фиксируются в виде останцовых возвышенностей и гривок, или в виде крупноглыбовых элювиальных развалов, форма и направление которых соответствуют форме тел.

Макроскопически долериты и габбродолериты зеленовато-серые мелкозернистые массивные породы с габбро-офитовой или габбро-пойкилоофитовой структурой. Характерен горячий контакт с вмещающими породами. Долериты в эндоконтактах — от мелкозернистых до скрытокристаллических, часто в кровле с ксенолитами вмещающих пород. Мощность зон эндоконтакта невелика — до 0,5—2,0 м.

Часть интрузий комплекса имеет перидотит-габбровый состав ($v\sigma, vO_{1-2}I$) и относится к типу расслоенных. Одно из таких тел (Маниташорский массив) выделяется в южной части хр. Манитанырд среди эффузивов бедамельской серии. Породы массива представлены габбро, перидотитами,

а также переходными разностями. Ранее перидотиты массива ошибочно отрывались от габброидов и относились к энганэпэйскому комплексу.

Габбро — средне-крупнокристаллические массивные породы темно-серого и серого с зеленоватым оттенком цвета, с габбровой и бластогаббровой и лепидогранобластовой структурой. Серпентинизированные ультрамафиты по нормативному составу относятся к лерцолитам и пироксенитам, обладают массивной либо линзовидно-полосчатой текстурой и петельчатой, волокнистой либо реликтовой гипидиоморфнозернистой структурой. Перидотиты сложены серпентин-магнетитовым агрегатом и псевдоморфозами вторичных минералов по пироксену и оливину. Серпентиниты представлены лизардитом и хризотилом. Пироксениты — среднезернистые, массивные породы, сложенные моноклинным пироксеном и агрегатом вторичных минералов. Из рудных в ультрамафитах преобладают магнетит и хромшпинелид, присутствуют сульфиды (халькопирит, пирротин и пирит). Отмечаются проявления аксинита и золото-сульфидная минерализация.

Согласно классификации plutонических пород, часть составов расслоенного комплекса попадает в поле габбро, а часть относится к семейству ультраосновных пород.

На основе обобщения данных о геологической позиции и особенностях химического состава в геодинамическом аспекте, можно сделать вывод, что породы леквожского комплекса образовались во внутриплитной обстановке на коре континентального типа.

Возраст образований леквожского комплекса нижеордовикский ввиду отсутствия тел комплекса среди карбонатных отложений хантейской свиты среднего ордовика. Нижний возрастной предел обусловлен тем, что породы прорывают отложения манитанырдской серии или образуют послонные тела среди последних, тяготея к нижней части серии.

Данные представления находят подтверждение и в результатах изотопного датирования долеритов комплекса Sm/Nd методом (476 ± 61 млн лет), которое было проведено Ю. Л. Ронкиным по отобраннам нами монофракциям амфиболов, плагиоклазов и валовому составу.

Устьхайминский диоритовый комплекс ($\delta O_3, h$) объединяет ряд мелких (70×20 — 700×200 м) вытянутых и слабоизогнутых согласно с вмещающими породами качамылькской свиты тел преимущественно диоритового состава. Помимо диоритов в пределах некоторых интрузий в составе интрузий выделяются фациальные разновидности, представленные габбро и плагиогранитами. Тела комплекса установлены на р. Лемва выше устья р. Хайма, в среднем течении р. Мал. Хайма и в верховьях руч. Пачвож. В современном эрозионном срезе габбро составляют до 20 % объема магматической серии, диориты — 65—70 %, плагиограниты — 10—15 %. Интрузивные контакты тел не наблюдались из-за наложенных тектонических срывов, однако в эндоконтактах иногда отмечается присутствие ксенолитов вмещающих пород.

Габбро — темно-зеленовато-серые мелко-среднезернистые массивные породы, сложенные полностью измененным зональным плагиоклазом (55—65 %) и зеленой, зеленовато-бурой роговой обманкой (35—45 %), образующей ойкокриталлы, заключающие лейсты плагиоклаза. Рудные и акцессорные минералы: ильменит и титаномагнетит (до 2 %), магнетит, апатит, пирит, гранат, вторичные — альбит, серицит, хлорит, сфен, лейкоксен, соссюрит, цои-

зит, пренит. Структуры пород габбровые и габброофитовые с пойкилитовыми участками.

Диориты — серые, темно-зеленовато-серые 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 антитипертитах. Кварц (до 2 %) распространен неравномерно и иногда содержит вросстки хлорита. Аксессуары — те же, что и в габбро. Структура призматическизернистая, гипидиоморфнозернистая.

Плагиограниты — серые среднезернистые такситовые породы, сложенные (%) альбитизированным плагиоклазом (40), ксеноморфным катаклазированным кварцем (30), микроклином (25) и зеленой интерстициальной роговой обманкой (3).

Все породы серии относятся к высокоглиноземистому натриевому типу. Микроэлементный состав отвечает кларковому или чуть ниже его. На диаграмме AF'M составы горных пород образуют известково-щелочной тренд. Можно предположить, что габбро-диорит-плагиогранитная серия пород усть-хайминского комплекса является последним по времени продуктом функционирования долговживущей магматической системы, формировавшейся на протяжении всего ордовика. Возраст комплекса принимается позднеордовикским ввиду наличия активных контактов со средне-верхнеордовикскими известняками качамылькской свиты и отсутствия таковых с развитыми поблизости образованиями харотской свиты.

Девонские интрузии

Субвулканические образования косвожского вулканического комплекса ($^{\circ}\chi$, $^{\circ}\chi D_{1-2}kv$) представлены серией(?) мелких тел лампрофиров в северной части листа в междуречье Кара—Гнетью, одно из которых было вскрыто бурением при заверке связанной с ним интенсивной линейной магнитной аномалии [250]. Характеризуются массивной текстурой и порфировой, сериально-порфировой в сочетании с пойкилитовой и реликтовой призматическизернистой, иногда с элементами аповитрофировой, структурой основной массы. Породы сложены (об. %) слабоизмененным клинопироксеном (45—55), хлоритизированным флогопитом (4—6); оливином (2—3) и девитрифицированным стеклом (30—35), замещенным серпентин-хлоритовым агрегатом. Аксессуары — апатит (1—3 %), титанит и перовскит. Среди рудных (10—13 %) преобладает титаномагнетит, обычны пентландит и пирротин, редко халькопирит и ильменит, иногда в сростании с пирротинном присутствует кобальтин.

Таким образом, структурные особенности позволяют отнести рассматриваемые породы к классу вулканических, а их минеральный состав свидетельствует о близости к ультрамафитовым лампрофиром и о повышенной щелочности минералообразующей среды.

По химическому составу рассматриваемые породы относятся к ультраосновной группе (SiO_2 — 33,1—36,9 %), при невысоком содержании суммы щелочей ($Na_2O + K_2O$ — 0,56—0,76 %) и калиевой специфике (Na_2O/K_2O —

0,27—0,70). Характерны невысокая магнезиальность (MgO — 17,8—18,6 %) при повышенном содержании CaO , FeO и Al_2O_3 . Элементы-примеси можно разделить на две группы — имеющие концентрации, обычные для распространенных ультраосновных пород, и присутствующие в значительно больших количествах. Околочларковые концентрации характерны для Co , а содержания Cr и Ni даже в 3—8 раз ниже кларков ультраосновных пород. Большинство некогерентных элементов породы обогащены — в некоторой степени крупноионными (Ba , Rb , Sr , K), но в большей — высокозарядными (Ta , REE , Ti , P , Hf) некогерентными элементами. Элементы, содержание которых умеренно повышено (в 5—20 раз), это $HREE$, Rb , V и Hf . Высокое или чрезвычайно высокое превышение кларковых концентраций (более чем в 10 раз) установлено для Sr , Ba , $LREE$, Ta ; содержание Cs особенно велико. Для редких земель характерно сильное обогащение легкими относительно тяжелых (LaN/YbN — 50—58) и отсутствие дефицита европия (EuN/EuN^* — 0,9—1). Подобное обогащение некогерентными элементами характерно и для альнеитов, и для кимберлитов, но при этом сопоставимые низкие содержания когерентных элементов (Cr и Ni) отмечаются только в ультрамафитовых лампрофирах (альнеитах). Проведенное сопоставление показывает, что рассматриваемые породы скорее всего являются ультраосновным членом минеттового (известково-щелочного) лампрофирового ряда.

Отнесение лампрофиров к косвожскому комплексу раннедевонского возраста произведено условно, по локализации их среди пород косвожской свиты, наличию в последней редких эффузивных образований и лампрофиров (единитов) в бассейне р. Харота.

Каменноугольно-пермские интрузии

Погурейский плагиогранитовый комплекс (pyC_3 — P_1pg) представлен петротипическим Хулгинским массивом и рядом мелких тел, группирующихся в основном близ зоны ГУН. Хулгинский массив залегает среди отложений моллюшорской-грубешорской, 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. [470].

Плагиограниты — массивные или гнейсовидные белые, светло-серые мелко- и среднезернистые породы. Структура пород гранитная и гранобластовая. Сложены плагиоклазом (альбит) и кварцем с небольшим количеством мусковита, актинолита и эпидота. Иногда присутствует гранат. Данные по химическому составу плагиогранитов свидетельствуют о широких вариациях основности (66—76 вес. % SiO_2) при однородном высоком содержании $Na_2O=6,5—7,5$ вес. %. По имеющимся в наличии ограниченным данным, среди гранитоидов могут быть выделены тоналиты и трондьемиты. А. М. Пыстин и др. отмечают 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 скупивании осадков континентального подножия в эпоху позднепалеозойской коллизии. С учетом того, что плагиограниты прорывают покровно-складчатую структуру восточной части Лемвинского аллохтона, их возраст условно принимается позднекаменноугольно-раннепермским.

Яйюский габбро-диорит-плагиогранитовый комплекс ($py-vC_3-P_1j$) представлен серией тел различного состава от габбро до гранодиоритов и плагиогранитов, локализованных в пределах Восточнолемвинского пакета покровов. Наиболее типичные тела слагают возвышенности Янескеу и Яймыльк. В качестве петротипа рассматривается многофазная интрузия на р. Яйю. Ширина последней 600—700 м, по простиранию она следует на 2,5 км. Западный контакт интрузии — тектонический, совпадает с линией Верхнехаротского надвига. Восточный и южный контакты интрузивные, она прорывает породы грубеинской свиты. Мощность зоны экзоконтакта 50—70 м, характерно ороговикование и окварцевание вмещающих алевролитов. Зона эндоконтакта имеет мощность до 10 м. В составе Яйюского массива выделены кварцсодержащие габбро, долериты, габбродолериты, кварц-роговообманковые диориты, диориты, гранодиориты, граниты, адамелиты, плагиограниты, лампрофиры, аплиты, которые группируются в три фазы внедрения (на карте не выделяются).

Первая фаза представлена кварцсодержащими габбро, габбродолеритами и долеритами, обособленными в виде тела размером 800×100 —150 м в центральной части интрузии.

Вторая фаза представлена кварц-роговообманковыми диоритами, диоритами и лампрофирами и слагает два относительно небольших поля в центральной части интрузии. Кроме того, кварцевыми диоритами сложены мелкие интрузивные тела на простирании описываемой интрузии (г. Яй-Мыльк).

Третья фаза представлена адамелитами, гранодиоритами, гранитами и плагиогранитами, слагающими большую часть интрузии. При этом наиболее широким развитием пользуются плагиограниты, которые слагают полностью ее северную оконечность и среднюю часть. Остальные интрузии яйюского комплекса в пределах листа образуют вытянутую в юго-восточном направлении от р. Яйю до верховьев р. Харота серию небольших линейных и изометричных тел, сложенных преимущественно кварцевыми диоритами, параллелизуемыми со 2-й фазой Яйюского массива. Размеры тел не превышают 50—100 м по мощности и 300 м по простиранию. По форме это силлы и дайки. Активное контактное воздействие отмечается повсеместно в виде ороговикования и окварцевания вмещающих пород. Вмещающими породами являются как отложения грубеинской свиты, так и черногорской серии, что свидетельствует о позднем послескладчатом или соскладчатом их внедрении и является основанием считать время формирования комплекса позднекаменноугольно-пермским.

Яркеуский монцодиоритовый комплекс (qC_2jr). Выделен В.В. Григорьевым и В.А. Душиным в 1989 г. при ГСР-50 на Собь-Ханмейской площади, затем был отражен на ГК-200/2 листа Q-41-XII [467]. Умереннощелочные plutонические породы комплекса, по мнению авторов, формируют «кольцевую» структуру в образованиях харбей-собского комплекса (массив Яркеу), с которыми имеют постепенные переходы [467]. Предполагается, что становление пород комплекса происходило в три фазы: первая — монцогаббро, габбро керсутит-биотитовые умереннощелочные; вторая — кварцевые монцониты и монцодиориты; третья фаза — жильные камптониты (на карте не отражены).

Габбро керсутит-биотитовые умереннощелочные. Структура габбро-офитовая с элементами пойкилитовой. Состав (%): плагиоклаз — 20, керсутит —

20—25, биотит — от 5—10 до 25, клинопироксен — 20, реликты оливина; акцессорные: апатит (3); рудные: титаномагнетит (3—5). Плагиоклаз образует идиоморфные зерна, нацело сосюритизирован, также замещается серицит-альбит-клиноцоизитовым агрегатом. Клинопироксен — титан-авгит, замещается амфиболом. Керсутит частично замещается хлоритом и актинолитом с выделением лейкоксена. Биотит почти нацело замещен хлоритом. Оливин образует реликтовые изометричные зерна, нацело замещен хлоритом с тонким, пылевидным магнетитом по трещинам.

Монцогаббро — кварцсодержащие малокалиевые, среднезернистые мезократовые породы. Структура габбровая с элементами офитовой. Клинопироксен на 75% замещен уралитовой роговой обманкой, по которой развивается актинолит.

Кварцевые монцодиориты — среднезернистые породы монцонитовой с элементами пойкилитовой структуры. Состав: плагиоклаз — 35 %, калиевый полевой шпат — 25—30 %, кварц — от 5—10 до 20 %, темноцветные минералы — 20 %.

Кварцевые монцониты имеют порфировидную с элементами идиабластовой и пойкилитовой структуру. Вкрапленники представлены идиоморфным короткопризматическим клинопироксеном, сосюритизированным и серицитизированным плагиоклазом, амфиболом, биотитом и составляют до 60 % всего объема. Темноцветные минералы: зеленая роговая обманка (вероятно, по клинопироксену), биотит (до 40 % от всех темноцветных) замещается хлоритом, эпидотом, лейкоксеном. Основная масса представляет собой кварц-альбит-микроклиновый (3—5 %) агрегат. Кварц (10—12 %) образует неправильные, клиновидные зерна, выполняет интерстиции между зернами плагиоклаза. Несдвойникованный калиевый полевой шпат часто замещается поздним альбитом.

Породы комплекса отличаются повышенной титанистостью и суммарной железистостью. Для кварцевых монцонитов обычны высокие содержания Rb и Sr, в несколько раз превышающие значения в габбро нормального и умереннощелочного рядов; этим они отличаются и от монцонитов конгорского комплекса. На диаграмме Rb—Sr фигуративные точки локализованы в поле производных орогенной андезитовой магмы.

Среднекаменноугольный возраст принят на основе определения 310 ± 10 млн лет K/Ar методом по фракции калиевого полевого шпата из кварцевого монцонита и достаточно условен. По характеру локализации, на наш взгляд, монцодиориты являются одной из производных харбей-собского комплекса, внутри образований которого они и находятся.

Триасовые интрузии

Субвулканические образования лестаншорского вулканического комплекса ($\beta T_1/s$) рассматриваются в качестве подводящих каналов нижнетриасовых покровов базальтов. Одно из таких тел выделено по геофизическим данным в Варандей-Адзввинской структурной зоне вдоль субмеридионального нарушения западнее вала Гамбурцева [82]. Предполагается, что это дайка длиной до 35 км и мощностью до 600 м, с глубиной верхней кромки 600 м, крутопадающая на восток, сложенная долеритами. Показана на карте доюрских образований.

Ордовикские интрузии

Райизско-войкарский дунит-гарцбургитовый комплекс (σ , $\nu\sigma O_2rv$) является нижним членом Войкарской офиолитовой ассоциации Полярного Урала и состоит из трех крупнейших массивов — Райизского, Войкаро-Сынинского и Олыся-Мусюрского (включая Синотвожский блок). Объединяет реститовые ультрабазиты, сформированные в процессе длительного последовательного деплетирования мантийного материала. Доминирующее положение среди них занимают гарцбургиты, значительно менее распространены дуниты и, в подчиненном количестве, отмечаются лерцолиты. Породы жильной серии представлены разнообразными пироксенитами (ортопироксенитами, вебстеритами, редко клинопироксенитами) и их оливиновыми разновидностями. К жильным образованиям можно отнести и дунитовые тела, дискордантные к полосчатости перидотитов, секущие полосчатость хромитовых руд в дунитах, часть рудных тел хромитов. В геологическом строении дунит-гарцбургитового комплекса значительная доля принадлежит к ультраосновным метаморфитам (войкаритам), составляющим около 30—35 %.

На западе и северо-западе Райизский, северная часть Войкаро-Сынинского и Олыся-Мусюрский массивы тектонически надвинуты по линии ГУН на разновозрастные образования палеозойской пассивной окраины ВЕК, а также выведенные на поверхность блоки ее фундамента обычно сопровождаются развитием серпентинитового меланжа. Войкаро-Сынинский массив в своей средней и южной частях через зоны гранат-цоизитовых амфиболитов контактирует на западе с метагабброидами дзеляюского и габброидами кершорского комплексов. Восточные и юго-восточные контакты всех массивов с образованиями полосчатого кершорского комплекса как тектонические, так и постепенные, через «переслаивание».

В составе комплекса большинством авторов в настоящее время различаются гарцбургитовая (лерцолит-гарцбургитовая) и дунит-гарцбургитовая ассоциации пород.

Гарцбургиты и лерцолиты гарцбургитовой ассоциации ($\nu\sigma O_2rv$) в генеральном ряду формаций являются наиболее ранними. Внутреннее строение ассоциации определяется деформационными структурами. На начальном этапе происходит формирование полосчатых текстур, уплощенности и мелкой изоклиальной складчатости. С этим этапом связывается образование неистощенных гарцбургитов и появление локальных выплавов базальтоидного расплава. Гарцбургиты характеризуются грубой полосчатостью, являющейся элементом расслоенности пород, обусловленной переменным содержанием пироксена вдоль субпараллельных полос. Содержание ортопироксена в породах варьирует от 20 (истощенные гарцбургиты) до 35 % (неистощенные литофильными компонентами гарцбургиты). Полосчатость проявлена в гарцбургитах неравномерно. Среди полосчатых разностей отмечаются участки и отдельные линзовидные тела однородных гарцбургитов и лерцолитов. Следующий этап деформации проявился в смятии полосчатых гарцбургитов в крупные складки конического типа и формировании крупных желобовидных структур (синформ) северо-восточного простирания. Со складчатыми деформациями этого этапа связывается развитие системы линейных

зон пластично-сколовых деформаций, контролирующих образование дунитов, пироксенитов, хромититов. Дуниты формируются в зонах максимальной концентрации сколовых деформаций и локализованы в осевых частях синформ и осложняющих их складок и представляют собой результат разрастания и слияния жилоподобных тел дунитов, сформированных по локальным столовым зонам. Здесь формируются тела штокообразной и линзовидной формы. Крупные дунитовые тела, как правило, окружены штокверком дунитовых жил, пироксенитов и, очень редко, хромититов, представляющих комплиментарную серию пород. Примером крупной линейной зоны пластично-сколовых деформаций является зона, включающая Лекхойлинское и Легопайерское рудопроявления хромитов.

Гарцбургиты и лерцолиты гарцбургитовой ассоциации содержат 20—35 % энстатита, 0,5—7 % диопсида, 65—75 % оливина и <0,5 % хромшпинелида. Структуры пород тектонитовые, разномзернистые полигональные, редко гранобластовые с отчетливой директивностью. Крупные кристаллы энстатита практически всегда содержат тонкие пластинчатые вросстки диопсида, имеют зональное строение вследствие обеднения краевых зон кристаллов Al, Ca, Cr и обогащением Fe и Si относительно ядерных частей. Составы мелких зерен энстатита близки к составам краевых частей крупных кристаллов. Энстатиты и диопсиды лерцолитов и гарцбургитов этой ассоциации имеют повышенные содержания Al и Cr, а для аксессуарных хромшпинелидов характерно пониженное содержание хрома.

Химические составы лерцолитов и гарцбургитов отражают составы слагающих их минералов. В лерцолитах повышены содержания (%) CaO (1,1—2,62) и Al₂O₃ (1,10—1,62) по сравнению с гарцбургитами 0,49—0,98 и 0,75—1,23 соответственно. Содержания Cr₂O₃ в гарцбургитах (0,36—0,42 %) и лерцолитах (0,32—0,50) изменяются незначительно. По петрохимическим характеристикам, гарцбургиты этой ассоциации сопоставимы с гарцбургитами из срединно-океанических хребтов со средней и высокой скоростями спрединга. Со становлением гарцбургитовой ассоциации связано формирование хромитового оруденения низкохромистого глиноземистого типа.

Образования дунит-гарцбургитовой ассоциации (σ , $v\sigma_2,rv$) в пределах листа имеют меньшее распространение за исключением массива Райиз, где они преобладают. В отличие от образований гарцбургитовой ассоциации, имеющей достаточно однородное, выдержанное строение, дунит-гарцбургитовая ассоциация характеризуется большим разнообразием. В строении рассматриваемых образований Б. В. Перевозчиковым [153] выделены два парагенезиса пород, отвечающие двум этапам образования. Ранний — представлен слабоистощенными гарцбургитами с 15—20 % пироксена, поздний — сильно истощенными гарцбургитами с 10—15 % пироксена, дунитами, вебстеритами и хромититами с высокохромистым хромшпинелидом. Породы дунит-гарцбургитовой ассоциации были сформированы на позднем этапе высокотемпературных деформаций горячего твердопластичного тела гарцбургитов, «выкалывающегося» из мантии. Вероятно, по этой причине основной объем пород дунит-гарцбургитовой ассоциации формируется в краевых частях тела гарцбургитов. Зоны пластично-сколовых деформаций фиксируются телами дунитов. Размеры дунитовых шпиров и тел изменяются от первых сантиметров до сотен метров. Насыщенные дунитами поля имеют сложные очертания и форму вытянутых зон. При этом тела дунитов нередко имеют силлообразную

форму и в кровле многочисленные апофизы, согласные с полосчатостью вмещающих гарцбургитов и проникающими в них на десятки и сотни метров. Часть апофиз дунитов содержит рудные обособления хромитов мощностью от первых сантиметров до 3 м. Руды густовкрапленные и сплошные, глиноземистые. Мощности силлообразных дунитовых тел часто превышают 300—400 м. Эти дуниты в апикальных частях иногда содержат достаточно крупные залежи хромитовых руд средне-густовкрапленных, высокохромистых (Косшорское, Харотское рудопроявления). Апофизы дунитов совместно с вмещающими гарцбургитами формируют над дунитовым телом комплекс пород, состоящий из частого разномасштабного шпировидно-полосчатого чередования дунитов и гарцбургитов. Картирование по количеству дунитовой составляющей [153] показало, что количество дунитовых обособлений весьма изменчиво и уменьшается при удалении от крупных дунитовых тел от 50—60 до первых процентов. Структурно-вещественный состав пород дунит-гарцбургитовой ассоциации изучен значительно слабее вследствие широкого проявления среди них процессов преобразования.

Гарцбургиты дунит-гарцбургитовой ассоциации содержат 10—25 % энстатита, 0,5—2 % диопсида, 75—85 % оливина и <0,5 % хромшпинелида. Крупные кристаллы энстатита зональны, от центра к краям в них увеличивается железистость и уменьшается содержание алюминия, хрома и кальция. Составы мелких зерен энстатита близки к составам краевых частей крупных кристаллов. Энстатиты дунит-гарцбургитовой ассоциации имеют железистость 9,5—10,8 %, отличаются от энстатитов гарцбургитовой ассоциации более низкими содержаниями алюминия и хрома. Изменение железистости оливинов зависит от положения относительно рудных тел и от процессов преобразования (антигоритизации). Составы аксессуарных хромшпинелидов варьируют слабо.

Формирование пород дунит-гарцбургитовой ассоциации, по петрохимическим данным, могло происходить в геодинамических обстановках островных дуг в условиях надсубдукционного мантийного клина при более высоких температуре и давлении, обусловивших дополнительное истощение гарцбургитов за пределами зон пластично-сколовых деформаций. С ее становлением связано формирование хромитового оруденения высокохромистого типа.

Метаморфические ассоциации, развивающиеся по ультрабазитам, представлены группой равновесных метаморфитов и пород с неравновесными минеральными парагенезисами. Первая группа включает амфибол-(хлорит)-энстатит-оливиновые, амфибол-оливиновые и оливин-антигоритовые породы. Во вторую группу входят породы, испытавшие низкотемпературную амфиболлизацию, оталькование и петельчатую серпентинизацию. Петельчатая серпентинизация (или массовая лизардитовая серпентинизация) связана с первым этапом метаморфизма ультрабазитов, характеризуется регрессивной направленностью.

Со вторым этапом прогрессивной направленности связано формирование комплекса метаморфизованных ультрабазитов, включающих амфибол-тальк-оливиновые, антигорит-оливиновые массивные и сланцеватые породы («войкариты») и рекристаллизованные пегматоидные дуниты. Площади выхода пород составляют не менее 35 %. Данные образования представляют собой продукты глубинного дислокационного метаморфизма ультрабазитов

и слагают зоны переменной мощности (от первых метров до 400 м.) Падения зон юго-восточные под углами от 5 до 50°. Зоны сложены в основном оливин-антигоритовыми и сопутствующими им тальк-оливиновыми и амфибол-оливиновыми породами. Строение зон неоднородное вследствие резкоградиентных условий метаморфизма, отвечающих амфиболитовой и зеленосланцевой фациям. На основании данных по изотопии воды в оливин-антигоритовых породах Н. И. Брянчаниновой [15] сделан вывод о наследовании изотопного состава водорода воды антигоритом, замещающим лизардит-бруситовую ассоциацию петельчатых серпентинитов. Структурное положение зон ультраосновных метаморфитов свидетельствует об их формировании в процессе выведения океанической коры на окраину континента.

Последующие этапы изменения связаны с преобразованиями ультрабазитов, носят локальный характер и контролируются многочисленными зонами крутопадающих разрывов. Продукты метаморфизма представлены хризотилловыми серпентинитами и тальк-серпентиновыми породами. Наиболее масштабно поздняя серпентинизация проявлена в западной эндоконтактной части Райизского и Войкаро-Сынинского массивов, где она прослеживается в виде узкой полосы параллельно ГУН. Здесь также широко развиты жилы плагиоклазов, диопсидитов, встречаются небольшие тела (15—20 м) натровых метасоматитов, представленные жадеитами и диопсид-жадеитами (**jd**). Жадеититы представляют собой жилы и линзы мощностью 1,0—5,0 м и длиной до 100—150 м или в виде округлых (шаровидных) тел шириной до 2,5 м.

Соотношения пород райизско-войкарского комплекса с перекрывающими (прорывающими) образованиями кэршорского дунит-верлит-клинопироксенит-габбрового комплекса не получили однозначного решения, так как затронуты процессами тектонизации. Однако в породах того и другого комплексов сохраняются фрагменты разрезов, свидетельствующих о формировании зоны контакта в результате введения в соприкосновение горячих верхнемантийных образований райизско-войкарского и кэршорского комплексов. Оба они прорываются плагиогранитами и сопровождающими их жильными и метасоматическими образованиями собского и габбро-долеритами мусюрского комплексов.

Изотопно-радиологические определения возраста гарцбургитов и дунитов массива Райиз — 409 ± 26 млн лет (Sm/Nd изохрона по монофракциям оливина, ортопироксена и валовому составу) [168], практически идентичны возрасту собского комплекса и фиксируют, по всей вероятности, время перестройки минеральных парагенезисов в связи с внедрением островодужных тоналитов.

Поэтому возраст райизско-войкарского комплекса условно принят как среднеордовикский с учетом ордовикского возраста вулканической составляющей офиолитов—спилитов усть-конгорской свиты (O_2), датированных палеонтологически.

Салатимский дунит-гарцбургитовый комплекс ($\Sigma O_2 S$) является типовым для Западно-Тагильской (Салатимской зоны). На территории листа к нему отнесены Лемпуаюский, Сертыннинский массивы ультрабазитов и ряд более мелких тел. Все контакты гипербазитовых массивов с вмещающими породами тектонические, в зонах которых гипербазиты перемяты и превращены в серпентинитовую карбонатизированную массу, содержащую закатанные об-

ломки серпентинизированных гарцбургитов. Местами в зоне контактов гипербазиты родингитизированы.

В составе салатимского комплекса различаются серпентиниты и серпентинизированные гарцбургиты, дуниты и лерцолиты. Среди серпентинитов преобладают апогарцбургитовые, а в виде мелких единичных линз встречаются аподунитовые разности. На карте образования комплекса показаны как гипербазиты нерасчлененные.

По типу серпентина различаются антигоритовые (в контактовых зонах) и хризотил-лизардитовые серпентиниты (во внутренних частях массивов). В апогарцбургитовых серпентинитах встречаются реликты ортопироксена и бастита. Акцессорные минералы в них — хромшпинелид и частично замещающий его пылевидный магнетит. В зонах разрывных нарушений по серпентинитам местами развивается карбонат, а в зонах метасоматоза — гранат, везувиан, клинопироксен, волластонит, клинохлор. Серпентинизированные гарцбургиты, дуниты и лерцолиты тяготеют к центральным частям массивов, причем серпентинизированные дуниты обычно образуют редкие маломощные «слои» в серпентинизированных гарцбургитах, а лерцолиты развиты в них локально без четких закономерностей. Для гарцбургитов характерно повышенное содержание ортопироксена. Это, а также порфирированное его распределение сближает их с вторичными альпинотипных ассоциаций. По всей вероятности, салатимский комплекс является аналогом райизско-войкарских офиолитовых гипербазитов, но локализован непосредственно в зоне ГУН и по сути является элементом меланжа. Возраст условно принимается среднеордовикским по возрасту спилитов поляковской свиты Южного Урала.

Ордовикско-силурийские интрузии

Кэршорский дунит-верлит-клинопироксенит-габбровый комплекс примыкает с востока к Райзскому, Войкаро-Сынинскому и Олыся-Мусюрскому гипербазитовым массивам в виде почти сплошной полосы шириной от нескольких сот метров до 1,0—5,0 км и протяженностью более 200 км. Кроме того, окаймляет с юга и отчасти с запада Войкаро-Сынинский массив. В литературе кэршорский комплекс часто фигурирует под названием «полосчатого» комплекса (Петрология и метаморфизм, 1977). А. А. Савельевым [203] описан как трубаюская формация.

Комплекс сформирован в процессе длительного, последовательного деплетирования мантийных ультрабазитов, несомненно является многофазным и полихронным, однако накопленный к настоящему времени фактический материал позволяет достоверно подразделить его образования только на две фазы: *первую* — *дунит-верлит-клинопироксенитовую* ($\sigma_1, \nu_1 O_3 - S_1 k\dot{s}$) и *вторую* — *габбровую* ($\nu_2 S_1 k\dot{s}$). Также к первой фазе кэршорского комплекса отнесена ассоциация пород, объединенных названием «краевые дуниты», хотя активный характер дунитов по отношению к породам нижней части разреза полосчатого комплекса позволяет сделать вывод об их, вероятно, несколько более молодом возрасте. К жильным образованиям кэршорского комплекса отнесены дискордантные к полосчатости пород мелкие тела дунитов и сопровождающие их оливиновые вебстериты, жилы анортозитов, габброноритов и пироксенитов, в том числе и среди пород райизско-войкарского комплекса.

Наиболее полные разрезы нижней, существенно ультрабазитовой части комплекса вскрываются в бортах долины руч. Дзелятышор. Северо-западный контакт с породами райизско-войкарского комплекса в подавляющем большинстве наблюдений тектонизирован. В контактах с деплетированными ультрабазитами находятся породы разных частей разреза кэршорского комплекса. Полосчатость в зоне контакта интенсивно деформирована с образованием складок пластического течения с параллельными контакту осевыми плоскостями. Фрагменты разрезов с сохранившимися контактами пород двух комплексов встречены в бортах руч. Дзелятышор. В них между гарцбургитами и образованиями собственно «полосчатого» комплекса залегает ассоциация пород под названием «краевые дуниты», сложенная магнезиальными дунитами, их пироксенизированными разностями, верлитоподобными породами и вебстеритами.

В контактах с гарцбургитами и в центральной части тел дуниты однородные, включают редкие крупные ксенолитоподобные блоки тектонизированных истощенных гарцбургитов. Крупные тела «краевых дунитов» характеризуются силлообразной формой и пологим залеганием, в кровле осложнены апофизами, формирующими сетчато-полосчатую дунит-гарцбургитовую ассоциацию. «Краевые дуниты» имеют отчетливые секущие контакты с гарцбургитами и дунитами гарцбургитовой ассоциации. Переходы от «краевых дунитов» к породам дунит-гарцбургитовой ассоциации обычно постепенные.

Первая фаза (дунит-верлит-клинопироксенитовая) сложена в нижней части чередованием дунитов, верлитов и клинопироксенитов с соотношением разностей 1 : 2 : 3 соответственно. Вверх по разрезу количество пироксенитов закономерно возрастает, верлиты и дуниты из разреза практически исчезают. Нижняя часть разреза, находящаяся в контакте с «краевыми» дунитами, представляет собой мощную (100—120 м), вероятно, тектоническую зону, в которой закономерно чередующиеся дуниты, верлиты и пироксениты приобретают шлирово-полосчатое, линзовидно-полосчатое, а часто и брекчиевидное строение. Отмечаются частые синдеформационные жильные тела дунитов активные к вмещающим образованиям. При этом вследствие резко градиентного характера дислокационных преобразований в тектонизированной толще сохраняются фрагменты с отмеченным выше хорошо выраженным ритмично расслоенным строением, обусловленным контрастной закономерной перемежаемостью дунитов, верлитов и клинопироксенитов. Ритмы мощностью от 0,8 до 2,5 м сложены однородными среднекристаллическими разностями с характерными полигональнозернистыми структурами, равновесными минеральными парагенезисами: \pm оливин + клинопироксен + титаномagnetит \pm зеленая шпинель \pm халькопирит \pm пирротин \pm минералы платиноидов (Pd, Pt) и золота. В средней и верхней части разреза доминируют клинопироксениты и их оливиновые разности. Дуниты и верлиты в составе ритмов отмечаются фрагментарно и только в средней части. Ритмичная расслоенность неотчетливая, представлена чередованиями оливиновых клинопироксенитов с безоливиновыми разностями. Мощность ритмов меняется от 2 до 4 м. В верхней части разреза среди клинопироксенитов появляются плагиоклазовые разности. Общая мощность дунит-верлит-клинопироксенитовой части разреза, относимой к первой фазе, не превышает 400—450 м.

Клинопироксениты, верлиты и дуниты в нижней части разреза содержат в значимых количествах тонкую равномерную вкрапленность титаномagne-

тита (до 10—15 %) и сульфидов (1—5 %) (халькопирит, пирротин). В дунитах и верлитах отмечаются повышенные концентрации золота (до 5,45 г/т), палладия (до 1,84 г/т) (меренскит, мертиит и майченерит), платины (до 0,73 г/т).

К образованиям *второй фазы* отнесены представляющие среднюю часть разреза кэршорского комплекса расслоенные габброиды и ассоциирующие с ними клинопироксениты и анортозиты, активные по отношению к породам дунит-верлит-клинопироксенитовой части разреза и породам райизско-войкарского комплекса. Выше по разрезу располагается толща полосчатых метагабброидов и габброамфиболитов.

Характерной особенностью строения габброидной части разреза является хорошо выраженная ритмичная расслоенность, в основных чертах аналогичная наблюдаемой в расслоенных интрузивах, локализованных в платформенных или субплатформенных условиях (Скергаардский и Бушвельдский массивы и т. д.). Определяющей чертой внутреннего строения этой части разреза является закономерная смена вверх по разрезу ритмов пироксенит-габброноритового состава существенно габброноритовыми. В низах разреза ритмичная расслоенность часто осложняется цикличностью, обусловленной повторением определенных частей и появлением в основании циклов ритмов дунит-верлит-пироксенитового состава. Мощность ритмов варьирует от 30 до 80 см в нижней и от 5 до 40 см в верхней, существенно габброноритовой части разреза. Мощности отдельных циклов достигают 10—20 м. Вскрытая мощность пироксенит-габброноритовой части разреза в левом борту руч. Дзелятышор составляет не менее 150 м, габброноритовой части — более 1000 м.

Химический состав расслоенных габброноритов близок к среднему составу глиноземистого толеита. Вариации состава связаны с изменениями количественных соотношений породообразующих минералов и отвечают толеитовому тренду дифференциации.

Изотопно-радиологические определения возраста дунитов и верлитов кэршорского комплекса — 410 ± 15 млн лет (Sm/Nd изохрона по монофракциям оливина, клинопироксен-оливина и валовому составу) [168] также практически идентичны возрасту собского комплекса и фиксируют также время перестройки минеральных парагенезисов в связи с внедрением тоналитов.

Е. В. Хаиным и др. [226] по единичным цирконам U/Pb методом из плагиогранитов в составе лагортаюского комплекса параллельных даек получена датировка 490 ± 7 млн лет, отвечающая границе кембрия—ордовика. В результате авторами предполагается, что возраст райизско-войкарского и кэршорского комплексов кембрийский.

Приведенные данные абсолютного датирования показывают, что пока еще опираться на них при установлении возраста офиолитов преждевременно. Их возраст более правильно на данном этапе изучения принимать, исходя из общегеологических предпосылок в общеуральском контексте, что и было отражено ранее в серийной легенде Полярноуральской серии [511]. Поэтому возраст первой фазы кэршорского комплекса принят нами позднеордовикско-раннесилурийским, а второй фазы — раннесилурийским, с учетом того, что время заложения Малоуральской островной дуги приходится на поздний силур, и ему отвечает начало накопления последовательно дифференцированной андезибазальт-дацитово-малоуральской формации.

Качканарский дунит-клинопироксенит-габбровый комплекс (σ , ν , νO_3k) выделяется в пределах Шекуринского габброидного массива Западно-Тагиль-

ской СФЗ и слагает центральную и западную часть массива и представлен на 75 % амфиболизированными габброноритами (от меланократовых до существенно плагиоклазовых — анортозитов), клинопироксенитами (15—20 %), изредка верлитами и апогарцбургитовыми серпентинитами. В составе комплекса нами выделяются две фазы: *первая фаза* — дунит-верлит-клинопироксенитовая (σ_1 , v_1O_3) и *вторая* — габбровая (v_2O_3). Пироксениты, верлиты и габброиды этого комплекса достаточно часто отмечаются в скринах среди долеритов комплекса параллельных даек (верхняя часть разреза). Кроме того, следует отметить факт нахождения крупных тектонических отторженцев пироксенитовой части разреза среди габброидов более молодого тагило-кытымского комплекса, где они слагают линзовидные тела размером в поперечнике от первых десятков до первых сотен метров. Отторженцы сложены породами существенно пироксенитовой части разреза, либо ритмично расслоенными дунитами, верлитами и клинопироксенитами. Кроме как в тектонических блоках среди габброидов, породы этой части разреза в исследованном районе не отмечались.

Соотношения между петрографическими разностями наиболее полно наблюдаются в левом борту р. Мал. Поля, в 8 км от ее слияния с р. Бол. Поля. Здесь, на протяжении около 1,5 км, в береговом обрыве фрагментарно обнажается ритмичнорасслоенная толща с чередованием ритмов: верлит + клинопироксенит + меланогабброид + лейкогабброид + анортозит. Ориентировка ритмов нормальная, с падением полосчатости в северо-восточном направлении (35—45°) под углом 25—40°. По редким наблюдениям, их мощность варьирует от 2—2,5 до 7—8 м. Породы обладают крупно-среднекристаллическими гипидиоморфными, габбровыми структурами и полосчатыми, иногда гнейсоватыми текстурами. В наименее измененных разностях габброиды по своему облику отвечают оливиновым габбро, оливиновым габброноритам и габброноритам. Последние, как правило, менее кристаллически (среднекристаллические), более лейкократовые, с переходом к анортозитам.

Залегающие среди габброидов крупные линзовидные тела апогарцбургитовых и аподунитовых серпентинитов являются тектоническими отторженцами, представляя фрагменты нижней ультрабазитовой части офиолитов, выделяемых в салатимский дунит-гарцбургитовый комплекс.

Отметим также, что хотя всеми предшествующими исследователями образования Щекуринского массива относились к качканарскому комплексу платиноносной ассоциации, по данным петрографических, петрохимических и геохимических исследований, они значительно ближе к кэршорскому дунит-верлит-клинопироксенитовому комплексу, который представляет собой габброидную часть офиолитовой ассоциации.

По петрохимическим характеристикам они относятся к нормальному ряду щелочности, имеют толеитовый тренд дифференциации. Габброиды высокоглиноземистые, характеризуются низкими содержаниями титана, калия и фосфора.

Характер распределения редких земель определяется положительным наклоном трендов вследствие дефицита легких лантаноидов ($Lan/Ybn = 0,3—0,8$) и также подтверждает вывод о принадлежности габброидов к офиолитовой ассоциации. Отмечаемая положительная корреляция концентраций РЗЭ с ростом железистости и титана свидетельствует о формировании пород в процессе кристаллизационной дифференциации. Наличие положительной Eu-

аномалии указывает на фракционирование расплава, что дает основание относить полосчатые габбро к кумулатам. Габброиды, пироксениты и верлиты этого комплекса, по отношению к вышезалегающим габброидам тагило-кытлымского комплекса, имеют относительно низкие содержания стронция (59—170 г/т) и, отчасти, рубидия (до 3 г/т), повышенные содержания никеля (58—60,8 г/т) и пониженные содержания кобальта (20,8—22,4 г/т).

Возраст комплекса принимается позднеордовикским аналогично другим районам Западно-Тагильской зоны.

Тагило-кытлымский габбро-норитовый комплекс (vS_1tk) слагает восточную часть Шекурьянского массива и северное замыкание Хорасюрского массива. Это относительно однородные по составу габброиды и габбродолериты, часто кварцсодержащие. Структуры их мелко-среднекристаллические гипидиоморфные (при преобладании плагиоклаза над пироксеном), в ряде случаев переходные к офитовым, иногда порфириовидные. Текстуры пород в основном однородные, вблизи контакта с долеритами комплекса параллельных даек — полосчатые, за счет чередования разностей, различающихся по степени кристалличности и очень слабо по составу. В относительно свежих разностях состав пород отвечает габбронориту и представлен следующими минеральными парагенезисами: плагиоклаз (An_{35-50} + клинопироксен + ортопироксен + кварц + титаномagnetит + бурая роговая обманка + биотит + сульфиды (пирит) + апатит. В относительно свежих разностях состав пород отвечает габбронориту.

Наиболее представительные разрезы комплекса вскрываются в береговых обрывах по левому борту р. Бол. Поля (на протяжении 8 км вверх по течению от устья) и в нижнем течении р. Мал. Поля. Контакты с образованиями качканарского комплекса в основном тектонизированы и проработаны диоритоидами петропавловского комплекса.

По петрохимическим особенностям габброиды относятся к нормальному ряду щелочности, характеризуются толеитовым трендом дифференциации. Они умеренноглиноземистые, по сравнению с качканарскими, характеризуются относительно высокими содержаниями кварца, титана, щелочей, фосфора и железа, также характеризуются значительными вариациями и в целом повышенной концентрацией РЗЭ, сглаженным характером линий нормированных содержаний, отсутствием положительной Eu-аномалии. Характер распределения редких земель определяется слабо выраженным отрицательным наклоном трендов вследствие дефицита содержания тяжелых лантаноидов ($Lan/Ybn = 1,7 - 1,9$) в нижней части разреза и более крутым наклоном в верхней части ($Lan/Ybn = 2,9 - 3,2$). Характер распределения РЗЭ в габбро аналогичен распределению этих элементов в долеритах комплекса параллельных даек. Корреляция содержаний РЗЭ с ростом железистости и титанистости пород предполагает их формирование в процессе кристаллизационной дифференциации. Габброиды этого комплекса, по отношению к нижезалегающим качканарским, имеют относительно высокие содержания стронция (241—567 г/т) и, отчасти, рубидия (до 16,2 г/т), пониженные содержания никеля (8,8—15,6 г/т) и несколько повышенные содержания кобальта (30,8—37,8 г/т).

Возраст комплекса принимается позднеордовикским аналогично другим районам Западно-Тагильской зоны.

Дзеляюский (хордьюсский) ультрамафит-метагабброноритовый комплекс ($v^1PZ_1?d$) слагает два тектонических блока — Хордьюсский и Дзеляюский,

располагающихся к западу от описанной выше ассоциации райизско-войкарского и кершорского комплексов Войкаро-Сынинского массива, но восточнее линии ГУН.

Дзеляюский блок (пластина) представляет собой крупную структуру волочения, надвинутую на раннепалеозойские отложения западного склона Урала. Длинная ось структуры ориентирована на северо-восток и погружается в том же направлении. Ядро сложено гигантозернистыми роговообманковыми пегматоидами и обрамлено гранатовыми амфиболитами. Вблизи сводовой части восточного крыла согласно с вмещающими меланократовыми гранатовыми амфиболитами залегает Дзелявожский гипербазитовый массив размером 12×2 км. Массив сложен пироксенитами, перидотитами и дунитами. Степень серпентинизации их не превышает 20—50 %. Восточное крыло структуры имеет постоянное падение 50—60° на юго-восток и срезано зоной серпентинитового меланжа [190].

Западное крыло структуры в пределах листа сложено интрузивными равнозернистыми мезо-лейкократовыми гнейсовидными норитами и габброноритами с вариациями состава до кварцевых диоритов, чередующихся с апогаббровыми амфиболитами. С запада поле амфиболитов и габброноритов обрамлено хлоритовыми кристаллическими сланцами с отдельными пластами слюдяных сланцев на контакте с амфиболитами. Далее картируется полоса глаукофановых сланцев. Заканчивает разрез (на западе) монотонная толща зеленых эпидот-хлорит-кварц-альбитовых сланцев, контактирующая с зелеными сланцами нижнего ордовика. Глаукофановые и зеленые сланцы включаются нами в состав кемпирсайско-войкарского комплекса тектонитов зоны ГУН.

Таким образом, в составе Дзеляюского блока могут быть выделены продукты двух крупных эндогенных процессов — магматического и метаморфического. Магматические горные породы являются протолитом для более поздних метаморфитов амфиболитовой, глаукофансланцевой и зеленосланцевой фаций.

Гипербазиты Дзелявожского массива представлены разностями, переходными от дунитов до практически безоливиновых вебстеритов и полосчатых оливиновых клинопироксенитов. Перидотиты центральной части массива представлены дунитами с жильными мигматитоподобными телами пироксенитов. Со стороны перидотитов возрастает количество пироксенитовых обособлений в дунитовой матрице, что приводит к появлению оливиновых вебстеритов, вебстеритов и клинопироксенитов с переменным количеством гиперстена. Пироксениты у контакта Дзелявожского массива амфиболизированы и гранатизированы. Переходы между горными породами постепенные и выражены в вариациях содержаний оливина, ортопироксена, клинопироксена и рудного минерала. Оценки температур и давлений при образовании пироксенитовых перидотитов дают значения около 20—23 кбар при 900 °С.

Габбронориты — массивные или слабогнейсовидные светло-серые породы аллотриоморфнозернистой или гипидиоморфнозернистой структуры, сложены плагиоклазом (An_{55-70}), гиперстеном и клинопироксеном. В значительных количествах присутствуют магнетит, апатит и циркон. Содержания плагиоклаза в породах колеблются от 45 % в меланократовых до 70—75 % в лейкократовых разностях. В лейкократовых габброноритах резко снижается содержание клинопироксена, вплоть до образования лейкократовых норитов.

В центральной части Дзеляю закартировано согласное тело лейкократовых габброноритов с магматическими структурами. Массивные текстуры габброноритов центральной части тела постепенно сменяются гнейсовидными, и в них появляется роговая обманка. Периферия тела сложена амфиболитами, визуально не отличимыми от прочих амфиболитов района.

В ходе метаморфизма амфиболитовой фации первично ультраосновные и основные магматические горные породы комплекса преобразовывались соответственно в гранатовые горнблендиты и гранат-плагиоклазовые амфиболиты.

Гипербазиты характеризуются низкими содержаниями РЗЭ, типичными для океанической коры и юных островных дуг, что не дает возможности типизировать их на этом основании. Однако все образцы имеют отрицательную европиевую аномалию, что указывает на их реститовое происхождение после отделения базальтового расплава от мантийного вещества. Плагиоклазсодержащие перидотиты с пониженным общим уровнем РЗЭ и положительной аномалией Eu являются результатом метасоматического преобразования — привноса кальция и алюминия. Содержания РЗЭ в габброноритах и гранатовых амфиболитах близки друг к другу и MORB. Важнейшим диагностическим геохимическим признаком пород метаперидотит-метагаббрового комплекса Дзеляю являются высокие (800—1500 г/т) концентрации в них стронция. Этот параметр отличает их от прочих пород района даже в случае их полного метаморфизма и первую очередь от габброамфиболитов кершорского комплекса.

Нами предполагается, что дзеляюский комплекс является фрагментом энсиматической островной дуги ранне-среднеордовикского(?) возраста с реликтами докембрийской коры океанического типа (возможно — задугового бассейна) в основании и метаморфизованный в субдукционной зоне в области проявления метаморфизма низких температур—высоких давлений в связи с сутурной зоной ГУН в карбоне. Явления фельдшпатизации и гранатизации гипербазитов, формирование апогаббровых гранатовых амфиболитов могут быть объяснены высокотемпературным метаморфизмом и метасоматозом в основании островной дуги.

Уран-свинцовым методом по единичным зернам циркона из окварцованных габброноритов определен конкордантный возраст протолита 578 ± 11 млн лет и возраст метаморфизма 501 ± 11 млн лет (Remizov, Pease, 2004).

Силурийские интрузии

Лагортаюский комплекс габбродолеритов, долеритов параллельных даек ($\beta S_1 I$) выявлен А. П. Казаком в 1975 г., позднее он был детально изучен и описан Р. Г. Язевой и В. В. Бочкаревым [258]. Комплекс параллельных даек располагается между метагаббро-амфиболитами и тоналит-плагиогранитами собского комплекса и прослеживается по простиранию более чем на 150 км (от широты р. Войкар на юге до р. Енгаю на севере) при ширине зоны от 1,5 до 3,0 км. Мощность отдельных даек от 0,2 до 2,0 м.

В состав комплекса входят плагиоклаз-пироксеновые и мегафировые плагиоклазовые метадолериты, единичные дайки метариолитов и плагиогранитов.

Состав, структура, характер соотношений даек с вмещающими породами и степень метаморфизма пород не остаются постоянными на всем протяже-

нии дайкового пояса. Так, на юге (р. Мал. Лагорта) породы сохранились довольно хорошо, и видно частое чередование даек метадолеритов и метариолитов, которые в восточной части пояса плотно прилегают друг к другу. Севернее (р. Лагортаю) породы подверглись метаморфизму пренит-пумпеллиитовой фации. Однако первичная структура сохраняется — пилотакситовая у контактов и порфировая в центральных частях даек. Порфировые выделения плагиоклаза в породах частично замещены цоизитом, а роговая обманка — актинолитом. Еще севернее (реки Мал. Хараматолоу, Енгаю) дайки частично разлинзованы и пластически изогнуты. Химизм даек свидетельствует о дифференцированности их состава. Общими петрохимическими особенностями комплекса параллельных даек являются низкое содержание калия и алюминия, а также умеренное содержание титана и железа [258].

Относительно возраста малолагортинского комплекса параллельных даек полной ясности нет. Р. Т. Язева и В. В. Бочкарев [258] его сопоставляют с верхнесилурийскими палеобазальтами войкарского спилитового комплекса. Е. В. Хаиным и др. [226] было проведено изотопное датирование плагиогранитов, слагающих цемент эруптивных брекчий в комплексе параллельных даек р. Лагортаю по единичным зернам цирконов и получен возраст 490 млн лет. Однако полной уверенности в нем нет ввиду единичности определения.

Большепольинский долеритов параллельных даек комплекс впервые выявлен В. Г. Котельниковым при полевых работах на участке Верхнеляпинский при составлении ГК-1000/3. На карте комплекс не показан, так как по простиранию не прослеживался. Наиболее представительны дайки вскрыты в выемках автодороги пос. Саранпауль—рудник Неройка. Полоса их выходов здесь прослеживается фрагментами на расстоянии не менее 2,4 км. Дайки сложены афировыми и редкопорфиroidными (P1) долеритами и габбродолеритами. Мощность отдельных полудаек составляет от 30—40 см до 4,5 м. Контакты характеризуются выдержанной ориентировкой (260—290° под углом 70—90°) и наличием отчетливых зон закалки как западных, так и восточных при некотором преобладании первых. В скринах восточной части выходов доминируют габбродолериты и габбро тагило-кытлымского комплекса. По мере продвижения к западу они сменяются полосчатыми, гнейсоватыми крупно-среднекристаллическими оливиновыми габбро и габброноритами, реже пироксенитами. В том же направлении отчетливо возрастает количество скринов и их размеры. По сравнению с полудайками тела долеритов, обнаруживающие двустороннюю закалку, играют резко подчиненную роль и, как правило, занимают секущее положение по отношению к общей структуре комплекса. Переход к габброидам тагило-кытлымского комплекса постепенный благодаря увеличению числа мощных даек и степени их кристалличности.

В наименее измененных разностях долериты характеризуются офитовыми и габброофитовыми структурами, иногда порфиroidными в закаленных частях, однородными текстурами. Породы большей частью зеленокаменно изменены, из темноцветов сохраняются только клинопироксены, плагиоклаз полностью альбитизирован. Обращает на себя внимание зрительное содержание в долеритах пирита (до 3%), как и в верхней части тагило-кытлымского комплекса. По своим петрохимическим и геохимическим характеристикам породы комплекса параллельных даек аналогичны тагило-кытлымскому

комплексу. Раннесилурийский возраст принимается предположительно, в связи с тем, что они прорваны лландоверийскими диоритами петропавловского комплекса.

Петропавловский габбро-диорит-плагиогранитовый комплекс развит в полях габброидов Шекурыйнского массива в виде достаточно крупных массивов кварцевых диоритов, тоналитов и плагиогранитов, с которыми связаны зоны диоритизации и брекчирования. Длина отдельных массивов от 3 до 27 км при ширине от первых сотен метров до 5 км. По соотношениям петрографических разностей в составе комплекса на листе выделяются две фазы комплекса: *вторая* ($q\delta_2S_{1p}$) — тоналит-диоритовая и *третья* ($p\gamma_3S_{1p}$) — плагиогранитовая.

Самые ранние проявления гранитообразования, отмечающие начало этапа островодужной континентализации, представлены в районе инъекционно-метасоматическим мигматитоподобным комплексом пород, приуроченным к относительно мощным зонам высотемпературного бластокатаклаза в габброидах и долеритах. Скорее всего кислые образования маркируют глубинные тектонические зоны, по которым происходит перемещение крупных пластин океанической коры. Наибольшую мощность от 0,5 до 2,5 км имеют зоны субмеридиональной ориентировки, получившие развитие между качканарскими и тагило-кытлымскими габброидами. Зоны бластокатаклаза, локализованные внутри комплексов (пластин), имеют значительно меньшие мощности от первых метров до первых сотен метров, ориентированы и в северо-восточном и в северо-западном направлениях.

Процессы инъекционно-метасоматической плагиогранитизации обуславливают появление в рассматриваемых зонах разностей, по составу варьирующих от существенно роговообманковых пород до плагиогранитогнеисов. Ультрабазиты и пироксениты вследствие большей устойчивости к процессам катаклаза, попадая в зону плагиогранитной проработки, зачастую сохраняются в виде отдельных блоков, локализованных среди тылаитоподобных габброидов такситового и атакситового строения. Состав пород в зонах плагиогранитизации меняется от габбродиоритов до плагиогранитов, средний состав гибридных пород чаще отвечает диоритам, поэтому обычно процесс плагиогранитизации габброидов именуется диоритизацией.

С мигматитоподобными породами пространственно ассоциируют жильные тела кварцевых диоритов, тоналитов и плагиогранитов, имеющие размеры от десятков сантиметров до первых сотен метров. Плагиограниты, тоналиты и кварцевые диориты характеризуются едиными парагенезисами и различаются только количественными соотношениями минералов: + плагиоклаз (An_{55-10}) ± клинопироксен ± роговая обманка + кварц ± биотит ± светлая слюда + магнетит + апатит + сфен. Структуры пород гипидиоморфнозернистые за счет идиоморфизма зерен плагиоклаза, для которого характерна нормальная прерывистая, а в отдельных крупных кристаллах и ритмичная зональность.

По содержанию щелочей гранитоиды этой группы относятся к нормальному петрохимическому ряду, семейству низкощелочных гранитов (SiO_2 69,2—76,2 %; $Na_2O + K_2O$ 4,84—6,53 %), представляя плагиограниты, реже низкощелочные граниты. По соотношению SiO_2-K_2O рассматриваемые образования попадают в поле океанических плагиогранитов.

Характер распределения редких земель определяется отрицательным наклоном трендов вследствие дефицита тяжелых лантаноидов. По различию в

фракционировании легких и тяжелых лантаноидов, плагиограниты разделяются на две группы, первая — $La_n/Yb_n = 2,5-5,7$, вторая соответственно 16,5—19,2). Отмечается слабая положительная корреляция концентраций РЗЭ с ростом железистости и титана, что свидетельствует об участии в формировании пород процессов кристаллизационной дифференциации. Для всех плагиогранитов характерны хорошо выраженные положительные Eu аномалии, свидетельствующие, с одной стороны, о фракционировании расплава, а с другой указывающие на их образование путем дифференциации кислого расплава, образованного в процессе частичного плавления габброидов. Наметившиеся по характеру фракционирования две группы плагиогранитов находят различие и в содержаниях Rb и Sr. Первая группа с относительно низкими содержаниями легких элементов характеризуется высокими содержаниями Sr (1220—1480 г/т) и низкими содержаниями Rb (до 1,68 г/т). Вторая группа — с относительно высокими содержаниями тяжелых лантаноидов, имеет низкие содержания Sr (114—412 г/т) и несколько повышенные Rb (2,53—7,36 г/т).

Содержания РЗЭ в плагиогранитах коррелируются с содержаниями РЗЭ во вмещающих габброидах, что может свидетельствовать об их генетическом родстве (формировании плагиогранитов в глубинных тектонических зонах, в результате частичного плавления габброидов).

Возраст кварцевых диоритов охарактеризован по трем пробам единичных цирконов U-Pb методом (SHRIMP-II, ЦИИ ВСЕГЕИ), которые отображены из трех относительно крупных тел, имеющих однородное строение, интрузивные контакты с вмещающими габброидами, и составляет $430,3 \pm 4,5$ — $441,3 \pm 5,4$ млн лет и отвечает раннему силуру (лландовери), что позволяет сопоставить их с петропавловским габбро-диорит-плагиогранитовым комплексом более южных районов Тагильской зоны. Ранее данные тела ошибочно относились к северо-рудничному комплексу позднего силура.

Девонские интрузии

Собский тоналитовый комплекс ($\gamma\delta$, pyD_{1-2s}) сложен рядом крупных интрузивных массивов, образующих пояс протяженностью около 240 км при ширине до 12 км, вытянутый вдоль восточного склона Урала. Широко распространенные в Войкарском сегменте Полярноуральской островодужной системы плагиогранитоиды изучались В. В. Бочкаревым, Ю. Е. Молдаванцевым, В. Ф. Морковкиной, С. Ф. Соболевым, В. Д. Старковым, Р. Г. Язевой, Д. Н. Ремизовым и другими исследователями.

Детальные исследования, проведенные Р. Г. Язевой и В. В. Бочкаревым [254], позволили им разграничить автохтонный плагиомигматитовый комплекс и интрузивный гранодиорит-тоналитовый комплекс в составе Лагортинско-Кокпельского батолита. Кроме того, они выделили кэршорский плагиогранитный комплекс в качестве океанических плагиогранитов. Нами Лагортинско-Кокпельский батолит рассматривается в качестве промежуточной магматической камеры островодужной андезитоидной вулканоплутонической ассоциации Малоуральского района. В составе батолита максимально распространены тоналиты с обильными, в разной степени дезинтегрированными ксенолитами амфиболитов, гранодиориты, плагиограниты. В бассейне р. Макарузь тоналиты непосредственно контактируют с зоной плагиомигматизации апоофиолитовых амфиболитов.

Тоналиты — крупнозернистые светло-серые горные породы с гнейсовидной текстурой, проявленной в субпараллельной ориентировке крупных кристаллов роговой обманки. Породы тоналитового ряда сложены роговой обманкой и зональным плагиоклазом (An_{45-27}) с переменным количеством кварца, что обуславливает колебания их состава от габбро-диоритов до лейкократовых кварцевых диоритов. С возрастанием содержания кварца в тоналитах появляются ортоклаз-микрпертит и биотит, а порода в целом приобретает состав гранодиорита. Этот процесс реализуется в восточном направлении и фиксирует верхнюю часть батолита. В западной части разреза гнейсовидные тоналиты постепенно насыщаются меланократовыми ксенолитами, в них появляются протяженные линзовидные амфиболитовые полосы, структурно совпадающие с гнейсовидностью тоналитов. Одновременно в тоналитах возрастает содержание кварца, появляется биотит, и тоналиты переходят в инъекционные мигматитовые плагиогранитоиды варьирующей основности. В геологических наблюдениях этот переход фиксируется достаточно условно из-за большого количества зон бластокатаклазитов, но хорошо прослеживается в шлифах, по химическому и микрокомпонентному составам горных пород.

Распределение РЗЭ в тоналитах сравнительно однородно и свидетельствует о почти полной идентичности геохимических характеристик этих групп горных пород. А в целом все имеющиеся данные свидетельствуют о формировании комплекса в обстановке островной дуги.

Образцы гранитов отчетливо группируются по соотношению легких и тяжелых РЗЭ и характеру аномалии Eu. Для гранитов первого типа характерно более высокое отношение $La/Yb = 15,7$ и положительная аномалия Eu. Их геологические позиции — лейкосома мигматитов и жильные тела в амфиболитах.

Граниты второго типа обладают ярко выраженной отрицательной аномалией Eu и менее дифференцированным распределением РЗЭ ($La/Yb = 3,4$). Они слагают мелкие секущие жилы в интрузивных тоналитах и вулканитах верхней (субинтрузивно-вулканической) части островной дуги и интерпретируются в качестве дифференциатов более основного расплава.

Возраст тоналитов Rb/Sr методом по валовой пробе — 400 ± 10 млн лет [168], подтвержден и U/Pb методом по единичным цирконам (SHRIMP-II, ЦИИ ВСЕГЕИ) — 398 млн лет.

Конгорский монцогранодиоритовый комплекс ($qm\delta D_{2-3}kn$) представлен поясом крупных интрузивных тел, протягивающихся вдоль восточного склона Урала на 240 км в тех же пределах, что и собский комплекс, и располагающихся непосредственно восточнее его. Сложен кварцевыми монцодиоритами, габбродиоритами, гранодиоритами. Наиболее крупные массивы конгорского комплекса в длину достигают 50 км при ширине до 9 км. Изучен на данный этап недостаточно, и многие вопросы, в том числе и принципы выделения, остаются дискуссионными. О. А. Кондияном (2001) в его составе выделяются две фазы: первая представлена диоритами и габбродиоритами, вторая — гранодиоритами (однако на карте они не расчленены). Д. Н. Ремизовым [190] к конгорскому комплексу отнесены только массивы монцогаббро и габбродиоритов, кислая составляющая включена в состав собского комплекса. М. А. Масловым [422], Г. Я. Сабуровым [480] он совместно с собским объединялся в единый собско-конгорский комплекс.

Кварцевые монцодиориты являются наиболее широко распространенной петрографической разновидностью в составе комплекса. Это крупно-среднезернистые зеленовато-серые с розовым оттенком породы порфировидного облика. Крупные (0,5—1,0 см) идиоморфные кристаллы плагиоклаза — андезина погружены в более мелкозернистую массу кварца и ортоклаза-микропертита, частично образующих гранофиновые сростания. Актинолитовая роговая обманка образует субидиоморфные кристаллы, в центральных частях которых иногда сохраняются реликты клинопироксена. Ранний амфибол замещается вторичным почти бесцветным актинолитом и хлоритом. В разностях с большими содержаниями кварца практически отсутствуют реликты пироксена и появляется хлоритизированный биотит. Кварцевые монцодиориты с обильными мелкозернистыми мафическими ксенолитами контактируют с основными метавулканитами S_2-D_1 , образуя «переходную» зону пропитки вулканитов гранитоидным материалом. Часто наблюдается скарнирование вмещающих горных пород. С другой стороны, при возрастании содержания кварца и биотита кварцевые монцодиориты постепенно переходят в гранодиориты, а при снижении щелочности — в кварцевые диориты (тоналиты). Таким образом, наблюдается отчетливая тенденция к обособлению субщелочных разновидностей горных пород в апикальных частях гипабиссальных массивов в вулканической полосе Малоуральского района.

Возраст конгорского комплекса принимается средне-позднедевонским достаточно условно — на основании того, что его породы имеют активные контакты с средне-верхнедевонскими отложениями и прорваны гранитоидами янаслорского комплекса с возрастом 383 ± 8 Ма.

Позднедевонские—раннекаменноугольные интрузии

Янаслорский гранитовый комплекс ($\gamma D_3-C_j a$) встречается в виде тел различной мощности (200 × 300; 300 × 500 м) вдоль восточного склона Урала от Конгорского гранодиоритового массива на севере до широты р. Хальмерью на юге, среди пород собского и конгорского комплексов.

Янаслорский комплекс аляскитовых гранитов был выделен Ю. Е. Молдавцевым (1972), изучался В. Ф. Морковкиной (1962), Соболевым (1965), Р. Г. Язевой и В. В. Бочкаревым [254], Д. Н. Ремизовым [190] и др. Наиболее крупный массив гранитоидов расположен в окрестностях оз. Янаслор в среднем течении р. Бол. Лагорта.

Гранитоиды Янаслора представляют собой ассоциацию горных пород от гранодиоритов до аляскитов, связанных постепенными переходами. Граниты — светлые розовато-серые породы массивной текстуры. Структура породы гипидиоморфнозернистая, в аляскитах — участками микрографическая. Ортоклаз-микропертит и зональный плагиоклаз (An_{30-20}) в гранитах присутствуют примерно в равных количествах или плагиоклаз незначительно преобладает над ортоклазом. В аляскитах калиевый полевой шпат (решетчатый микроклин или ортоклаз) преобладает над кислым плагиоклазом. Участки пегматоидного строения с микрографической структурой образуют гнезда и бескорневые жилы в гранитах и, особенно, в аляскитах. Цветные минералы — роговая обманка и биотит составляют от 15 до 3 % объема горных пород, снижаясь в микрографических разностях практически до нуля. В гранитоидах Янаслора установлен комплекс разнообразных акцессорных мине-

ралов: магнетит, ксенотим, анатаз, ортит, монацит, берилл. В аляскитах в значительных количествах присутствует гранат. На участках грейзенизации наблюдается рассеянная вкрапленность молибденита, халькопирита, турмалина.

По графикам РЗЭ гранодиориты и граниты образуют особую группу, в которой они генетически связаны. Положительная аномалия Eu, фиксирующая фракционирование плагиоклаза в гранодиоритах, соответствует отрицательной в гранитах, да и в целом графики РЗЭ гранодиоритов и гранитов Янаслора образуют как бы зеркальную пару, что считается одним из основных признаков комагматичности пород в серии кристаллизационных дифференциатов.

По данным породной термобарометрии (Беляев, Рудник, 1978), граниты формировались при $P_{\text{общ}} = 5$ кбар и $T = 945$ °С, а аляскиты — при $P_{\text{общ}} = 3,9$ кбар и $T = 890$ °С. Давление воды для этих пород составило соответственно менее 0,5 и менее 1,0 кбар. Гранитоиды янаслорского комплекса формировались в сухих условиях, что может свидетельствовать об их базальтоидном происхождении.

Возраст гранитов Янаслорского массива установлен на основании изохронного Rb-Sr датирования В.Л. Андреичевым — 383 млн лет. По единичным цирконам, предоставленным О.В. Удориной (ИГ КНЦ), U-Pb методом (SHRIMP-II, ЦИИ ВСЕГЕИ) для янаслорского комплекса получен очень близкий возраст 383 ± 8 Ма. Таким образом, возраст комплекса уверенно датируется поздним девоном и предположительно захватывает ранний карбон.

Мусюрский габбродолеритовый комплекс ($\beta D_3 - C_1 m$) образует многочисленные пластовые тела и дайки, которые благодаря хорошей устойчивости к выветриванию прослеживаются в виде гряд среди вмещающих пород конгорского комплекса, вулканогенно-осадочных отложений девона и других образований. Они широко распространены в пределах Малоуральской зоны от широты р. Ханмей на севере до верховьев р. Хулга на юге, т. е. на протяжении почти 200 км.

Мощность даек составляет 2—5, иногда 15—20 м, а пластовых залежей 50—100 м; протяженность значительная — до 2,5—3,0 км и более. Характер контактов метадолеритов с вмещающими породами активный. Мощность зоны контактового воздействия у крупных тел не превышает 2—3 м. Вмещающие породы в зоне контакта уплотняются, становятся массивными и обогашаются эпидотом, хлоритом, пиритом, халькопиритом.

Метадолериты представляют собой мелкозернистые (в дайках), среднезернистые или крупнозернистые (в пластовых телах) массивные зеленовато-серые и темно-зеленые породы. Структура офитовая, габбро-офитовая, нередко бластомилонитовая. Для мелких даек обычна диабазовая структура, переходящая в бластодиабазовую. Состав метадолеритов (%): альбитизированный, иногда сосюритизированный плагиоклаз — 40—70, уралитизированный моноклинный пироксен — 10—40, уралит — 8—12, ильменит — до 10, апатит, рутил, пирит, халькопирит, сфен, лейкоксен. По химическому составу метадолериты близки к средним типам пород группы долерита. Для них характерно высокое содержание железа (до 10 %), резкое преобладание натрия над калием, а также пониженное содержание кальция. Возраст комплекса условно принят позднедевонско-раннекаменноугольным.

Интрузивные комплексы фундамента Западносибирской плиты

По материалам глубокого бурения, геологической съемки и геофизических работ в пределах рассматриваемого района в составе фундамента выделено около 70 массивов домезозойских плутонических образований. С учетом имеющихся данных они условно отнесены к шести возрастным генерациям с присущим для каждой из них комплексом интрузивных пород определенного петрохимического ряда. Показаны на карте доюрских образований.

Ордовикский гипербазитовый комплекс (ΣO_2) участвует в строении 11, в основном линейных по форме, плутонов (до 15—20 км) и представлен серпентизированными дунитами и серпентинитами массивной текстуры. В их петрографическом составе доминируют серпентин (75—100%), моноклинный и ромбический пироксены (до 10%). В верховьях рек Налимаю и Парус-Шор в дунитах отмечены редкие шпировидные выделения хлорита размером до 10×40 см.

Ордовикско-силурийский габброидный комплекс (vO_3-S_1) слагает около 30 различных по размерам массивов, большинство из которых вытянуты на северо-восток на расстояние до 70—100 км при ширине от 1,5—3 до 10—12 км. Интрузии отчетливо фиксируются по положительным аномалиям магнитного поля. Характер их залегания — пластовые тела. Представлены они габбро, оливковыми габброноритами, пироксенитами и габбродиоритами, вскрытыми скв. 3-ПР (841—860 м) и 29-Р (1303—1313 м) и отмеченные при геологической съемке листов Q-41-XII, XVI, XXI и XXVI. Текстуры их — от массивных до гнейсовидных. В гравитационном поле интрузиям соответствуют положительные зоны до 80—100 мгл. Позднеордовикско-раннесилурийский возраст пород принимается по аналогии с Хорасюрским массивом Платиноносного пояса Приполярного Урала и кершорским габброидным комплексом горной части Полярного Урала.

Нижнедевонский плагиогранитовый комплекс ($p\gamma D_1$) распространен лишь в пределах восточного склона Полярного и Приполярного Урала, где представлен несколькими изолированными линейными плутонами протяженностью 25—75 км. По данным А.П. Прямоносова, ведущее место в этой группе пород, участвующих в строении собского комплекса, принадлежит собственно плагиогранитам равнозернистой и порфиroidной структуры. Их состав: кислый плагиоклаз, кварц, роговая обманка, биотит, реже — мусковит. Содержание темноцветных минералов колеблется от 1—2 до 10—15 %. Датировка (калий-аргоновым методом по биотиту) в 404 ± 3 млн лет указывает на раннедевонский возраст пород.

Нижне-среднедевонский диорит-гранодиоритовый комплекс ($\gamma\delta D_{1-2}$) в пределах тюменской равнинной части листа Q-41 выделен по данным аэромагнитной и гравиметрической съемки, геологического картирования и нефтепоискового бурения (скважинами 7-ПР). Представлен семью массивами, расположенными среди палеозойских и позднепротерозойских образований. Судя по имеющемуся фактическому материалу, в составе комплекса присутствуют диориты, кварцевые диориты и гранодиориты. Ранне-среднедевонский возраст пород определяется в основном их соотношениями с вмещающими породами.

Нижне-среднедевонский кварцево-диорит-тоналитовый комплекс ($q\delta D_{1-2}$) отличается от предыдущего комплекса того же возраста лишь преобладанием среди пород кварцевых диоритов и присутствием тоналитов, что и позволило выделить в районе два самостоятельных интрузивных комплекса. Скважинами 2-ПР и 3-ПР профиля Азовы-Мужи и скв. 20-ПР были вскрыты кварцевые диориты, гранодикориты и тоналиты.

Верхнепалеозойский гранитовый комплекс (γPZ_3) объединяет 18 интрузий, подавляющее большинство которых подтверждено бурением. В основном комплекс представлен биотитовыми и двуслюдяными гранитами. Более распространены биотитовые граниты массивной или гнейсовидной текстуры, практически с постоянным минеральным составом (%): калиевые полевые шпаты (30—45), плагиоклазы (до 20—35), кварц (30—40), биотит (3—6) и мусковит (до 3). Эта разновидность гранитов вскрыта в многочисленных скважинах Макаркинской, Мояхт-Асской, Ингисоимской и других площадей Березовского газоносного района. Двуслюдяные граниты встречены лишь в скв. 4-ПР профиля Азовы-Мужи, где они сложены (%) плагиоклазом (30—40), микроклином (25—40), кварцем (30—40) и другими минералами, а слюды представлены биотитом и мусковитом. Наряду с этим, в нескольких скважинах Деминской и Ингисомской (15-Р) площадей вскрыты гранодиориты, сопровождающиеся жильной серией — пегматитами и аплитами [277]. Имеющиеся по Березовскому району определения К-Аг методом абсолютного возраста гранитов дают значения в 250—260 млн лет [106].

Мезозойские интрузии

Сертыньинский лампроит-кимберлитовый(?) комплекс ($tMZ(?)sr$) распространен локально в зоне ГУН в пределах Сертыньинского гипербазитового массива салатимского комплекса. Предположительно представлен мелкими телами алмазоносных лампроитов и кимберлитов(?).

Лампроиты представлены маломощными дайками (около 1 м) родингитизированных калиевых щелочно-ультраосновных лампрофиров, которые содержат реликтовые клинопироксен, флогопит(?), мелилит(?). Характерны обильный тонкозернистый гранат (пок. прел. $> 1,7$), сфен, лейкоксен, апатит. Химический состав пород, по Ю. А. Подкуйко (в мас. %): SiO_2 — 39,09; TiO_2 — 2,11; Al_2O_3 — 14,57, Fe_2O_3 — 2,10; FeO — 13,70; MnO — 0,20; MgO — 6,77; CaO — 12,34; Na_2O — 0,27; K_2O — 4,78; P_2O_5 — 0,14. Высокие содержания CaO и Al_2O_3 обусловлены родингитизацией.

Вероятное развитие кимберлитов предполагается по наличию округлых (трубчатых?) чашеобразных депрессий, глубиной до 4 м и диаметром в несколько десятков метров (до 50 м), заполненных глинистой корой выветривания с многочисленными мелкими (до 1 см) остроугольными обломками и глыбами (1 м и более в поперечнике) серпентинитов, базальтов, их туфобрекчий и других, точно не диагностированных пород, которые могут рассматриваться в качестве взрывных брекчий. Глины вместе с обломками пересекаются прожилками везувиана. Базальтоиды из обломков, по данным В.Р. Шмелева, содержат клинопироксен ($f = 19$ —30 %, TiO_2 до 1 %, Al_2O_3 до 3,5 %) в основной массе и во вкрапленниках, светло-зеленый железистый ($f = 58$ —64 %) биотит, амфибол, лейкоксен, гроссуляр, везувиан. Породы родингитизированы. Для них характерны высокие содержания окси-

дов железа (17—23 %) и титана (1,5—2,8 %), щелочей. Можно выделить калиевые ($K_2O > 6 \%$, $Na_2O < 1 \%$) и калиево-натриевые ($K_2O - 4-5 \%$, $Na_2O - 2-3 \%$) разновидности ферробазальтов.

Высокая железистость и калиевая щелочность позволяют отнести лампрофиры даек и базальтоиды обломков к единой не офиолитовой серии.

Естественная природа обнаруженных в диатремоподобных трубках обломков алмазов была подтверждена в ЦНИГРИ В. И. Вагановым, И. П. Илупиным, О. Н. Захарченко.

МЕТАМОРФИЗМ И МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Территория листа является классической областью проявления разных типов метаморфизма — от низких ступеней зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой, амфиболитовой до гранулитовой и эклогитовой фаций. Здесь же отмечается широкое распространение глаукофанового метаморфизма, который образует протяженные пояса (рис. 3).

Метаморфические образования нижнепротерозойских комплексов представлены харбейской серией и неркаюской свитой в одноименных блоках, а также няртинской свитой в ядре Хобеизской антиклинали.

Судя по реликтам минералов и их палеогенезисам, устанавливается, что эти образования первоначально испытали высокотемпературный региональный метаморфизм, который по Р-Т условиям ($T > 750$ °С, $P > 6$ кбар) отвечал амфиболитовой фации.

Харбейская серия в пределах площади листа представлена только ханмейхойской и лаптаюганской свитами, сложенными плагиоклазовыми, гранатовыми и эпидот-гранатовыми амфиболитами и чередующимися с ними амфибол-биотитовыми и биотитовыми гнейсами и мигматитами. В одних разрезах преобладают амфиболиты, в других — гнейсы. Породы обеих свит испытали двухэтапный метаморфизм. Метаморфизм первого этапа отличался однородностью и отвечал уровню амфиболитовой фации, сопровождавшейся широким фронтом метасоматической гранитизации (анатектические граниты) и мигматизации. Второй этап проявился в виде диафтореза в эпидот-амфиболитовой фации, выразившегося в образовании очковых альбит-амфиболовых и олигоклаз-альбитовых амфиболитов. При этом можно часто наблюдать полные и частичные псевдоморфозы альбита по гранату, реликты которого иногда обнаруживаются в порфиорообластях альбита.

Неркаюская свита представлена в основном плагиогнейсами, кварцитами, кристаллическими сланцами, барраузитовыми амфиболитами, эклогитами и глаукофановыми сланцами, подвергшимися интенсивному зеленосланцевому диафторезу. Среди амфиболитов и эклогитов по условиям залегания различаются две генерации. Породы первой их них обычно переслаиваются с вмещающими палеогнейсами и кварцитами, залегая в виде силлообразных тел мощностью до 300 м и протяженностью до 2 км, тогда как породы второй встречаются в виде дайкообразных тел, залегающих согласно со сланцеватостью вмещающих образований, которая в свою очередь обычно не совпадает с их слоистостью [186]. В зонах интенсивного рассланцевания амфиболиты и эклогиты будинированы. В количественном отношении амфиболиты обычно преобладают над эклогитами. В неркаюском комплексе различаются три этапа

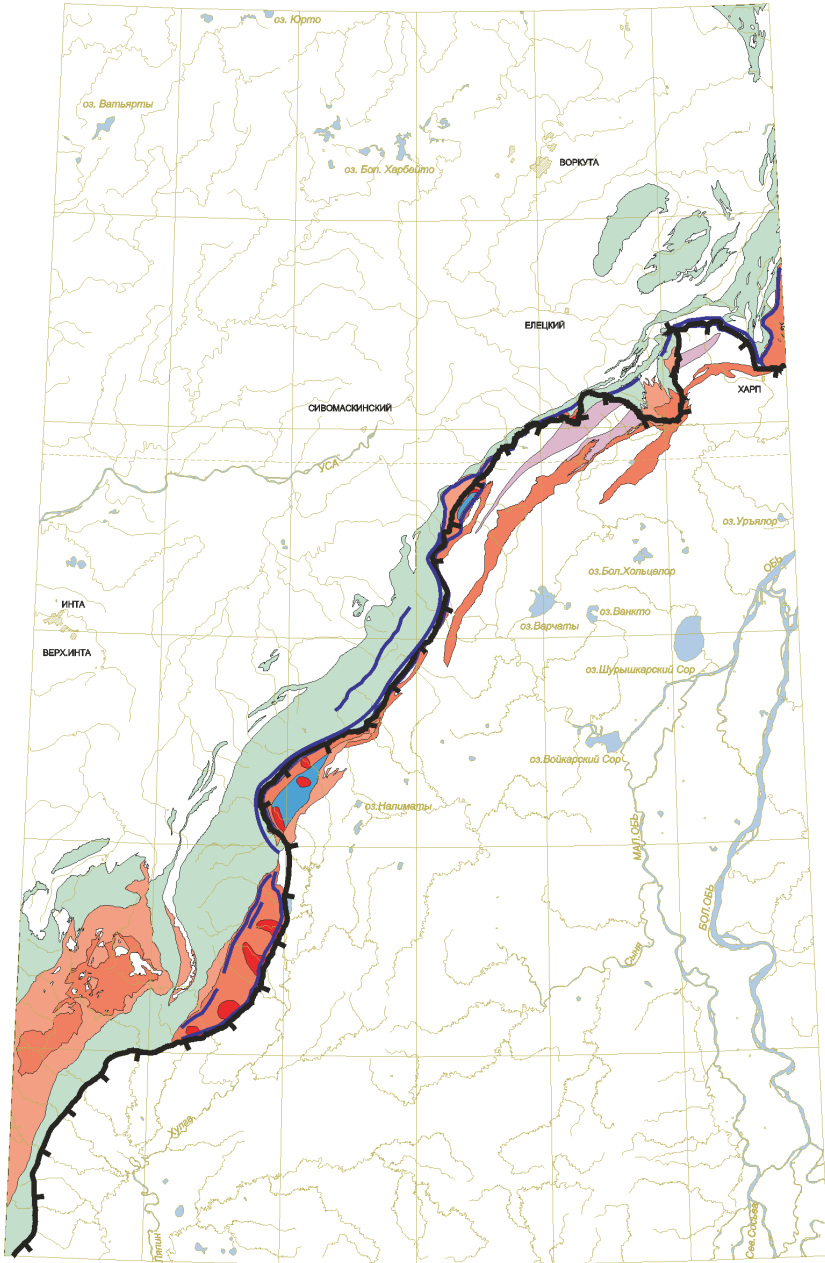


Рис. 3. Схема метаморфизма. Масштаб 1 : 2 500 000

1 — зеленосланцевая фракция средних и повышенных ступеней метаморфизма, 2 — оливин антигоритовые кристаллосланцы эпидотамфиболитовой фации, 3 — эпидотамфиболитовая фация, 4 — амфиболитовая фация, 5 — гранулитовая фация, 6 — эклогиты, эклогитоподобные тела, 7 — глаукофановые сланцы, 8 — линейные тела глаукофановых сланцев, 9 — Главный Уральский надвиг.

метаморфизма. Продукты первого из них (исходного) представлены породами амфиболитовой фации — амфиболитами и плагиогнейсами — и контролирующими их структурами, сохранившимися лишь в реликтах. Второй этап проявился в повторной перекристаллизации и метаморфическом преобразовании ранее метаморфизованных пород до амфиболитов и эклогитов. При этом новообразования амфибола как в плагиогнейсах, так и в амфиболитах представлены барраузитом и глаукофаном. Большая часть новообразованных эклогитов локализуется в субширотно ориентированных зонах, шириной в 2—5 км, согласующихся с простираем тектонических структур, свойственных неркаюскому комплексу. Одна из этих зон расположена в правобережье р. Неркаю, другая — в междуречье рек Бол. Хосая и Бол. Няндокота. Образовавшиеся при метаморфизме второго этапа такие минералы как гранат, омфацит и фенгит, позволяют определить Р-Т условия метаморфизма ($T^{\circ} = 600\text{—}750^{\circ}\text{C}$, $P = 10\text{—}13$ кбар) как соответствующие низким ступеням фации дистенновых гнейсов и амфиболитов. Третий этап метаморфизма, отделенный от второго эпохой внедрения тел диабазов, проявился в виде зеленосланцевого диафтореза, сопровождавшегося образованием очковых альбит-амфиболовых хлорит-мусковит-альбит-кварцевых и других низкотемпературных пород. Часто наблюдаются частичные и полные псевдоморфозы хлорита по гранатам.

Этот метаморфизм наложился и на диабазы, ранее метаморфизму не подвергавшиеся. Зеленосланцевые преобразования фиксируются в пределах всего Неркаюского блока, но особенно интенсивно они проявились в его краевых частях. Предполагается, что с данным этапом связан прогрессивный зеленосланцевый метаморфизм вмещающих палеозойских отложений.

Няртинская свита, представленная различными диафторированными породами — гнейсами, чередующимися с подчиненными им амфиболитами, кварцитами и кристаллическими сланцами, по данным Р. Г. Тимониной (1980) и А. М. Пыстина [188], характеризуется трехкратным метаморфизмом. Первый из них был высокотемпературным, отвечающим амфиболитовой фации. В связи с ним выделяются парагенезисы роговой обманки с пироп-альмандиновым гранатом, биотитом и плагиоклазом. Второй этап метаморфизма привел к повторной перекристаллизации пород, проявлению в них метасоматических изменений. В амфиболитах и гнейсах наблюдаются минеральные парагенезисы с гранатом, биотитом, плагиоклазом и эпидотом. С третьим этапом связан низкотемпературный диафторез, который привел к частичной или полной перекристаллизации минерального вещества и сопровождался явлениями будинажа и бластомилонитизации. Вблизи контактов с рифейскими отложениями породы няртинской серии интенсивно рассланцованы и превращены в низкотемпературные зеленосланцевые диафториты.

Метаморфические образования рифейско-вендских (байкальских) комплексов пользуются широким распространением в ядрах Ляпинского и Полярно-Уральского мегантиклинориев. Кроме того, они развиты в Харамтолуском выступе, по западному обрамлению Харбейского блока и бескорневых тектонических чешуях в южной части Лемвинского аллохтона. Рифейско-вендские образования характеризуются двумя типами метаморфизма: региональным в условиях зеленосланцевой фации (с тремя субфациями: биотит-хлоритовой с гранатом, мусковит-хлорит-биотитовой и мусковит-хлоритовой) и зональным (от эпидот-амфиболитовой, амфиболитовой до эклогитовой). Зональный метаморфизм в пределах листа Q-41 развит локально. Так, на-

пример, среди рифейских образований хараматолоуской серии (R_2 , *hr*) к западу от горы Пайер вскрываются эклогиты и эклогитоподобные породы, преобразованные в гранат-цоизитовые породы амфиболитовой фации. Повышенная степень метаморфизма (до амфиболитовой фации) отмечена также среди рифейских пород к западу от гипербазитового массива Рай-Из. Проявление зонального метаморфизма (до эпидот-амфиболитовой фации) установлено среди образований пуйвинской свиты. Здесь проявлен характерный парагенезис минералов (сине-зеленая роговая обманка, гранат, альмандин, эпидот-цоизит, плагиоклаз—олигоклаз и др.).

Метаморфизм палеозойских образований широко проявлен в пределах как западного, так и восточного склонов Урала, а также в составе Лемвинского аллохтона. Восточнее этот комплекс участвует в строении фундамента Западно-Сибирской плиты, где вскрыт редкими буровыми скважинами. Породы уральского вещественно-тектонического комплекса метаморфизованы неравномерно. Их метаморфизм колеблется в диапазоне от стадии регионального эпигенеза до самых высоких ступеней зеленосланцевой фации (кварц-мусковитовой субфации). Исключение составляет метаморфизм офиолитов, который, несмотря на их принадлежность к уральскому вещественно-тектоническому комплексу, характеризуется многократностью проявления и высокими его степенями, достигающими до высокотемпературной гранулитовой фации, о чем будет сказано ниже.

Неравномерность метаморфизма пород уральского комплекса выражена прежде всего в том, что наиболее сильно метаморфизована нижняя — верхне-кембрийско-силурийская его часть, отвечающая ранней стадии геосинклинального развития. Кроме того, заметна разница в метаморфизме между внешней (миогеосинклинальной) частью Уральской системы и ее внутренними (эвгеосинклинальными) мегазонами. В ходе развития Уральской геосинклинальной системы проявлялись также разные формы зонального метаморфизма, связанные в одних случаях с зонами повышенной эндогенной проницаемости, в других — с зонами повышенных тектонических напряжений (глаукофансланцевый метаморфизм вблизи поверхностей смесителей крупных надвигов), в третьих — с контактовыми воздействиями внедряющихся интрузий на вмещающие породы и др.

Необходимо отметить, что зеленокаменный и реже эпидот-амфиболитовый метаморфизм, связанный с формированием рифейско-вендского и палеозойского комплексов и рассматриваемый в качестве регионального для них, накладываясь на более древние, уже высокометаморфизованные комплексы, становится регрессивным, ведущим к образованию диафторитов в последних.

Метаморфизм габбро-гипербазитовых комплексов. Полярный Урал является единственным на Урале местом, где на породы габбро-гипербазитовых комплексов наложились глубинные процессы метаморфизма и метасоматоза. Метаморфизм пород, принадлежащих к габбро-гипербазитовым комплексам, весьма сложен. Эти образования по особенностям метаморфизма, как и по другим признакам, представляют собой совершенно обособленное «автономное» подразделение, характер метаморфизма которого находится в полном несоответствии с метаморфизмом вмещающих его пород рамы. К ним относятся дунит-гарцбургитовая (райизско-войкарский комплекс) и дунит-верлит-клинопироксенит-габбровая (кэшорский комплекс) формации, а также метагабброиды хордьюсского комплекса. Каждая формация характеризуется

своей спецификой метаморфизма, вероятно, обусловленной различной глубиной их формирования и потому связанной с условиями разных температур и давлений. В условиях высоких температур и давлений формировались вторичные метаморфогенные порфиробластические гарцбургиты, гранобластовые дуниты и другие породы, отвечающие уровню гранулитовой фации метаморфизма. Следующий этап ознаменовался образованием энстатитов, плагиоклазовых лерцолитов и антигоритовых сланцев, свидетельствующих о проявлении амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций. Все последующие преобразования гипербазитов происходили в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма, выразившейся в региональной серпентинизации, которая сопровождалась известково-силикатным, магнезиальным, натриевым и другими процессами метасоматоза (см далее).

Острые дискуссии между исследователями происходили по вопросу о генезисе и характере метаморфизма пород дунит-верлит-клинопироксенит-габбровой формации. История метаморфических преобразований этих пород, вероятно, происходила по следующей схеме (А. А. Ефимова, 1984): метадуниты и плагиоклазовые перидотиты (субстрат), затем верлиты, клинопироксениты, вебстериты, которые в результате бластомилонитизации переходят в тылаиты, а далее — в порфиробластическое габбро (оливиновое, пироксеновое) и в конечном счете в плагиоклазиты. Таким образом, габброиды могут считаться продуктом метаморфогенно-метасоматических преобразований по гипербазитовому субстрату.

Эволюция метаморфизма симатической метагаббро-гранулит-амфиболитовой ассоциации (хордьюсский комплекс) проходила в четыре этапа — от гранулитовой (эклогитовой) через амфиболитовую и эпидот-амфиболитовую до зеленосланцевой фации. При этом наиболее ранние метаморфиты представлены двупироксеновыми габбро-гранулитами или гранулитами основного состава (отвечающими уровню гранулитовой фации). Гиперстен из упомянутых пород характеризуется высокой железистостью, а плагиоклаз — повышенной основностью. P-T параметры метаморфизма оцениваются $T^{\circ} = 750^{\circ}\text{C}$, $P = 7\text{—}8$ кбар. Второй этап метаморфизма происходил в условиях высоких (10—15 кбар) давлений и сопровождался образованием эклогитов, друзит-эклогитов и других эклогитоподобных пород. К третьему этапу отнесены преобразования пород в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций, характеризующихся образованием гранатовых, гранат-эпидотовых и гранат-эпидот-цоизитовых амфиболитов (по базит-гранулитовому субстрату). К последнему, заключительному этапу метаморфизма относится формирование гранат-глаукофановых пород, приуроченных к кромке западной части массива метагабброидов. Здесь глаукофановые сланцы образуют протяженный пояс, прослеживающийся на расстоянии более 150 км вдоль контакта габбро-гипербазитов с вмещающими толщами. В пределах рассматриваемого пояса отмечается локальная (диафторическая) зональность, где гранат-глаукофановые сланцы сменяются эпидот-альбит-кросситовыми, а затем зеленосланцевыми эпидот-хлорит-актинолитовыми. Общей закономерностью всех метаморфических преобразований габбро-гипербазитового комплекса в исторической последовательности является их в целом регрессивная направленность.

Глаукофановый метаморфизм. Территория листа отличается широким распространением глаукофановых сланцев, которые образуют протяженные пояса от широты массива Райиз на севере до широты Ляпинского антиклинория на юге.

Глаукофановые сланцы, P-T условия, образования которых характеризуются $T^{\circ} = 450-500^{\circ} C$, $P = 9-12$ кбар, формировались в большом диапазоне времени.

Выделяются два типа глаукофансланцевого метаморфизма: связанный с габбро-гипербазитовыми массивами и вне связи с ними.

1. Глаукофановые сланцы первого типа образуют самые протяженные пояса и ассоциируют с эклогитами, друзитами, гранатовыми амфиболитами, жадеититами, родингитами, нефритами и другими высокобарическими породами. Характерна ассоциация глаукофана с гранатом, омфацитом, хлормеланитом, рибекитом, барруазитом и др. Нередко глаукофановые сланцы сопровождаются серпентинитовым меланжем.

2. Глаукофановые сланцы второго типа обычно встречаются в виде невыдержанных, прерывистых зон, приуроченных к подошвам надвиговых структур. Сланцы ассоциируют с эпидотом, альбитом, хлоритом, лавсонитом, стильпномеланом и другими минералами фации низких температур.

Глаукофановые сланцы первого типа в пределах листа прослеживаются в северной части гипербазитового массива Рай-Из, где они образуют субширотную полосу в подошве серпентинитового меланжа. Здесь они тесно ассоциируют с родингитами, везувианитами, жадеититами и нефритами. Далее, на запад, они прослеживаются вдоль Хараматолоуского надвига до северного окончания Войкаро-Сынинского гипербазитового массива (западнее массива Пайер).

К западу от массива Пайер, в бассейне р. Сред. Кечпель, известен глубоко метаморфизованный блок, сложенный эклогитами, эклогитоподобными породами, преобразованными в гранат-цоизитовые, гранат-омфацит-глаукофановые амфиболиты. По мере удаления от подошвы гипербазитового массива гранат-цоизитовые амфиболиты сменяются гранат-глаукофановыми породами и мономинеральными глаукофанитами.

Гранат-глаукофановые породы западной зоны массива Пайер тесно ассоциируют с жадеититами и альбит-флогопитовыми жилами (аналогично высокобарическим породам северного обрамления массива Рай-Из). По мнению Н. Л. Добрецова (1974), эклогитоподобные породы, друзиты, бластомилониты по амфиболитам, примыкающие к контакту с гипербазитами, и жадеититы среди гипербазитов связаны не только пространственно, но и генетически в единый метаморфогенно-метасоматический пояс.

Несколько сложнее положение глаукофановых сланцев вдоль западного борта Войкаро-Сынинского габбро-гипербазитового массива, в составе которого участвуют два субпараллельных пояса — восточный и западный. Восточный пояс приурочен непосредственно к подошве гипербазитового аллохтона, западный в удалении от него на 12—14 км в районе горы Харутапэ. Глаукофансланцевый метаморфизм максимально проявился в крайней западной части хордьюсского комплекса, где различаются несколько генераций глаукофановых сланцев, образуя своеобразную зональность (последовательный диафторез при снижении температуры по мере удаления от контакта с гипербазитами). Пояс с небольшими перерывами прослеживается на протяжении более 150 км. Западный глаукофановый пояс протягивается в субмеридиональном направлении на расстояние более 40—50 км, при ширине 600—900 м. Эти сланцы образовались за счет вулканогенно-осадочных пород ордовикского возраста(?). По данным В. И. Ленных (1976), эта толща слагает ядро опрокинутой на запад антиклинальной складки, сорванной над-

вигом. О значительных надвиговых перемещениях в этом районе свидетельствуют многочисленные тектонические «останцы» (покровы), сложенные главным образом глаукофановыми сланцами (чаще это эпидот-глаукофановые сланцы, среди которых сохранились реликты миндалекаменных структур). Наиболее представительные разрезы глаукофановых сланцев известны в западной части горы Харутапэ и к северу от нее по р. Чигим-Харута. Максимальное развитие глаукофановых сланцев (голубые глаукофаниты) наблюдается в подошве шарьяжной пластины. Широкое распространение стильпномелана, железистого эпидота, глаукофан-кроссита и отсутствие граната свидетельствует о том, что температура метаморфизма здесь была ниже, чем в восточном поясе. Кроме того, глаукофановые сланцы, наложенные на метаморфические образования неркаюской свиты, оконтуривают докембрийский Неркаюский блок, тяготея к окружающим его разломам.

Проявление контактового метаморфизма (метасоматоз). Продукты контактового метаморфизма представлены довольно широко в виде зон ороговикования, скарнирования, березитизации, окварцевания, альбитизации и другими локальными проявлениями. Наиболее широко процессы контактового метаморфизма развиты в пределах Ляпинского мегантиклинория, где, по данным А.В. Жданова, они отмечаются вокруг гранитоидов в виде маломощных (до нескольких десятков метров) зон ороговикования и представлены биотитами, амфибол-биотитовыми и пироксеновыми разностями. Здесь же обнаруживаются многочисленные зоны кварц-серицитовых метасоматитов с березитами, к которым приурочена золоторудная минерализация. В северной части листа широко развиты скарны и скарноподобные породы, генетически тесно связанные с гранодиоритовой и частично габбро-плагиогранитовой формациями. Скарны широко развиты, например, в пределах Конгорской интрузии, где представлены пироксеновыми, эпидот-гранатовыми и эпидот-пироксен-гематитовыми метасоматитами. С процессами контактового метаморфизма связаны рудопроявления скарново-магнетитовых руд (Первая Рудная Горка, Третья Рудная Горка, Магнетитовое и др.).

С габбро-гипербазитовыми комплексами генетически связаны метасоматиты и метаморфиты известково-силикатного, натриевого и магниезильного рядов. Группа известково-силикатных метасоматитов (родингитов) подразделяется на следующие разновидности: пироксен-гроссуляр-хлоритовая, гроссуляр-хлорит-везувианитовая, хлорит-гроссуляр-волла-стонитовая и др. Они встречаются в виде линзовидных тел или глыб неправильной, овальной или округлой формы, заключенных в серпентинитовом цементе. Размеры тел варьируют от 10—15 см до 100—250 м в поперечнике. Существенно-натриевые метасоматиты (жадеититы, альбититы) пространственно тесно ассоциируют с родингитами и слагают вытянутые линзовидные или овальные тела, мощность от 0,5 до 6,0 м в поперечнике. Магнезиальные метасоматиты представлены нефритами и хризолитами.

Перечисленные метасоматиты широко развиты в зоне серпентинитового меланжа в северных частях Райизского и Войкаро-Сынинского гипербазитовых массивов, где совместно с родингитами развиты жадеититы, альбититы, нефриты, везувианиты и другие продукты метасоматических преобразований габбро-гипербазитовой ассоциации.

ТЕКТОНИКА

В пределах территории происходит сочленение двух основных тектонических регионов. На западе это восточная часть Тимано-Печорской (Печорско-Баренцевоморской) платформы, на востоке — северо-западная часть Урало-Сибирской области завершённой складчатости (молодой платформы). Между ними располагается Предуральский краевой прогиб, который является таким образом своеобразной мегазоной переходных структур (Кондияйн, 2001). Тимано-Печорская платформа на территории листа в принятом нами районировании не представлена и начинается непосредственно за западной рамкой листа. По другим схемам районирования [215], (Кондияйн, 2001) к Тимано-Печорской платформе относится Варандей-Адьвинская структурная зона. В то же время в пределах последней складчатые образования каледоногерцинского этажа перекрыты мезо-кайнозойским осадочным чехлом, что даёт основания рассматривать эту зону как часть Тимано-Печорской плиты.

Фундамент Урало-Сибирской области завершённой складчатости, сложенный на востоке дотриасовыми, а на западе доюрскими образованиями, в пределах Урала выходит на поверхность. Эта часть Урало-Сибирской области может рассматриваться, по мнению О. А. Кондияйна, в качестве Уральско-Новоземельского щита молодой платформы. В пределах Западно-Сибирской низменности фундамент перекрыт мезозойско-кайнозойским осадочным чехлом, что позволяет эту часть молодой платформы относить к Западно-Сибирской плите.

Основные тектонические регионы заложились в разное время. Тимано-Печорская платформа в целом может быть классифицирована как эпибайкальская. Урало-Сибирская область завершённой складчатости связана с замыканием герцинских геосинклинальных систем, происходившим в течение триаса, и потому называется эпигерцинской.

В мегазоне переходных структур различаются впадины Предуральского краевого прогиба и Приуральские приразломные поднятия (Чернова и Чернышева). Граница Тимано-Печорской платформы и краевого прогиба проводится нами по западному тектоническому ограничению вала Сорокина, в других схемах [215], (Кондияйн, 2001) по Западночернышевскому и Вашуткинско-Талотинскому надвигам. Граница Предуральского прогиба и Уральской складчатой системы проводится по Главному Западноуральскому надвигу (ГЗУН).

В «тектоническом разрезе» территории выделяются четыре структурных этажа: карельский, байкальский, каледоно-герцинский и мезозойско-кайнозойский. Границами их являются региональные структурные несогласия.

Карельский структурный этаж выделяется в известной мере предположительно. На дневной поверхности он представлен метаморфическими комплек-

сами континентальной коры, обнажающимися в ядрах крупных антиклинорий Центрально-Уральского мегантиклинория (Ляпинском и Харбейском), а также в отдельных тектонических блоках (Неркауский). Некоторыми исследователями к карелидам относятся также метаморфические образования Березовского блока в фундаменте Западносибирской плиты (Кондаин, 2000).

Байкальский структурный этаж представлен в выходах на поверхности к западу от Главного Уральского надвига (ГУН) преимущественно карбонатно-терригенно-вулканогенными складчатыми образованиями среднего рифея—раннего кембрия. При этом существенно различаются формационные ряды для Полярного и Приполярного Урала.

В Полярно-Уральском секторе, по крайней мере, с позднего рифея реконструируется активная континентальная окраина с островной дугой энсиалического типа (базальт-андезит-дацитовая формация) и фрагменты обстановок задуговых (преддуговых?) окраинных бассейнов (туфо-карбонатно-кремнистая и вулканогенно-кремнистая формации). Достаточно явно проявлены признаки коллизии в позднем венде—раннем кембрии (флишевая формация).

На Приполярном Урале в течение среднего и начале позднего рифея происходит цикличное терригенно-карбонатное, вероятно, окраинношельфовое осадконакопление (карбонатно-терригенные и углеродисто-карбонатно-терригенные формации), с признаками внутриконтинентального рифтогенеза в отдельных этапах (риолит-базальтовая и щелочно-базальтовая формации). Позднерифейско-вендские образования имеют признаки формирования в геодинамической обстановке наложенного вулканоплутонического пояса (базальт-риолит-гранитовая формация). Ярко проявлен коллизионный (оргенный) гранитоидный магматизм.

Выше приведенные формационные различия, а также геофизические данные указывают, что первичный структурный план байкалид имеет северо-западную ориентировку, позднее он частично переработан в результате каледоно-герцинского тектоногенеза, вследствие чего структуры приобрели субмеридиональную и уральскую ориентировку. Однако первичная структура байкалид послужила причиной позднейшей поперечной зональности Урала в виде так называемых поперечных поднятий и опусканий. С юго-запада на северо-восток выделяются Кожимское поднятие, Лемвинское опускание, Собское поднятие, Усинское опускание.

Каледоно-герцинский структурный этаж к западу от ГУН сложен дислоцированными позднекембрийско-позднетриасовыми образованиями, отвечающими последовательно сменявшим друг друга геодинамическим обстановкам: окраинно-континентального рифтогенеза (песчано-конгломератовая и контрастная риолит-базальтовая формации позднего кембрия—раннего ордовика), пассивной континентальной окраины (шельфовые — фалаховые и карбонатные формации среднего ордовика—среднего карбона); континентального склона и подножия (турбидные терригенные, терригенно-карбонатные раннего среднего ордовика и раннего среднего девона, батиальные известняково-углеродисто-фтанитовые формации раннего силура—позднего карбона); аккреционной призм (сланцево-карбонатная флишеидная формация раннего—позднего карбона, терригенная флишевая и гранодиорит-плагиогранитовая формации позднего карбона—ранней перми), коллизии (нижняя (морская) терригенная моласса нижней перми и верхняя (континентальная) терригенная моласса верхней перми).

ментальная) угленосно-терригенная моласса ранней—поздней перми, терригенная континентальная моласса триаса). На границе с образованиями нижнего структурного этажа наблюдается отчетливо выраженное структурное и угловое несогласие.

К востоку от линии ГУН каледоно-герцинский структурный этаж представлен фрагментами раннеордовикско-силурийской океанической коры, образующими протяженные Войкарский офиолитовый и Платиноносный пояса, и формациями энсиматических островных дуг Малоуральской и Тагильской (базальт-риолитовая, габброноритовая, габбро-диорит-плагиогранитовая, абсарокит-шошонитовая, базальт-андезит-дацитовая, плагиогранит-тоналитовая, монцодиоритовая формации силура—раннего девона) и преддуговых террас (терригенно-карбонатная бокситоносная формация), задуговых бассейнов и тыловых рифтов (терригенно-вулканогенная андезит-дацитовая формация среднего—позднего девона).

Мезозойско-кайнозойский структурный этаж сложен горизонтально залегающими триасовыми (в пределах ЗСП), юрскими меловыми и кайнозойскими образованиями чехла Урало-Сибирской платформы. При этом триасовые образования выполняют грабенообразные впадины рифтогенного облика (угленосная терригенная формация), а собственно чехол образуют юрские и более молодые формации (галечно-песчано-глинистые (в пределах ЗСП угленосные), песчано-глинистые, глауконитово-кремнистые, опоково-диатомовая).

Тимано-Печорская плита представлена восточной частью Большеземельской впадины, обычно выделяемой как Варандей-Адзвинская зона, которая совпадает с одноименной зоной фундамента. В качестве фундамента рассматриваются складчатые образования палеозоя и триаса, образующие ряд сложно дислоцированных приразломных валов (Гамбурцева, Сорокина) и разделяющие их впадины, генетически идентичные поднятиям Чернова и Чернышева. Чехол представлен залегающими с резким угловым несогласием отложениями юры, мела и кайнозоя. Структуры фундамента отчасти унаследованы в чехле, и в нем выделяются одноименные валы и разделяющие их впадины — Мореюская депрессия и Верхнеадзвинская котловина. Впадины представляют собой корытообразные отрицательные структуры с крутыми восточными и более пологими западными бортами. В магнитном поле соответствующие блоки не отражены или отражены очень слабо.

Предуральский краевой прогиб располагается между Тимано-Печорской платформой и Урало-Сибирской областью завершённой складчатости. Сюда отнесены впадины Предуральского краевого прогиба и разделяющие их Приуральские приразломные поднятия. Представляет собой мегазону переходных структур, так как по своим особенностям не может рассматриваться ни в составе Уральской складчатой системы, ни в составе платформы.

Впадины передового прогиба, из которых в пределы рассматриваемого листа попадают юго-восточная часть Коротайхинской и Косью-Роговская, представляют собой отрицательные структурные формы, оставшиеся от единого краевого прогиба Уральской геосинклинальной системы после образования Приуральских приразломных поднятий. Впадины сложены в основном пермскими и частично триасовыми отложениями, относящимися к молассовым формациям, под которыми расположены шельфовые отложения пассивной окраины. Морфология впадин окончательно сформировалась в

конце триаса. Они имеют асимметричную форму, так как их ось расположена вблизи восточной их границы. Глубина залегания их подошвы (см. изогипсы на геологической карте), совпадающей с основанием молассовой формации, достигает 6 км. Северо-западная и северо-восточные границы впадин в пределах листа проводятся по надвигам, ограничивающим поднятия Чернышева и Чернова. Восточная граница различными исследователями трактуется неоднозначно. Некоторые исследователи [56] проводят границу прогиба и Урала по появлению линейной складчатости. Нам представляется такой подход неверным, так как, не смотря на складчатость, кровля карбонатов, например Косью-Роговской впадины, по геофизическим данным, погружается на восток до линии Главного Западноуральского надвига [ГЗУН]. Более предпочтительным нам представляется вслед за В. В. Юдиным [257] ее проведение по ГЗУН, по которому карбонаты основания впадин взброшены на несколько километров. По степени дислоцированности в их строении выделяются внешняя (западная) и внутренняя (восточная) зоны.

Для внешней зоны Косью-Роговской впадины характерны пологие разнориентированные структуры, среди которых Бергантымыльская ориентирована вообще поперек прогиба. Эти складки уверенно прослеживаются по всем сейсмическим горизонтам осадочного чехла, при этом с глубиной они становятся более рельефными. Интересно также то, что пространственно они находятся на продолжении структур Варандей-Адзвинской зоны, например, Бергантымыльская — на продолжении вала Гамбурцева [215].

Внутренняя (восточная) зона Косью-Роговской впадины характеризуется складчато-надвиговым строением. Типичным примером дислокаций является Интинская структурная зона, представляющая собой систему крутых гребневидных антиклиналей, разделенных корытообразными синклиналями. Здесь также выделяются валы, представляющие собой типичные дисплекаты. Доказанная сейсморазведкой амплитуда надвига Интинской структуры составляет 15—20 км. Восточнее прослеживается еще одна система надвигов, примером которой является Прилемвинский вал.

Северная часть Косью-Роговской впадины обычно выделяется как Воркутская ступень. По сравнению с южным участком впадины она занимает более высокое структурное положение и является продолжением Собского поперечного поднятия. В ее пределах развиты изометричные структуры, например, Ярвожский купол, Воркутская мульда и др.

Коротайхинская впадина представлена на листе своей юго-восточной частью. Для ее структур характерна северо-западная Пайхойская ориентировка. По данным сейсморазведки, структурные планы верхнего терригенного молассового комплекса и подстилающих шельфовых карбонатных образований в значительной степени различаются [215]. Внешняя зона, прилегающая к поднятию Чернова, представляет собой моноклираль в пределах которой карбонаты палеозоя погружаются от 0 до 4 км. Строение юго-восточной центрального клинали весьма сложное. По мере приближения к Уралу резко возрастает степень дислоцированности пород и уже в пределах угольных месторождений (Верхнесырьягинского и Хальмерьюского) установлены многочисленные надвиги с амплитудой до нескольких километров. Граница впадины проводится нами здесь также по линии ГЗУН.

Приуральские приразломные поднятия гряд Чернышева и Чернова представляют собой крупные сложнопостроенные положительные структуры ли-

нейного типа, которые образовались, вероятно, над глубокими разломами, оконтуривающими жесткие блоки, расположенные под впадинами передового прогиба в составе жесткого основания. Эти поднятия, будучи линейными в плане, имеют вид конуса, обращенного вершиной вниз в поперечном сечении. Они ограничены с одной стороны или с обеих сторон надвигами, поверхности сместителей которых довольно круто, а у поверхности более полого падают под поднятия. Это подтверждено как сейсмикой, так и (в последние десятилетия) буровыми работами (скв. 1-Воргамусюр). Внутренняя структура этих поднятий складчатая, осложненная дополнительными надвигами и взбросо-надвигами. Складки брахиморфные, вытянутые вдоль поднятий. Разломы под косыми углами секут складки, но иногда являются поперечными по отношению к простиранию структуры. В пределах поднятий распространены шельфовые осадочные формации Бельско-Елецкой СФЗ.

Урало-Сибирская область завершенной складчатости. Под областью завершенной складчатости мы вслед за Ю. М. Шейнманном, Т. Н. Спижарским, О. А. Кодиайном и др. понимаем основной тектонический регион, заложившийся на месте замкнувшейся геосинклинальной (подвижной) области и развивающийся между платформами более древней стабилизации. В пределы территории рассматриваемого листа попадает часть западной половины Урало-Сибирской области завершенной складчатости. В ее строении различаются фундамент и чехол.

Фундамент представлен Уральской складчатой системой, западная часть которой выходит на поверхность в пределах Урала. Восточная часть погребена под мезозойско-кайнозойским чехлом Западно-Сибирской плиты и изучена очень слабо. В западной части Уральской складчатой системы по структурным признакам выделяются Западно-Уральская складчато-надвиговая зона и Центрально-Уральский мегантиклинорий, в восточной — Тагило-Магнитогорский мегасинклинорий (мегазона). Под чехлом Западно-сибирской плиты — Восточноуральский мегантиклинорий и Зауральский мегасинклинорий.

Центрально-Уральский мегантиклинорий протягивается вдоль осевой полосы Урала. В его составе обособляется ряд крупных структур, которые в западной полосе представляют собой антиклинории (Ляпинский, Полярноуральский) и синклинории (Лемвинский), в восточной — мозаику тектонических блоков, сгруженных вдоль линии ГУН (Харбейский, Хараматолоуский, Кечьпельский, Хордьюсский, Неркаюсский). Антиклинории состоят из серий нормальноскладчатых структур более низкого порядка антиклиналей и синклиналей.

Западно-Уральская складчато-надвиговая зона по сути представляет собой погружающееся в сторону прогиба западное крыло Центрально-Уральского антиклинория, осложненное линейной складчатостью, серий надвигов, наиболее значительным из которых является ГЗУН, и шарьяжей, образующих сложнопостроенный Лемвинский аллохтон. Сложность складчатых деформаций заметно возрастает снизу вверх по разрезу. Наиболее сильно дислоцированы пермские отложения. Большая часть складок имеет тенденцию к опрокидыванию на запад. Складкообразование здесь произошло один раз в первой половине триаса. Шарниры складок на своем простирании то погружаются, то воздымаются, обуславливая существование многочисленных периклинальных и центриклинальных фестончатых замыканий. Складчатые

формы осложнены большим числом взбросов, взбросо-надвигов и надвигов, плоскости сместителей которых обычно под разными углами наклонены к востоку.

Комплексы осадков в пределах западного крыла и северной периклинали Ляпинского антиклинория, 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 аргиллитовая подсвита гусиной свиты) на ряд чешуй, которые незначительно перемещены в северо-западном направлении. На юге они сгруппированы в Верхнелемвинский и Нерцетский паравтохтоны. Первый объединяет чешуи, сложенные в основном образованиями западной 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 юго-востоку под углом 60—80°. Границы паравтохтонов, как правило, проходят по серии кулисообразных взбросо-надвигов, затухающих книзу в зонах послонных 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 дизплекатов. Структуры Лемвинского синклинория, перекрытые Лемвинским аллохтоном, выделяются по сейсмическим данным и электроразведкой (метод ТТ). Наиболее крупными из них в его южной части являются Левогрубеюская, Хайминско-Грубеинская и Воравожско-Харутская антиклинали. Первые две разделены отрицательной сложнопостроенной структурой, названной нами Малонадотинской синклиналью. Аналогичное строение имеет и западное крыло Полярноуральского антиклинория, которое также расслоено по некомпетентным горизонтам с формированием серии чешуй, объединяемых в Приоченырдский паравтохтон. Амплитуда перемещения по взбросам местами достигает 3 км, а по надвигам горизонтальная составляющая иногда превышает 10 км.

Лемвинский аллохтон, существование которого было доказано К. Г. Войновским-Кригером, в дальнейшем некоторыми геологами (К. П. Евсеев и др.) отрицалось. В настоящее время не только его существование, но и представления о его внутренней структуре, благодаря работам Б. Я. Дембовского, М. А. Шишкина и многих других, являются хорошо обоснованными. Лемвинский аллохтон в плане имеет сложную дугообразную форму, выпуклостью обращенную к западу-северо-западу и фактически представляет собой крупную синформу, расположенную в ядре одноименного синклинория. Его длина составляет около 340 км, а ширина достигает 45 км. Его западная окраина на протяжении около 150 км скрыта под мезозойскими (верхний мел) отложениями. В его строении различаются три крупные тектонические пластины, состоящие из серии более мелких. Они выделяются нами как Западнолемвинский, Восточнолемвинский и Лагортинский пакеты покровов. Каждый из покровов имеет сложное складчатое, а местами складчато-чешуйчатое строение и характеризуется своим разрезом палеозойских отложений, относящихся к различным участкам палеобассейна седиментации Зилаиро-Лемвинской СФЗ. Кроме того, в составе Восточнолемвинского пакета присутствуют чешуи допалеозойских образований, рассматриваемые как «без-

корневые доуралиды». Покровы осложнены тектоническими окнами и полу-окнами, в которых выступают отложения, относящиеся либо к нижележащей пластине, либо к автохтону. Встречаются также клиппы. Линии надвигов, переходящих в шарьяжи и ограничивающие с запада тектонические пластины и весь аллохтон, имеют извилистые в плане очертания. Складчатые структуры, имеющие уральское простирание и характеризующиеся тенденцией к опрокидыванию на запад, срезаются этими надвигами. Судя по залеганию аллохтона на кунгурских отложениях в ядре Лимбикской синклинали, можно сделать вывод о доскладчатом формировании шарьяжей в раннепермское время, с последующим их смятием вместе со структурами автохтона приблизительно в середине триаса [243].

В пределах Полярноуральского антиклинория Лемвинский аллохтон распадается на ряд отдельных разобщенных чешуй, среди которых выделяются Карско-Нярминский паравтохтон, Пайпудынский паравтохтон, и Орангский аллохтон. Последние два образуют синформу, выделяемую обычно в качестве Талота-Пайпудынской синклинали.

Тагило-Магнитогорская мегазона в современной структуре определенно имеет синклинорное строение. В западной ее части развиты верхнекембрийско-силурийские, в восточной — силурийские, а в осевой части — девонские и даже каменноугольные отложения. В ее составе в пределах листа выделяются Тагильский и Войкарский синклинории. Западная граница Тагило-Магнитогорской мегазоны совпадает с линией Главного Уральского надвига, который непрерывно прослеживается вдоль всего Урала, и потому на Урале нигде нет нормальных соотношений между внешней и внутренними частями системы. Поверхность сместителя Главного Уральского надвига в верхней части довольно круто падает на восток, а на глубине, по данным геофизики, становится пологой. О глубине залегания этой поверхности могут свидетельствовать нижние кромки интрузивных массивов, расположенные в западной части мегазоны на глубинах от 2 до 5 и иногда до 8 км.

Во фронтальной части Главного Уральского надвига в одних случаях (в бассейне р. Сось и в западной части Хараматолоуского выступа) распространен мощный тектонический серпентинитовый меланж, а в других — расположена полоса высокометаморфизованных глубинных пород дзеляюского (хордьюсского) комплекса и зона глаукофановых сланцев. В целом сложно-постороенная зона ГУН выделяется нами как Войкарско-Кемпирсайский комплекс тектонитов.

О структуре восточной части Тагило-Магнитогорской мегазоны, как и о строении еще более восточных блоков, скрытых под мезозойско-кайнозойским чехлом, сведений очень мало. По единичным скважинам известно, что породы там смяты в складки, что синклинорные мегазоны чередуются с антиклинорными, которые, по геофизическим данным, являются непосредственным продолжением Восточно-Уральской и Зауральской мегазон, выделяемых южнее с большей достоверностью.

Чехол Урало-Сибирской области завершенной складчатости имеет сплошное распространение в пределах Западно-Сибирской плиты, а также в Усинской впадине. Его мощность согласуется с рельефом поверхности фундамента. В Западно-Сибирской плите в пределах рассматриваемого листа она меняется от 0 до 1,5 км и более. Наибольшая мощность фиксируется в Няксимвольском мегапрогибе, к югу от р. Мокрая Сыня и к югу от

р. Кемпаж, а также в Игримско-Березовской моноклизе, а в районе Войкарского и Мужинского структурных мысов она сокращается до 0,5 км. В Усинской впадине мощность чехла не превышает 250 м.

В составе чехла, рассматриваемого в качестве урало-сибирского вещество-тектонического комплекса, различаются четыре структурных яруса, объемы которых на основании данных по небольшой части Западно-Сибирской плиты, попадающей в пределы листа, трудноопределимы.

К первому ярусу в пределах листа могут быть отнесены отложения от саранпаульской свиты триаса до федоровской свиты вверх включительно, т. е. он отвечает триасу, всей юре и самым низам мела. Принадлежащие к нему образования распространены не повсеместно. Они в основном выполняют понижения в рельефе поверхности фундамента. Первый ярус разными частями триаса и юры со структурным несогласием залегает на различных образованиях фундамента. Его верхняя граница совпадает с подошвой харасоимской свиты и ее аналогов. Он может быть разделен на три подъяруса, нижний из которых — триасовый — отвечает времени становления Урало-Сибирской области завершённой складчатости и соответствует времени проявления тафрогенного режима.

Второй ярус объединяет отложения от харасоимской свиты валанжина внизу, залегающей то на разных частях первого яруса, то на фундаменте, до кузнецовской свиты турона вверх.

Третий ярус объединяет отложения от усть-маньинской свиты коньякского возраста внизу, залегающей с размывом, до низов палеогена.

Как второй, так и третий ярусы делятся на два подъяруса. Оба они полностью перекрывают существовавшие до этого поднятия фундамента. Со временем их формирования связаны крупнейшие трансгрессии морского бассейна, перекрывавшего северную часть Урала и распространявшегося в пределы Косью-Роговской и Коротайхинской впадин передового прогиба.

Четвертый ярус — неоген-четвертичный.

По особенностям строения чехла в Заладносибирской плите, некоторыми геологами называемой геосинеклизой, различаются (с запада на восток) Саранпаульская моноклинал, Шурышкарская мегавпадина, Тильтимский выступ, Хашгортский мегавал, Аксарская мегатерраса, Висимский мегавал, Верхнеполуйская моноклинал, Чуэльский выступ, вытянутые в целом в северо-северо-восточном направлении. В их составе выделяются более мелкие валы, прогибы, куполовидные поднятия, впадины, а также структурные мысы и носы (см. Схему тектонического районирования). Породы чехла залегают в основном горизонтально или очень полого-волнисто. Перечисленные выше структуры выражены в мощностях отложений, принадлежащих к первому, второму и третьему структурным ярусам. Вверх по разрезу к палеоцену и реже в эоцене они постепенно затухают. Нижняя часть чехла, вплоть до нижнего мела, осложнена редкими разрывными нарушениями.

Отложения, принадлежащие к третьему структурному ярусу Урало-Сибирской области завершённой складчатости, распространены также в Западном Приуралье, где они выполняют Усинско-Лемвинскую депрессию (впадину).

В верхней, приповерхностной, части в некоторых районах наблюдаются группы мелких локальных диапироподобных структур, цепочки которых плавно изгибаются в плане. В пределах этих структур присутствуют породы более

древних свит, чем окружающие их отложения. Они интенсивно смяты в узкие наклонные складки, рассечены и ограничены наклонными разрывами. С глубиной, в пределах первых сотен метров, структуры затухают. На поверхности они выражены параллельно-грядовым рельефом. В отношении их происхождения существуют разные мнения. Одни геологи их рассматривают как результат коробления пород при передвижении покровных ледников; другие считают, что они связаны с эндогенными процессами. Нам более правдоподобной представляется первая концепция.

Разрывные нарушения на территории листа подразделяются на байкальские, каледоно-герцинские и мезозойские. К первым нами отнесены крупные разломы (зоны разломов) фундамента: Кожимский, Парнокский, Собский, 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.

Большая часть разрывных нарушений имеют каледоно-герцинский возраст. Наиболее крупными из них в западной части территории являются: Западно-Чернышевский, Талотинско-Вашуткинский надвиги, Главный Западноуральский надвиг (ГЗУН). Выделяются также ретронадвиги, типичными примерами которых являются Западный Народнинский разлом, Верхнеинтинский ретронадвиг, Восточно-Чернышевский надвиг и др. ГЗУН представляет собой зону крупных региональных взбросо-надвигов, впервые выделенную В. В. Юдиным, 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, например в ядре Чернореченской взброс-антиклинали или на фронте Приоченырдского паравтохтона.

В приосевой зоне широко развиты пологие надвиги (шарьяжи), ограничивающие Лемвинский аллохтон и покровы в его составе: Хайминский, Грубеинский, Верхнепарнокский, Приводораздельный, Верхнехаротский, Орангский, Карско-Нярминский и др.

Наиболее крупным разрывным нарушением, разделяющим палеоконтинентальный и палеоокеанический секторы уралид является Главный Уральский надвиг (ГУН). По представлениям многих авторов, он унаследует палеозону Бенъофа, падающую на восток. К нему приурочен в ойкарско-кемпирсайский комплекс тектонитов (D_3-Pvk). Частично он представлен мощными зонами (сотни метров) полимиктовых серпентинитовых меланжей, например, перед фронтом массива Райиз, перед Неркаюским блоком, перед Щекурьинским габбровым массивом. На других участках, преимущественно перед блоками габброамфиболитов дзеляюского комплекса в строении тектонитов наблюдается четкая зональность. Западная полоса имеет ширину 400—800 м и сложена преимущественно зелеными апобазальтовыми blastsмилонитами, восточная (шириной 1000—2500 м) сложена в западной части апобазальтовыми глаукофанитами, 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. Гранат отмечается в обеих разновидностях. Среди зеленых сланцев фиксируются породы с реликтами глаукофана. Поэтому представляется очевидным, что глаукофаниты образовались раньше зеленосланцевых blastsмилонитов. Как среди зеленых, так и среди голубых сланцев отмечаются линзовидные прослои (0,25—0,3 м) яшмоидов [515]. Последние представляют собой плитчатые вишнево-красные кремнистые породы с тонкой ленточнополосчатой текстурой. В отдельных слоях наблюдаются мелкие (до 1 мм) округлые включения, напоминающие остатки радиоларий(?). Наибольшее количество яшмоидов встречено по правым притокам руч. Хоймадвож (приток р. Вост. Хайма) в 500—700 м к востоку от подошвы ГУНа.

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 неизменные андезибазальты и углисто-кремнистые сланцы молюдшорской свиты, алевропелиты и алевролиты грубеинской и харбейшорской свит на протяжении нескольких метров резко сменяются полосчатыми зеленосланцевыми blastsмилонитами. 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(?) океанической коры Дзеляюского террейна.

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.

Разрывные нарушения мезозойского возраста имеют взбросо-сбросовый характер и смешают в приуральской части образования чехла Западносибирской плиты.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

В геологической истории района выделяются несколько этапов, в течение которых были сформированы четыре структурных этажа: нижнепротерозойский и среднерифейско-кембрийский, комплексов доуральского основания, каледоно-герцинский и мезозойско-кайнозойский.

Палеогеодинамическая и палеофациальная интерпретация нижнепротерозойских образований затруднена вследствие высокого уровня метаморфизма, который в той или иной степени повлек изменения первичного состава и фациальных признаков пород. Амфиболиты на дискриминационных диаграммах располагаются на границе полей толеитов СОХ и внутриплитных базальтов. Вероятно, базальтовый субстрат ханмейхойской, няртинской и неркаюской свит, имевших первоначально терригенно-базальтовый разрез, образовался в условиях растяжения, возможно, в результате раскрытия древнего континентального рифта. В дальнейшем данные образования испытали интенсивную складчатость и глубокий метаморфизм амфиболитовой стадии.

Со среднего рифея прослеживаются принципиальные различия в развитии Приполярного Урала и Полярного Урала.

Территория современного Приполярного Урала 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, 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, приведшую к формированию рифтовой системы на коре континентального типа в его пределах. Индикатором рифтогенных процессов является накопление щелочно-базальтовой (лорцемпейской) формации в составе нижнесаблегорской подсвиты (на листе на дневной поверхности не представлена). Одним из районов ее вероятного развития под чехлом палеозойских образований на территории листа, по геофизическим данным (интенсивные положительные аномалии ΔT и Δg), является Лимбикская синклиналь. В дальнейшем в Ляпинском районе происходило формирование умереннощелочных базальтоидов нижнесаблегорской, а восточнее, в Лемвинском — нижнемолдовожской подсвит. Присутствие в

разрезах 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 представителем последней является Лемвинский массив вместе с окружающими его вулканитами и экструзивно-субвулканическими образованиями верхнемолюдвожской подсвиты.

Среднерифейско-вендский этап на Полярном Урале характеризуется развитием островодужной системы энсиалического типа (бедамельская серия, немурюганская и манюкуяхинская свиты). Заложение островной дуги произошло скорее всего на коре континентального типа, однако это не исключает формирования в среднем рифее задуговых спрединговых бассейнов, в которых могли сформироваться среднерифейская базальт-терригенные и вулканогенно-кремнистые формации натриевых толеитов (хараматолоуская и няровейская серии), с чертами, переходными от внутриплитных базальтов к базальтам СОХ и, частично, к островодужным толеитам.

В позднем рифее, вероятно, начинается новая фаза задугового спрединга в пределах Полярноуральской ветви Доуральского океана, вследствие чего формируется офиолитовая ассоциация, близкая к альпинотипной, фрагментом которой является Харотский гипербазитовый массив энганэпэйского комплекса. В задуговом бассейне накапливаются базальты, андезибазальты, алевроитоглинистые и углистоглинисто-кремнистые осадки манюкуяхинской свиты. С середины позднего рифея на севере активизируются процессы субдукции, вследствие чего островная дуга переходит в зрелую стадию, начинается активный андезитовый вулканизм (нижняя часть бедамельской серии), формируются крупные вулканические постройки центрального типа. Развитие островной дуги продолжается и в раннем венде. В связи с образованием под островной дугой коры переходного типа, наряду с андезитами в составе лядгейского вулканического комплекса (верхняя часть бедамельской серии) начинают формироваться дациты и риолиты и их эксплозивные и экструзивно-субвулканические аналоги. Плутоны габбро-тоналитовой формации (харбей-собский, няюский, кзыгейский комплексы позднего рифея—венда) трактуются как корневые части рифейской островодужной системы.

В дальнейшем, вероятно, в конце венда—начале кембрия происходит закрытие обеих ветвей Доуральского океана, начинаются коллизионные процессы, приведшие к складчатым деформациям и орогенезу. Отражением орогенных процессов явилось формирование лаптопайской межгорной молассы (не представленной здесь на дневной поверхности) и вулканомиктовой молассы энганэпэйской свиты. В Хараматолоуской зоне в конце позднего рифея—венда(?) происходит внедрение плагиориолитов и плагиогранитов кыквымшорского комплекса. На Приполярном Урале в позднем венде—раннем кембрии проявился масштабный орогенный интрузивный магматизм, выразившийся во внедрении плутонов лейкогранитов сальнерско-маньхамбовского и формировании автохтонных гранитов николайшорского комплексов. Орогенез и складчатые деформации завершаются в раннем кембрии. Район ста-

новится частью Восточно-Европейского континента (ВЕК) и в среднем кембрии переходит к платформенному режиму, в течение которого возникшая горная страна была полностью пенепленизирована. В континентальных условиях формируются коры выветривания латеритного профиля.

В позднем кембрии, на восточной окраине ВЕК начинается этап рифтогенеза, связанный, вероятно, с задуговым спредингом, следствием чего является образование Тагило-Магнитогорского окраинного моря, фрагментом коры которого являются гипербазиты райизско-войкарского, салатимского и дунит-клинопироксенит-габбровая ассоциация кэршорского и качканарского комплексов. На прилегающей части континентального блока в результате процессов растяжения образуется серия внутриконтинентальных грабенов, параллельных основному рифту, в которых идет сначала в континентальных, а затем в прибрежно-морских условиях накопление песчано-конгломератных отложений погурейской свиты и нижней части манитанырдской серии. В отдельных грабеновых структурах на севере (Бадьяшорский рифт) среди отложений манитанырдской серии и на юге (Воравожский рифт) в образованиях погурейской и особенно кокпельской свит широко проявлен контрастный риолит-базальтовый магматизм при преобладании излияний базальтов. В западной части района на мощной континентальной коре базальты преимущественно щелочные (хойдышорская свита), на востоке в пределах континентального склона (кокпельская свита) — толеитовые. Параллельно происходит внедрение риолитов пайпудинского и габбро-долеритовых силлов леквожского и орангъяганско-лемвинского комплексов. Начиная со второй половины тремадока, юго-восточная часть района (до современной линии ГУН) 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. В дальнейшем вся территория испытывает общее погружение, и примерно с середины аренига ее северо-западная часть становится областью терригенной шельфовой седиментации, где в мелководных условиях формируются сероцветные отложения верхней части манитанырдской серии (малопайпудинская свита) и отложения саледской свиты. Параллельно, в пределах континентального склона, идет накопление коррелятных, также зеленоцветных терригенных осадков нижнехарбейшорской подсвиты. Начиная со среднего ордовика, северо-западная часть района, как и весь восточный край ВЕК, развивается как типичная пассивная окраина. В течение среднего—позднего ордовика шельф представлял собой полого наклоненный к востоку склон (рамп). В его северо-западной части шло накопление мелководных карбонатов кожимской, усть-зыбской малотавротинской и хантейской свит, которые к востоку сменяются относительно более глубоководными терригенно-карбонатными отложениями качамыльской свиты, формирующимися в условиях глубокого шельфа и отчасти верхней части склона. Вниз по склону они сменяются бескарбонатными алевропелитами и кремнистыми осадками низов черногорской серии. В пределах континентального подножия в этот период формируются кремнисто-вулканогенные образования молюдшорской и грубешорской свит. На рубеже позднего ордовика—силура пассивная окраина подвергается масштабной деструкции, которая выразилась в резком погружении части мелкого шельфа к востоку от линии, примерно проходящей на

севере по северо-восточному борту современной Нияюской депрессии, на юге вдоль оси синклинали Балбанью*. В пределах Тагило-Магнитогорского спредингово-окраинного моря в это время формировались спилиты усть-конгорской свиты.

С конца позднего ордовика (кырынский горизонт) 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 серией, седельской, гердьюской, гребенской, овинпармской свитами и бетьюской серией пражского яруса. По внешнему краю карбонатной платформы вдоль «линии Ния-ю» формируются Сираты-висский, Нияюский, Большеусинский и Лекъелецкий барьерные рифы, вдоль «линии Балбанью» — Балбаньюский и Лемвинский барьерные рифы. При этом в течение силура—раннего девона отмечается миграция оси барьерного рифа и соответственно проградация края карбонатной платформы в юго-восточном направлении на 15—20 км на Полярном Урале и на 5—10 км на Приполярном. К востоку в пределах опущенной части шельфа и на континентальном склоне отлагаются известняково-черносланцевые осадки харотской свиты, а на юго-востоке аналогичные, но бескарбонатные черносланцевые отложения средней части черногорской серии. В пределах подножия продолжается формирование кремнисто-вулканогенных образований грубешорской свиты. В конце пражского века происходит кратковременное осушение мелкого шельфа.

В пределах Тагило-Магнитогорского окраинного моря в позднем ордовике—раннем силуре продолжается спрединг, о чем свидетельствует внедрение лагортаюского и большепольинского комплексов параллельных даек, параллельно формируются контрастные риолит-базальтовые формации войкарской и шемурской свит. В позднем силуре закладывается зона субдукции, падающая в восточном направлении. На коре океанического типа формируются энсиматические Малоуральская и Тагильская островные дуги, образования которых представлены малоуральской, именовской, сосьвинской свитами.

В раннем эмсе на шельфе начинается новая трансгрессия и происходит формирование известняково-доломитовых циклитов вучвожской свиты, которое прерывается рядом кратковременных осушений, в период которых происходил частичный размыв ранее накопленных отложений. Продукты размыва, а также тонкий пелитовый материал сбрасывались к подножию карбонатной платформы, где ими сформирована нижняя часть разреза глинисто-алевролитовой лекъелецкой свиты и песчаники пагинской и надотамльмской свит. По внешнему краю карбонатной платформы продолжалось формирование рифогенных образований Енганэяхинского рифа. За пределами карбонатно-терригенного подсклонового шлейфа, сложенного лекъелецкой свитой, в верхней части континентального склона, вероятно, на относи-

* Данные линии, названные нами «линией Нияю» и «линией Балбанью», соответственно с этого времени в течение всего палеозоя в пределах рассматриваемой территории являлись границей мелководных шельфовых елецких и батимальных лемвинских фаций.

тельно приподнятых плато, накапливались конденсированные пестроцветные стилиолиновые сланцы косвожской и малонадотинской свит. Ниже по склону формировались фоновые глинисто-кремнистые отложения средней части черногорской серии, в которые изредка проникали дистальные части пагинских турбидных потоков, формируя линзы кварцевых песчаников. В пределах континентального склона отмечаются проявления магматической активизации рифтогенного типа, выразившиеся в редких излияниях базальтов и внедрении даек лампрофиров косвожского комплекса. Причина активизации обусловлена, на наш взгляд, коллизийными процессами на западной окраине ВЕК в связи с закрытием Палеоатлантического океана. На востоке Малоуральская и Тагильская островные дуги переходят в зрелую стадию. Здесь формируются крупные вулканические постройки центрального типа, излияния происходят частично в субаэральных условиях. Внедряются многочисленные субвулканические интрузии. В основании Малоуральской дуги формируется кора переходного типа, происходит становление крупного Лагортинско-Кечьпельского батолита. По краям вулканических островов развиваются рифы.

В позднем эмсе (койвенское время) усиливается погружение шельфа. В условиях открытого моря в течение позднего эмса, эйфеля и раннего живета происходит накопление глинисто-известняковых циклитов шервожской и яреней-мусюрской свит. На Малоуральской и Тагильской островных дугах продолжается формирование вулканических построек центрального типа, излияния происходят частично в субаэральных условиях, по периферии идет накопление туфов и туффитов варчатинской свиты.

В позднем живете в пределах мелкого шельфа начинается регрессия морского бассейна, шельф становится закрытым, на нем идет накопление седиментационных доломитов. Затем область мелкого шельфа ненадолго полностью осушается, часть ранее накопленных отложений размывается, формируются коры выветривания латеритного профиля, фрагменты которых в виде линз сиаллитов и аллитов сохранились в палеокарсте. При этом глубина размыва возрастает на запад. По внешнему краю шельфа продолжается развитие рифовых массивов (Естовисские рифы), у подножия склона карбонатной платформы — накопление мощных глинисто-алевритовых клиноформ надотамылькской, пагинской и лекьелецкой свит, в пределах континентального склона — алевропелитов косвожской и малонадотинской свит и глинисто-кремнистых осадков черногорской серии. На востоке начинается разрушение вулканических построек островных дуг, о чем свидетельствует начало накопления вулканомиктовой молассы дзоля-варчатинской свиты.

В пашийское время происходит новое резкое опускание всей шельфовой зоны и начинается обширная франская трансгрессия. В результате на «линиях Ния-ю и Балбанью» во фране вновь начинается формирование барьерных рифов, а у их подножия — мощных обломочных шлейфов. В фамене на внешнем крае шельфа возникают обширные мелководные водорослевые и оолитовые мегабанки (велечшорская и большенадотинская), которые в турне перекрывают слоистые известняковые открытошельфовые циклиты важхановейской свиты. В пределах континентального склона в течение позднего девона и турне шло накопление глубоководных ленточных силицитов и яшмоидов няньворгинской свиты и верхней части черногорской серии. В пределах континентального подножия по-прежнему продолжается накопление

преимущественно туфогенно-кремнистых образований в составе грубешорской свиты. На востоке вся островодужная зона испытывает воздымание и становится с этого времени областью размыва. Одновременно происходит внедрение гранитоидных интрузий конгорского и янаслорского комплексов.

С раннего визе на пассивной окраине ВЕК начинается обширная регрессия. В пределах шельфовой зоны периодически наступают континентальные условия, сменяющиеся периодами накопления субконтинентальных маломощных терригенных толщ. Часть терригенного материала алевропелитовой размерности сбрасывается к подножию карбонатной платформы, формируя подсклоновую толщу черных сланцев р. Яйю. На шельфе в этот период идет заполнение некомпенсированных впадин терригенными толщами (нортничская и шарьюская свиты). С визе появляются первые свидетельства коллизии пассивной окраины ВЕК с бывшей активной окраиной (Малоуральской и Тагильской островными дугами). Признаком начала коллизионных процессов является появление в восточной части территории граувакковых алевропелитов и псаммитов яйюской свиты, имеющих, несомненно, восточный источник сноса. На востоке над зоной субдукции, по видимому, уже формируется аккреционная призма, в которую начинают сгущаться осадки окраинного моря и частично континентального подножия. По крайней мере образования Лагортинской подзоны уже были наверняка в это время в составе аккреционной призмы, так как нигде не установлено их перекрывание отложениями раннего карбона.

С началом позднего визе на шельфе начинается новая обширная морская трансгрессия. В условиях открытого мелкого шельфа в течение позднего визе, серпухова, среднего карбона здесь отлагается мощная толща органогенных, органогенно-обломочных и детритовых карбонатов сартъюской и цементозаводской свит. Образования внешнего края шельфа на территории листа на дневной поверхности не представлены, и их фациальный облик неизвестен. У подножия карбонатной платформы и в пределах континентального склона в этот период идет образование склоновых обломочных карбонатов воргашорской свиты, а восточнее в батимальной зоне, с визе по поздний карбон, отлагаются конденсированные известняково-кремнисто-сланцевые осадки. На востоке продолжается накопление граувакковых алевропелитов и псаммитов яйюской свиты, полимиктовых гравелитов и конгломератов райизской свиты. Наличие в составе последней оболочков гипербазитов указывает на выведение в этот период на уровень эрозионного среза основания островной дуги.

Вероятно, вследствие «втягивания» континентальной коры пассивной окраины в зону субдукции на рубеже карбона–перми, окраина ВЕК испытывает коробление. Вдоль восточного края шельфа образуется островная суша, в пределах которой ранее накопленные отложения верхнего карбона были полностью размывты, о чем свидетельствует наличие обломков известняков с фауной позднего карбона в составе западных фаций воргашорской свиты на р. Лек-Елец. В пределах бывшего глубокого шельфа и континентального склона в это время существует остаточный трог, в котором с конца позднего карбона по раннюю пермь 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 про-

гиб. Это выражается в резком погружении (деструкции) части пассивной окраины и формировании на месте бывшего мелководного карбонатного шельфа и островной суши депрессионной впадины, в которой накапливаются конденсированные мергелистые осадки сизымской свиты. На западе отступивший карбонатный шельф продолжает существовать. В течение ассельского—артинского веков здесь идет накопление карбонатов сарьюгинской серии. По внешнему краю шельфа формируются мелкие рифовые постройки. 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 северо-западной части территории листа 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 лагунно-континентальных условиях (лекворкутская свита). В этот период начинается интенсивное угленакопление в пределах палеоподнятий. Юго-восточная часть территории, по-видимому, уже с кунгурского века являлась областью размыва.

Ввиду того, что все пермские отложения согласно залегают между собой на карбонатах среднего карбона, можно с уверенностью говорить, что процессы складкообразования в пределах бывшего Елецкого шельфа начались в послепермское время и завершились в ранней юре. В то же время Лемвинский аллохтон представляет собой крупную синформу в ядре Лемвинского синклинория и внешне субсогласно «залегают» на раннепермских отложениях. Это свидетельствует о доскладчатом формировании основных шарьяжей в ранней перми.

В результате коллизии падавшая к юго-востоку зона субдукции преобразуется в ГУН с довольно интенсивно проявленным глаукофановым динамометаморфизмом, а по одному из параллельных сколов в утоненной призме кристаллического фундамента ВЕК формируется Хараматолоусский серпентинитовый меланж. Вероятно, результатом скучивания в составе аккреционной призмы осадков бывшего континентального склона стало возникновение в позднепермское время зон палингенного плавления, следствием чего явилось формирование диоритов и плагиогранитов яйюского, погурейского и яркеуского комплексов, 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 здесь существовал эпиконтинентальный морской бассейн, несомненно, соединявшийся с одновозрастным Западносибирским. Сформированные в нем осадки, представленные гла-

уконитовыми 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 эоплейстоцене (роговское время) частично захватывались бореальной морской трансгрессией. Горная часть в четвертичное время неоднократно подвергалась оледенениям горно-долинного и полупокровного типа.



ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Общий план геоморфологического строения территории, расположенной в пределах Уральского горного сооружения, восточной окраины Русской равнины и западной окраины Западно-Сибирской низменности неоднороден: центральная часть представлена среднегорными массивами субальпийского типа с останцовыми горами, а западная и восточная — аккумулятивно-денудационной поверхностью Предуральской и Западно-Сибирской равнин.

Зона Предуральской аккумулятивно-денудационной равнины (I) представлена полого-увалистой, слабонаклонной поверхностью с абсолютными отметками от 50 до 200 м. Глубина эрозионного вреза в ее пределах достигает 40—60 м. Рельеф равнины имеет преимущественно мягкие, плавные очертания.

Зона Уральского горного сооружения (II) представляет собой систему горных хребтов и массивов, ориентированных в субмеридианальном направлении. Наиболее высокие гребни приурочены к линии Главного Уральского водораздела, где располагаются наиболее высокие вершины территории: горы Народная (1895 м), Санаиз (1503 м), Ярота (1341 м), Пайер (1472 м), Харнаурды-Кеу (1246 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.

Зона Западно-Сибирской равнины (III) представлена полого-увалистой, слабонаклонной поверхностью с абсолютными отметками от 50 до 200 м. Глубина эрозионного вреза в ее пределах достигает 40—60 м. Значительную ее часть на территории листа занимает пойма р. Обь и ее террасовые комплексы.

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

ВЫРАБОТАННЫЙ РЕЛЬЕФ

Эта генетическая категория включает денудационные формы рельефа, образовавшиеся в результате различных экзогенных процессов: эрозии, экзарации, абразии, комплексной денудации.

Денудационные формы рельефа включают денудационную равнину, склоны горной зоны, созданные процессами комплексной денудации с существенным участием экзарации и эрозионных процессов, сопряженные с по-

верхностью отпрепарированного цокольного педиплена олигоценового возраста, а также фрагменты древних поверхностей выравнивания (пенеплены), созданные процессами комплексной денудации.

Реликты цокольного пенеплена (4) представляют собой относительно плоские вершинные поверхности главных водораздельных хребтов зоны кряжа с абсолютными отметками от 900 до 1200 м. Они срезают складчатый цоколь палеозойских пород. Длина отдельных фрагментов достигает 5—8 км и более, 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. Вслед за рядом авторов (Сигов, 1968, 1981), [510, 434] время формирования поверхности условно принимается мезозойским.

Поверхность отпрепарированного цокольного педиплена (3) представляет собой выровненные участки, отчасти вышедшие на дневную поверхность из-под чехла ледниково-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 полосой шириной до 20 км по обе стороны Уральского кряжа, к северо-западу и юго-востоку соответственно, от высоких предгорий. Абсолютные отметки ее изменяются от 200 до 360 м. На ней развиты фрагменты коры выветривания площадного и линейного типа, более подробные сведения приведены у Н.Г. Новаковой [434]. 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 (Сигов, 1968, 1981).

Денудационная равнина (2) располагается в северо-западной и юго-восточной части территории. Сформирована на супесчано-суглинистых отложениях верхнего плиоцена—раннего неоплейстоцена. Ее абсолютные отметки плавно повышаются от 100—200 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 среднеоплейстоценового покровного оледенения.

Склоны горной зоны (1) занимают осевую зону кряжа. В масштабе схемы денудационные склоны гор и выработанные экзарационные поверхности среднеоплейстоценового, ханмейского, полярноуральского и голоценового оледенений не расчленены, хотя в их размещении наблюдается хорошо выраженная ярусность, а в соотношении друг с другом определенная последовательность. Самый высокий ярус экзарационного рельефа принадлежит к полярноуральским и голоценовым карам. Отметки их днищ располагаются в пределах 800—1000 м, а бровки стенок достигают высот главных водораздельных хребтов (1000—1200 м). Полярноуральские трюги часто на-

следуют ранее выработанные трог ханмейского оледенения и развиты практически по всем основным водотокам осевой зоны кряжа. Уплощенные днища трогов осложнены ригелями, приуроченными к более твердым породам. Кары и цирки ханмейского возраста реконструируются в виде огромных полуразрушенных чаш с уплощенным днищем, в которые врезаны более молодые полярноуральские и голоценовые кары.

АККУМУЛЯТИВНЫЙ РЕЛЬЕФ

В соответствии с ведущими рельефообразующими факторами аккумулятивные поверхности рельефа разделены на флювиальные, озерно-аллювиальные, ледниковые, флювиогляциальные, аллювиально-морские и поверхность современного техногенного рельефа.

Поверхность отложений пачвожского оледенения среднеплейстоценового возраста (16) развита по периметру Уральского горного сооружения, в долине реки Бол. Роговая, в межгорных долинах кряжа, во внутригорной депрессии Енганэпэ и отчасти в междуречье Мал. Уса—Бол. Сырьяга. 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. И только в долине р. Бол. Роговая отчетливо дешифрируются, вероятно, стадийные краевые моренные образования в виде серии параллельно-вытянутых гряд. На местности распознается по наличию большого количества плохокатанного валунного материала.

Поверхность четвертой аллювиально-морской террасы стрелецкого возраста (15) сохранилась в виде IV террасы на р. Уса. Представляет собой слабо всхолмленную, преобразованную мерзлотными процессами, сильно заболоченную поверхность с многочисленными озерами, расположенную на абсолютных отметках 85—100 м. Вверх по долине р. Уса ее абсолютные отметки возрастают до 110—125 м, и она переходит в поверхность IV аллювиальной надпойменной террасы. Стрелецкий возраст основывается на возрасте слагающих осадков IV аллювиально-морской террасы. По представлениям В. И. Астахова, Я. Мангеруда и др. [6, 270] является поверхностью озерно-ледниковых образований подпрудного Палеоозера Коми и имеет ранневалдайский возраст. По мнению Б. А. Борисова — поздневалдайский.

Поверхность четвертой озерно-аллювиальной надпойменной террасы (14) широко развита в долине р. Обь и ее крупных притоков (реки Хулга, Кемпаж и др.). Образует широкие (от 5 до 25 км) уплощенные поверхности на абсолютных отметках около 100 м. Высота до 30 м над урезом воды. Интенсивно переработана мерзлотными процессами. Цоколем являются более древние образования.

Поверхность отложений горно-долинного ханмейского оледенения (13) развита в зоне кряжа, где приурочена к днищам троговых долин и каров, а также образует широкие лопасти конечно-моренных форм и перигляциальных зандров в предгорной зоне. Имеет типичный холмисто-западинный, холмисто-грядовый рельеф, часто с четко выраженными донными, боковыми и конечными моренами. Высота моренных гряд и холмов над поверхностью дон-

ной морены достигает 10—20 м, а отдельных конечно-моренных образований до 30 м. Поверхности зандров — плоские, наклонные от конечных морен.

Поверхность морены покровного ханмейского оледенения (12) распространена в северо-западной части листа и прослеживается широкой полосой у подножия зоны края, а также в троговых долинах рек Бол. и Мал. Кара, Бол. и Мал. Уса, Бол. Пайпудына. Имеет типичный холмисто-западинный, холмисто-грядовый рельеф с четко выраженными донными, боковыми и конечными моренами. Высота моренных гряд и холмов над поверхностью донной морены достигает 30—40 м, а отдельных конечно-моренных образований до 60 м.

Поверхность ханмейских флювиогляциальных зандров (11) развита по периферии ханмейских покровных морен и отчасти внутри поля последних. Представляет собой серию плоских, слабонаклонных зандров и отходящих от них широких каналов стока, сформированных тальными ледниковыми водами. Нередко деформированы мерзлотными процессами.

Озерно-аллювиальная поверхность третьей надпойменной террасы (10) широко развита в долине р. Обь и ее крупных притоков (реки Хулга, Кемпаж и др.). Образует широкие (от 5 до 20 км) уплощенные поверхности на абсолютных отметках около 80 м. Цоколем являются более древние образования.

Озерно-аллювиальная поверхность первой и второй террас (9). Широко развита вдоль большинства водотоков бассейна р. Обь в пределах Западно-Сибирской равнины. Высота террас до 20 м, ширина до 15 км. Цоколем служат палеозойские породы, осадки неогенового и эоплейстоценового возраста.

Поверхность пойменных террас, первой—второй—третьей аллювиальных надпойменных террас (8). Развита вдоль долин всех водотоков Предуральской равнины, достигая максимальной ширины (до 30 км) в долине р. Уса под г. Инта. Имеет вогнуто-ступенчатый профиль, отражающий этапы снижения базиса эрозии, которым отвечают три 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 — до 18 м). Террасы — как цокольные, так и аккумулятивные. Внутри поля ханмейских морен развиты только две надпойменные террасы.

Поверхность пойменных террас, первой и второй аллювиальных надпойменных террас р. Обь и ее крупных притоков (7). Поверхность закартирована в ряде долин бассейна р. Обь, в основном в верховьях и мелких притоках, где пойменно-русловые образования в масштабе схемы не выражаются. Максимальной ширины (до 7 км) достигает в долинах крупных рек. Имеет вогнуто-ступенчатый профиль, отражающий этапы снижения базиса эрозии, от II террасы до современного уровня.

Поверхность пойменных террас реки Обь и ее крупных притоков (6). Поверхность развита в долине р. Обь и долинах ее крупных притоков, достигая максимальной ширины (до 55 км) в долине р. Обь. Имеет вогнуто-ступенчатый профиль, отражающий этапы снижения базиса эрозии, от I террасы до современного уровня.

Поверхность современного техногенного рельефа (5) развита в пределах промышленных и селитебных зон городов Воркута, Инта, поселков Советский, Северный, Цементнозаводский.

ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ РЕЛЬЕФА

По представлениям В. С. Шуба (1971) и А. П. Сигова (1969), в мезозойско-кайнозойской истории формирования рельефа Урала выделяется шесть тектоно-климатических этапов: эомезозойский, раннемезозойский, поздне-мезозойско-палеогеновый, позднепалеогеновый, миоценовый и плиоцен-четвертичный.

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

В раннемезозойском этапе в условиях умеренно теплого гумидного климата сложились благоприятные условия для пенеппенизации. Эомезозойские горы Урала были преобразованы в новую структурную поверхность — пенепплен с корой выветривания латеритного профиля. Коррелятные осадки в пределах территории не сохранились, но остаточные фрагменты этого пенепплена наблюдаются в пределах самого высокого яруса рельефа зоны кряжа в виде небольших выровненных поверхностей 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, однако большая часть территории оставалась приподнятой над уровнем моря и здесь в условиях субтропического климата была сформирована поверхность позднемезозойско-среднепалеогенового пенепплена, которая сохранилась в современном рельефе в виде уплощенных водоразделов на высотах от 560 до 810 м.

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

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

Плиоцен-четвертичный этап своеобразен как в тектоническом, так и в климатическом отношении. Сводово-глыбовое поднятие Урала продолжилось в режиме колебательных движений, что привело к многократным перестройкам речной сети и неоднократным ингрессиям арктического бассейна, осадки которого представлены отложениями колвинской свиты, падимейской и роговской серий и их коррелятами в Западной Сибири. На современном эрозионном срезе верхняя граница развития плиоцен-эоплейстоценовых ледово-морских отложений достигает абсолютной отметки 200 м. Начиная, вероятно, с раннего эоплейстоцена, горная часть Урала становится центром неоднократных оледенений. Однако прямые свидетельства этому в виде соответствующих морен известны только начиная со среднего

неоплейстоцена. Центром ханмейского оледенения наряду с зоной кряжа, несомненно, являлся Пайхой, о чем свидетельствует форма конечно-моренных валов и очевидное присутствие в составе валунов пайхойского материала. Полярноуральское оледенение имело на территории исключительно горно-долинный характер и завершило формирование современного облика зоны кряжа.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

В итоге планомерных геологических исследований, продолжавшихся с 1930-х годов, рассматриваемая территория вырисовывается как один из важнейших горнопромышленных районов России, перспективных на освоение разнообразных видов минерального сырья. Она частично охватывает Тимано-Печорскую и Западно-Сибирскую нефтегазоносные провинции, в пределах территории находятся крупные угольные бассейны — Печорский и Сосьвинско-Салехардский, Приполярноуральская хрусталеносная провинция.

На территории листа в основном в последние три десятилетия выявлен широкий комплекс металлических и неметаллических полезных ископаемых, в том числе уникальные месторождения высококачественных баритов, промышленные месторождения хромитов, марганца, фосфоритов, промышленные россыпи золота, многочисленные коренные золоторудные объекты, часть из которых буквально в последнее время получили положительную геолого-экономическую оценку. Установлены месторождения и проявления меди, свинца и цинка, железных руд, серных колчеданов, редких и редкоземельных металлов, платиноидов, молибдена и вольфрама, кобальта, никеля, сурьмы, урана, борной, флюоритовой минерализации. В качестве попутных полезных ископаемых установлены серебро, германий, мышьяк, висмут, гелий, сера, йод и бром. Широко представлены месторождения строительных материалов, камнесамоцветного сырья, торфа, разведаны месторождения подземных пресных и минеральных вод.

В настоящее время промышленностью осваиваются месторождения угля Печорского бассейна, кварцевого сырья Приполярноуральской хрусталеносной провинции, строительных материалов и торфа для местных нужд, подземных пресных вод. В небольших объемах до последнего времени отрабатывались золотоносные россыпи, добываются марганцевые руды, хромиты, бариты, камнецветное сырье, идет подготовка к освоению золоторудных месторождений, эксплуатируется ряд месторождений нефти. Месторождения и проявления других видов минерального сырья слабо изучены, находятся в различных стадиях оценки.

На карте полезных ископаемых листа Q-41 по состоянию на 1.01.2005 г. вынесено около 1000 объектов (месторождений и проявлений, пунктов минерализации, газонефтеперспективных структур, геофизических и геохимических аномалий, шлиховых ореолов и потоков.

ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Нефть и газ. На европейской территории листа Q-41, в пределах Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции известно семь нефтяных (три средних и четыре малых), одно газонефтяное (малое) и одно газовое месторож-

дение (малое) промышленного значения. Три нефтяных месторождения — Нядейюское (I-1-1), Хасырейское (I-1-4) и Черпаюское (I-1-7) переданы для освоения. Остальные объекты не эксплуатируются и находятся на различных стадиях изучения.

Залежи всех месторождений приурочены к карбонатным коллекторам верхнего силура, нижнего и верхнего девона, нижнего и среднего карбона. Месторождения одно-двузалежные и лишь на Хосолтинском месторождении (I-1—9) выявлено пять залежей. Залежи в основном пластовые сводовые, реже тектонически экранированные. Глубины залегания от 1353 до 4210 м. Основные сведения по месторождениям приведены в табл. 1. Ниже дается более подробное описание типовых объектов.

Месторождение нефти *Хасырейское* [334] располагается на территории Ненецкого автономного округа. В тектоническом отношении Хасырейская структура приурочена к центральной части вала Гамбурцева Варандей-Адзвинской структурной зоны и относится к Верхнеадзвинскому нефтегазоносному району (НГР) Варандей-Адзвинской нефтегазоносной области (НГО).

Месторождение открыто в 1987 г. В интервале глубин 1987—2519 м выявлены две залежи нефти в среднеордовикско-нижнедевонском НГК, запасы которых учтены Госбалансом. По величине извлекаемых запасов нефти месторождение относится к категории средних.

Нижняя залежь нефти располагается в карбонатных отложениях верхнего силура (гребенская свита) и приурочена к узкой линейной складке субмеридионального простирания в аллохтонной части надвига. В пределах складки выделяются два локальных поднятия — северное и южное, разделенные незначительной по амплитуде седловиной; к каждому из поднятий приурочены самостоятельные нефтяные скопления. Крылья складки с запада и востока осложнены меридиональными тектоническими нарушениями, которые для залежи играют экранирующую роль. Ловушка пластовая сводовая, тектонически и литологически (на северном куполе) экранированная. Коллектор представлен доломитами со сложной структурой порового пространства. Открытая пористость составляет 7 %. Покрышкой залежи является карбонатно-глинистая пачка овинпармской свиты нижнего девона мощностью 35—140 м. В скв. 43 получен фонтанный приток нефти дебитом 42,1 т/сут через 5-миллиметровый штуцер.

В поверхностных условиях нефть утяжеленная с плотностью 878,9 кг/м³, высоковязкая (103,1 мм²/с), высокопарафинистая (8,41 %), смолистая (12,05 %), асфальтенистая (3,61 %), сернистая (0,70 %). Растворенный в нефти газ характеризуется плотностью 0,939 кг/м³ и является высокожирным, высокоэтановым (11,8 %), низкоазотным (4,5 %), низкоуглекислым (0,4 %), бессероводородным.

Верхняя залежь нефти локализуется в карбонатных породах раннедевонского возраста и связана с узкой линейной складкой субмеридионального простирания, приуроченной к аллохтонной части надвига. В пределах структуры выделяются два купола. Крылья складки с запада и востока осложнены меридиональными тектоническими нарушениями. Ловушка является пластовой сводовой, тектонически экранированной. Вмещающие отложения представлены доломитами, реже доломитизированными известняками трещинно-каверно-порового типа. Величина открытой пористости равна 7 %. Покрышкой для залежи служат трансгрессивно залегающие плотные аргиллиты и мергели кыновско-саргаевского возраста.

Характеристика основных месторождений

Индекс клетки и номер на карте	Название, год открытия, тип флюида	Количество и возраст продуктивных горизонтов	Глубина залегания продуктивных горизонтов, м	Тип залежей
I-1-1	Нядейюское, 1984. Нефть	1 D_1	2342—2506	Пластовая сводовая, тектонически экранированная
I-1-4	Хасырейское, 1987. Нефть	2 S_2, D_1	1987—2519	Пластовая сводовая, тектонически экранированная
I-1-5	Осовейское, 1990. Нефть	2 S_2, D_1	3473—3337	Пластовая сводовая, тектонически экранированная
I-1-7	Черпаюское, 1984. Нефть	1 D_1	2178—2506	Пластовая сводовая, тектонически экранированная
I-1-9	Хосолтинское, 1987. Нефть	5 S_2, D_1, D_3	3615—3917	Пластовая сводовая, тектонически экранированная
I-2-6	Южно-Степковожское, 1991. Нефть, растворенный газ	2 D_1, D_3	3915—4210	Пластовая сводовая, тектонически экранированная
I-3-6	Падимейское, 1977. Нефть	1 $C_1 + C_2$	1353—1600	Массивная сводовая, тектонически экранированная
II-1-2	Подверьюское, 1987 Нефть	1 D_1	3641—3725	Пластовая, сводовая
III-1-2	Романьельское, 1985. Газ	1 C_2	3350—3361	Массивная тектонически экранированная

При испытании получены фонтанные притоки нефти дебитами до 110,6 т/сут (штуцер 7 мм). В стандартных условиях нефть по плотности характеризуется как средняя (869,2—867,6 кг/м³), с высокой кинематической вязкостью (126,9—50,1 мм²/с), является высокопарафинистой (10,12—10,39 %), смолистой (9,43—9,20 %), асфальтенистой (2,27—1,64 %), сернистой (0,65 %). Содержание растворенного газа 111—135 м³/т.

Извлекаемые запасы нефти для залежи нижнедевонских отложений составляют основную часть от суммарных запасов месторождения — 91,4 %.

нефти и газа Тимано-Печорской провинции

Характеристика коллекторов			Характеристика нефти (газа)	Степень освоённости
Литологический состав	Эффективная мощность, м	Пористость, %		
Карбонатный	10,8—73,8	8—10	Нефть средней плотности, сернистая, высокопарафинистая, смолистая	Передано для эксплуатации
Карбонатный	1,2—86,8	7	Нефть средней плотности, до утяжеленной, сернистая, высокопарафинистая, смолистая	Передано для эксплуатации
Карбонатный	2,6—17,2	10	Нефть утяжеленная, сернистая, высокопарафинистая, смолистая	В разведке
Карбонатный	13—38,2	8	Нефть утяжеленная, сернистая, парафинистая, смолистая	Передано для эксплуатации
Карбонатный	5,75—9,2	8—12	Нефть утяжеленная, сернистая, парафинистая и высокопарафинистая, от мало- до высокосмолистой	В разведке
Карбонатный	2,8—10,6	9-10	Нефть утяжеленная, сернистая, парафинистая, смолистая	В разведке
Карбонатный	14—251	1,5	Нефть тяжелая, сернистая, высокосмолистая	В разведке
Карбонатный	0,6—15,2	11,8	Нефть утяжеленная, сернистая, парафинистая, смолистая	В разведке
Карбонатный	2,4	7,7	Газ сероводородно-метановый с высоким содержанием жидкого конденсата	В разведке

Газовое месторождение *Романьельское* (III-1-2) [334] в административном отношении расположено на территории Интинского района Республики Коми. В тектоническом отношении Романьельская структура приурочена к Кочмесской ступени Косью-Роговской впадины. Месторождение открыто в 1985 г. параметрической скв. 1, в которой из карбонатных средне-позднекаменноугольных отложений получен промышленный приток газа. Из отложенный P_1 —С возраста также был получен приток нефти.

В соответствии со схемой нефтегазогеологического районирования Романьельское газовое месторождение относится к Кочмесскому НГР Северо-

Предуральской НГО. По величине запасов газа месторождение относится к категории малых.

Газовая залежь приурочена к массивной сводовой ловушке, связанной с рифогенным массивом. Глубина залегания кровли залежи в своде — 3349 м, высота залежи 12 м. Ловушка экранирована тектоническими нарушениями надвигового характера.

Продуктивные отложения представлены известняками серыми и светло-серыми, мелкокристаллическими, прослоями органогенно-детритовыми, трещиноватыми, участками пористыми и мелкокавернозными. Открытая пористость составляет 7,7%. Покрышкой служат плотные неравномерно глинистые известняки.

При испытании получен приток газа дебитом 43,7 тыс м³/сут через 9-миллиметровую диафрагму. Тип газа в залежи — сероводородно-метановый с очень высоким содержанием жидкого конденсата. Исследование газа на конденсатность не проводилось, но по ориентировочным замерам содержание конденсата равно 300—400 г/м³. Свободный газ имеет плотность 0,926 кг/м³ и является полужирным, этановым, низкоазотным. Газ обладает агрессивными свойствами — по содержанию СО₂ (0,8 %) и Н₂S (2,4 %) классифицируется как низкоуглекислый и высокосероводородный.

Тюменская часть территории листа относится к Западно-Сибирской нефтегазонасной провинции и принадлежит к Восточно-Уральской и Приуральской нефтегазонасным областям. В пределах Приуральской НГО выделяется Березовский нефтегазонасный район (НГР). Западная часть площади отвечает Уральской складчатой области, малоперспективной для поисков месторождений углеводородов.

В пределах Березовского НГР в пределах листа разведаны четыре малых месторождения газа. Их краткая характеристика приведена в табл. 2. Основные скопления газа связаны с органогенными известняками, песчаниками и конгломератами вогулкинской толщи (пласт «П») средней—верхней юры, картируемой здесь на глубинах 1195—1465 м. Небольшие залежи отмечены также в песчаниках и алевролитах барремской части разреза леушинской свиты (пласт «Н») нижнего мела [136, 137]. По типу ловушек залежи всех месторождений относятся к пластовым сводовым. Все месторождения газа находятся в резерве.

Наиболее крупным по запасам является *Похромское месторождение* (VI-6-2), приуроченное к одноименному локальному поднятию Алясовского малого вала Чуэльского выступа. Оно открыто в 1960 г. поисковой скв. 75-Р в интервале глубин 1358—1462 м. Коллекторы представлены органогенно-обломочными известняками, разнородными песчаниками с прослоями гравелитов и спонголитов вогулкинской толщи. Открытая пористость песчаников и известняков составляет 30—38 %, проницаемость достигает 4050 мД. Покрышкой залежи служат глинистые породы алясовской и леушинской свит суммарной мощностью до 200 м. Дебиты газа — 5,4 млн м³/сут, а коэффициент заполнения ловушки газом близок к 0,9. Общие запасы составляют 30,2 млрд м³, в т. ч. по категориям А + В — 20,5 млрд м³. Газ метановый (88—96 %) с содержанием суммы гомологов метана до 1,8 %, азота до 10 % и углекислого газа 0—1,9 %. В составе газа присутствует небольшое количество конденсата с плотностью 0,82 г/см³ и началом кипения в 155 °С. Дебиты конденсата незначительны и не превышают 25—27 м³/сут [136, 137].

Таблица 2

Характеристика месторождений и проявлений горючего газа Западносибирской провинции

Индекс клетки и номер на карте	Название месторождения или разведочной площади	Глубина залегаания	Высота залежи	Дебит газа, млн м ³ /сут	Абсолютные отметки ГВК, м	Пластовое давление, атм	Пластовая температура, °С	Запасы газа по категориям, млрд м ³	Вмещающие породы (толща, свита)
Месторождения									
VI-6-1	Северо-Алясовское: залежь пласта «П» залежь пласта «Н» залежь пласта «Н»	1285—1365	80	0,79—0,9	-1275	128	45—48	В—1,5 С ₁ —0,062 С ₁ —0,03	Вогулкинская Леушинская
		1115—1135	4	0,03	-1101	113	44		
		1000—1020	2,2	0,018	-1101	111	44		
VI-6-2	Похромское: залежь пласта «П»	1358—1462	129	5,4	-1424	146	50	Всего 30,2 в т. ч. А + В — 20,5 С ₁ — 9,7	Вогулкинская
VI-6-3	Южно-Алясовское: залежь пласта «П» залежь пласта «Н»	1195—1249	54	1,4—1,57	-1244	126—129	49—50	А + В — 2,24 С ₁ —0,012	Вогулкинская Леушинская
		1095—1101	6	до 0,063	-1088	112	44		
VI-6-10	Деминское: залежь пласта «П» залежь пласта «Н»	1219—1290	71	0,127—3,2	-1275	125	48—52	Всего 5,89 в т. ч. А + В — 5,35 С ₁ — 0,53 С ₁ — 0,11	Вогулкинская Леушинская
		1083—1092	9	до 0,04	-1077	108	38		
Проявления									
VI-6-4	Похромское скв. 189-Р	1472		0,01—0,015			51		Вогулкинская
VI-6-8	Деминское скв. 28-Р	1294—1298		0,72			40		Вогулкинская

ТВЕРДЫЕ ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Угли каменные и бурые. Угленосные отложения широко развиты и приурочены к нескольким стратиграфическим уровням (P_1 , T_3 , J_{1-2} , K_1). Основная промышленная угленосность — пермская (Печорский угольный бассейн) и верхнетриасово-юрская (Сосьвинско-Салехардский бурогольный бассейн).

Границами Печорского угольного бассейна на востоке являются Приполярный и Полярный Урал, на севере — побережье Печорского и Карского морей, на западе она условно проводится по отметке минус 600 м верхнего рабочего пласта бурых углей вдоль западного склона гряды Чернышева. В Печорском угольном бассейне сосредоточено более половины общих геологических ресурсов угля европейской части страны. Основное значение Печорского бассейна определяется наличием запасов коксующихся углей. Шахты бассейна обеспечивают этим ценным сырьем предприятия металлургии и коксохимии Северного, Северо-Западного, Центрального и других экономических районов европейской части России. Печорский бассейн является крупной и наиболее перспективной сырьевой базой для развития энергетической промышленности европейской части страны и Урала. В настоящее время основными потребителями энергетических углей являются электростанции, расположенные в Республике Коми и прилегающих областях.

В пределах листа Q-41 расположена основная часть Печорского бассейна. Здесь известно более двух десятков месторождений и проявлений углей — от бурых до тощих. Из них 11 крупных месторождений. На карте полезных ископаемых площадными объектами (в объеме площадей подсчета запасов) показаны месторождения, учтенные государственным балансом запасов, и месторождения с подсчитанными запасами по результатам поисково-оценочных и разведочных работ, но неутвержденными и неучтенными балансом. Как точечные объекты показаны месторождения, по которым проведен значительный объем поисково-разведочных работ, но запасы не подсчитывались. К углепроявлениям отнесены объекты с установленной угленосностью в единичных пересечениях. Поэтому традиционно называемое Ватьярское месторождение (I-1-8) отнесено нами к углепроявлениям.

Освоено промышленностью пять месторождений (Воркутское, Хальмерьюское, Юньягинское, Воргашорское, Интинское). В 1980—начале 1990-х гг. функционировали 19 шахт с общей добычей до 31 млн т угля/год. В 2004 г. находились в эксплуатации 10 шахт (на Воркутском, Воргашорском и Интинском месторождениях) и один углеразрез (на Юньягинском месторождении) на общую мощность 17 млн т/год. Добыча составила 11,3 млн т. Планируется стабилизация добычи на уровне 12—13 млн т/год. Накопленная добыча на 1.01.2005 г. составила 1106 млн т угля с начала эксплуатации (1932 г.). В пределах листа Q-41 в Печорском бассейне выделяются пять угленосных районов: Хальмерьюский, Воркутский, Интинский и Роговской, Варандей-Адзввинский.

Геологическое строение Печорского угольного бассейна определяют две крупнейшие региональные структуры — Предуральский краевой прогиб, занимающий основную часть бассейна, и прилегающая с востока Уральская складчато-надвиговая область. Угленосные отложения образуют единую молассовую формацию краевых прогибов. Ее нижняя граница скользит вверх по разрезу от низов кунгура в приуральской части прогиба до уфимского яруса на гряде Чернышева и далее к западу и юго-западу, за пределами

Печорского бассейна, до верхов уфимского и низов казанского ярусов. Перекрывается формация образованиями триаса. Угленосная формация характеризуется отчетливо выраженным регрессивным типом разреза и резко асимметричным строением. Наблюдается направленное с запада на восток увеличение мощностей (от 1000—1200 до 4000—6000 м) и степени дислоцированности, а также закономерное изменение литолого-фациального состава, степени угленасыщенности и метаморфизма углей.

На распределение мощностей пермской угленосной формации и ее угленасыщенности основное влияние оказал тектонический режим развития региона в пермское время. Постепенное наступление краевого прогиба на Печорскую плиту определило главную закономерность угленосности, заключающуюся в омоложении ее возраста и усилении регрессивного характера осадконакопления.

Изменением мощности угленосной формации и перекрывающих ее отложений триаса обусловлен метаморфизм углей, являющихся по своему характеру региональным или геотермическим. Значительные изменения мощностей предопределили наличие полного метаморфического ряда углей от бурых, располагающихся в малоглубинной внешней зоне, до антрацитов в предгорной глубинной зоне. Наибольшим распространением пользуются бурые и длиннопламенные угли. Высокометаморфизованные угли размещены в крайней северо-восточной части бассейна. Угли средних стадий метаморфизма прослежены в сравнительно узкой полосе вдоль западного склона Полярного Урала, расширяющейся в области брахиструктур в северной части Косью-Роговской впадины. Площадь распространения коксующихся углей охватывает восточную часть Воркутского и Хальмерьёуского районов бассейна. В Интинском районе известны только газовые и длиннопламенные угли.

Угленосность сосредоточена в отложениях воркутской и печорской серий. Общее количество пластов 250—256, 98 из которых достигают мощности 0,5 м и более. Распределение пластов по разрезу и на площади неравномерное. Намечается закономерное изменение мощности и строения угольных пластов как по вертикали, так и по горизонтали.

Для приуральской части Печорского бассейна, выделяемой как Воркутинско-Интинская угленосная зона, характерна наибольшая мощность угленосной формации (5,5 км), максимальная угленасыщенность воркутской серии, преобладание угольных пластов малой и средней мощности (0,7—2 м), доминирование каменных (Д-Т) и наличие среди них малозольных спекающихся углей (рудницкая подсвета лекворкутской свиты). В этой зоне сосредоточены практически все запасы и большая часть прогнозных ресурсов коксующихся углей бассейна и находятся все разрабатываемые и намеченные к освоению угольные месторождения. В промышленно наиболее ценной рудницкой подсвете отмечается до 58 пластов при семи устойчиво рабочих, включая пласт «Мощный» (до 2—4 м) на северо-западе Воркутского (I-4-6) и северо-востоке Воргашорского (I-4-4) месторождений. Пласты рудницкой подсветы почти не содержат породных прослоев, представлены малозольными коксующимися углями, лучшими по качеству в бассейне. На Усинском (II-4-2) и Сейдинском (II-3-1) месторождениях угленосность подсветы уменьшается, так же как и на Юнгинском (I-5-20) месторождении и в Хальмерьёуском районе.

Интинская свита, по сравнению с лекворкутской, более угленасыщена. Оптимальные параметры угленосности фиксируются в Воркутском районе. Количество пластов здесь колеблется от 10—16 до 75—114, в том числе до 22

Характеристика рабочих пластов основных

Месторождение, возраст		Параметры рабочих пластов		
		Число пластов	Мощность, м	Между-пластия, м
Воркутское	P_2sd	13	0,85—2,6	20—70
	P_2in	10	0,75—1,5	10—100
	$P_{1-2}lv_2$	4	0,9—2,15	10—75
Воргашорское	$P_{1-2}lv_2$	2	1,6—3,0	0—10
Юньягинское	$P_{1-2}lv_2$	9	0,7—1,85	10—65
Хальмерьюское	P_2in	15	0,9—2,3	25—100
	$P_{1-2}lv_2$	10	0,75—1,5	30—190
	$P_{1-2}lv_1$	5	0,9—1,4	10—50
Верхне-сыр्याгинское	P_2in	7	0,76—2,1	150
	$P_{1-2}lv_2$	7	1—2,8	20—40
	$P_{1-2}lv_1$	3	0,95—1,3	60—80
Нижне-сыр्याгинское	P_2in	12	0,7—1,5	20—50
	$P_{1-2}lv_2$	6	0,7—2,16	15
Паембойское	P_2tb	23	0,8—2,8	20—200
	P_2sd	13	0,8—3,0	5—200
Интинское	P_2in	11	1,1—2,2	20—100
Сейдинское	P_2tb	7	0,9—2,6	20—70
	P_2sd	8	1,2—5,1	20—30
Усинское	P_2in	9	0,9—1,2	
	$P_{1-2}lv$	7	1,0—2,2	10—30
Верхнероговское	P_2tb			
	P_2sd	4	1,6—27,8	
	P_2in			
Тальбейское	P_2in	7	1,1—4,2	

Примечание. *А — зольность пласта; Р — содержание фосфора; Q — теплота сгорания.

угольных месторождений Печорского бассейна

Минеральные примеси, %			Физико-химические свойства*			Состав чистого угля, %		
Глинис- тое веще- ство	Кварц	Пирит	A*, %	P*, %	Q*, МДж/кг	Витри- нит	Семиви- тринит	Инерт- нит
19,2	2,6	1,4	31—36	—	32—34	74,5	3,4	19,9
17,7	2,4	1,8	23—35	0,01—0,13	34—35	74,1	4,1	19,8
8,7	1,0	0,5	14—20	0,004— 0,06	35	74,0	5,9	18,4
8,7	1,6	0,8	14—19		34	72,2	5,2	20,7
7,7	1,6	0,8	14—24	0,01—0,03	35,8—36	78,0	6,4	15,6
15,4	3,0	0,5	16—27	—	35,6— 36,1	77,7	4,1	18,1
8,1	2,4	0,6	12—27	0,1—0,2	35,6— 36,2	78,6	2,5	18,8
			22—31	—	35,1— 36,0			
19,3	2,6	1,3	26—31	—	35,5— 35,8	79,9	3,9	16,2
13,0	2,0	0,3	13—23	—	35,5— 36,0	82,1	2,5	15,4
			—	0,003— 0,094	—			
17,3	2,4	0,7	25—39	0,001— 0,068	34—35	77,0	3,9	17,4
10,4	2,0	0,4	10—27	—	35,1— 35,3	72,9	4,7	21,2
21,8	1,8	0,1	26—37	—	33,7—35	69,9	4,5	23,5
33,3	3,2	—	—	0,01— 0,03	—	67,6	2,3	29,9
11,4	1,3	1,7	21—28		30—31	83,2	3,4	12,5
19,6	1,2	0,2	30—32		31	62,0	3,4	32,6
20,2	2,1	0,8	27—31	0,03—0,26	31—32	73,0	3,6	21,2
13,4	1,8	1,0	18—31		31—33	76,8	3,2	17,5
12,8	1,7	1,5	15—22	0,01—0,22	34—35	75,0	3,1	19,6
25,2	1,1	0,4				73,0	1,6	22,2
29,7	0,9	1,2	38—41		27—28	72,8	3,2	23,3
19,4	2,0	0,8				78,8	0,9	17,3
15,0	2,0	3,0	15—37		27—30	64,0	9,0	25,0

рабочих. Мощность их увеличивается до 5—7 м. Строение пластов становится более сложным, зольность углей повышается, обогатимость ухудшается.

Характеристика основных угольных пластов месторождений Воркутского и Хальмерьюского районов приведена в табл. 3.

Приплатформенная градация Печорского бассейна, выделяемая как Роговская или Шарьюско-Тальбейская угленосная зона, включает гряды Чернышева и прилегающие к ней площади Варандей-Адзвинского района. В данной зоне известны месторождения со значительными запасами и прогнозными ресурсами бурых и изредка длиннопламенных углей средней и высокой зольности. Это Верхнероговское (I-2-12), Тальбейское (II-1-13), Ватьярское (I-1-8) и др. Район гряды Чернышева — единственный в Печорском бассейне, где широко распространены на разных стратиграфических уровнях верхней перми сверхмощные (более 10 м) буроугольные пласты: «Роговской» (до 28,1 м), «Адзвинский» (до 24,6 м).

В качестве примера опишем наиболее значимое *Верхне-Роговское месторождение*, приуроченное к одноименной синклинали. В 1986 г. на Южном и Центральном участках была завершена предварительная разведка. Объектами разведки были пласт «Роговской» залегающий в основании сейдинской свиты, и вышележащий пласт 18. В целом на месторождении вскрыто более 50 пластов и пропластков углей в печорской серии. Кроме того, в образованиях интинской свиты насчитывается 19 пластов сложного строения, из которых 10 имеют мощность более 0,9 м. Пласты имеют сложное строение, их суммарная мощность составляет 35,3 м. В верхней части разреза тальбейской свиты выявлено 20 угольных пластов, из них три рабочих. Угли месторождения высокозольные, по температуре плавления золы — среднеплавкие. По средней отражательной способности витринита $R_{\text{ср}} = 0,56\%$ и теплоте сгорания влажной беззольной массы углей (5330 кал/кг), угли относятся к бурым высокой стадии метаморфизма. По влажности, выходу летучих веществ и битума они относятся к частично окисленным каменным углям марки «Д». В единичных пробах отмечено повышенное содержание бериллия (до 75,5 г/т), марганца (до 6620 г/т), кобальта (до 151 г/т), ртути (до 1,8 %). В целом содержание в углях токсичных элементов: никеля, кобальта, свинца, бериллия, хрома, мышьяка, ртути ниже предельных для угольных и сланцевых месторождений. Содержание серы общей составляет 1,06—1,45 %, т. е. ниже 2 % допустимого предела, лишь по пласту «Роговской—нижний» среднее содержание серы составляет 2,12 %. Запасы по категории C_1 на участке, планируемом под открытую отработку, контуры которого показаны как контуры Верхне-Роговского месторождения, составляют 557 млн т.

Угли пермской формации относятся к гелитолитам, характеризуются отчетливой полосчатой текстурой. Микрокомпонентный состав углей довольно постоянен (содержание витринита 65—80 %, липтинита 0—3 %). Угли левкоркутской свиты, слагающие нижнюю часть формации, обычно малозольные и малосернистые. Угли интинской свиты чаще зольные и сернистые, а угли печорской серии — зольные и высокозольные, но малосернистые.

Малофосфористые угли слагают основные пласты рудницкой подсвиты. Теплотворная способность — от 27,91 до 36,45 МДж/кг. Толщина пластического слоя спекающихся углей колеблется от 4—8 до 20—31 мм (Воркутской район) и даже до 36—44 мм (Верхнесырьягинское месторождение — I-5-4). Величина пластометрической усадки меняется от 4—6 до 30—40 мм.

По характеру обогатимости, в зависимости от выхода концентрата плотностью до 1400 кг/м³ с низкой зольностью (A^a до 8 и 10—11 %), угли, согласно ГОСТ 10100-75, относятся к трем группам. Лучшей обогатимостью характеризуются угли первой группы (основные пласты рудницкой подсветы в Воркутском и Хальмерьюском районах).

Угольные пласты залегают преимущественно в устойчивых породах, однако наблюдается появление ложной кровли мощностью 0,2—0,5 м и более. Большая часть запасов находится ниже уровня подземных вод и зоны многолетней мерзлоты. Угленосная толща характеризуется высоким содержанием метановых газов, шахты бассейна опасны по газу и пыли.

На 1.01.2003 г. общие геологические ресурсы углей Печорского бассейна составили 267 750 млн т, из которых 15 493 млн т учтены Государственным балансом запасов и 252 257 млн т оценены как прогнозные. К кондиционным отнесено 184 228 млн т, из них 8531 млн т учтены Государственным балансом запасов.

Общие ресурсы углей в бассейне по маркам (в млрд т): Б (40,1), Д (169,7), ДГ (9,1), Г (1,2), ГЖО (15,4), ГЖ (менее 0,01), Ж (13,9), КЖ (0,03), К (5,2), ОС (6,9), ТС (0,9), Т (3,9), А (1,2). Все марки углей, кроме антрацитов, присутствуют в пределах территории листа. В целом по бассейну доля углей, составляющих плавкую основу шихты (ГЖО, Ж, КЖ) достигает 65 %, что соответствует шихте основного потребителя коксующихся углей бассейна — АО «Северсталь» (г. Череповец).

Коксующиеся угли на территории листа размещены в пределах Воркутского и Хальмерьюского угленосных районов. Здесь сосредоточены практически все запасы коксующихся углей бассейна, ресурсы коксующихся углей составляют 88% от соответствующих ресурсов бассейна (табл. 4).

Таблица 4

Размещение кондиционных коксующихся углей Печорского бассейна на территории листа Q-41 по оценке на 1.01.2003 г.

Районы, месторождения	Индекс объекта в кадастре	Марки угля	Ресурсы		Запасы	
			Всего	Кондиционные	A+B+C ₁	C ₂
Воркутский район			15 215	12 227	2976	12
Воркутское	I-4-6	ГЖО, ГЖ, Ж	1421	404	565	—
Юньягинское	I-5-20	К	22	—	22	—
Воргашорское	I-4-4	ДГ, Г, Ж, ГЖО	2745	1524	931	—
Усинское	II-4-2	ГЖО, Ж	11 751	10 281	1458	12
Елецкое	II-4-4	ОС	18	18	—	—
Хальмерьюский район			6053	5710	304	39
Хальмерьюское	I-5-3	КЖ, К, ОС, ТС	1210	1103	82	25
Паембойское	I-5-2	Ж, К	2557	2557	—	—
Верхнесырьягинское	I-5-4	К, ОС, ТС	1852	1687	151	14
Нижнесырьягинское	I-5-11	Ж, КЖ, К	434	363	71	—
Всего			21 268	17 937	3280	51
в % от запасов и ресурсов бассейна			88	86	100	100

Ресурсы углей для энергетики распределяются в угленосных районах бассейна следующим образом: Воркутской — 179 834 млн т, Интинский — 21 118 млн т, Хальмерьюский — 862 млн т, Адзвинский — 21 092 млн т.

Естественным попутным компонентом в пермских углях на территории листа является метан. Наиболее газообильно Воркутское месторождение (21—29 м³/т, ресурсы метана в углях, по данным А. В. Подмаркова, составляют 35 млрд м³), менее — Юньягинское (3 м³/т), промежуточное положение занимают месторождения Хальмерьюского района (10—15 м³/т, ресурсы 474 млрд м³). На извлечение метана из шахт задействованы дегазационные установки, captирующие из шахт г. Воркута до 280 млн м³/год чистого метана, который потом используется в качестве топлива, для сушки угля на обогатительной фабрике. Содержания остальных попутных компонентов незначительно превышают фоновые.

Мезозойские угли распространены преимущественно в пределах Тимано-Печорской и Западно-Сибирской минерагенической провинций в отложениях триаса, нижней—средней юры и нижнего мела.

В Тимано-Печорской провинции в пределах листа угленосность проявлена только на нижнемеловом уровне. Наибольшая угленосность глинисто-песчаной толщи нижнего мела установлена на участке сочленения гряды Чернышева и поднятия Чернова. Здесь присутствует до четырех пластов незрелого бурого угля мощностью от 0,6 до 2,5 м, вскрытых скважинами на глубинах 150—235 м. Зольность углей 5,3—25,8 %, сернистость 0,5—1,16 %, теплота сгорания 23,9—27,5 МДж/кг. По составу угли гелитолитовые, с содержанием витринита 96,4—99,6 %. Можно предполагать наличие на данной территории сравнительно обширных площадей с локальной рабочей угленосностью. Вопрос о перспективах нижнемеловых углей требует изучения. Все известные проявления не имеют промышленного значения.

В Западно-Сибирской провинции на территории листа располагается северная часть Сосьвинско-Салехардского буроугольного бассейна. Здесь выделяются Северо-Сосьвинский и Хулгинско-Салехардский буроугольные районы, из которых первый достаточно хорошо изучен и является наиболее практически значимым.

В пределах Северо-Сосьвинского района установлено пока только *месторождение Люльинское* (VI-1-23) бурого угля, открытое еще в 1966 г. и впоследствии доразведанное до категории С₂ [207, 341]. По структурному районированию платформенного чехла оно отвечает Люльинской впадине Саранпаульской моноклинали. Промышленная угленосность здесь в основном связана с ятринской свитой верхнего триаса, содержащей до шести угольных пластов мощностью от 2—3 до 40 м с преобладанием сравнительно мощных пластов простого строения. Наибольший интерес представляет пласт «я-6», имеющий мощность 20—40 м. Коэффициент угленосности свиты составляет в среднем 25,7 % [341]. Значительно меньшая роль в формировании месторождения принадлежит яныманьинской и тольинской свитам юры: встречаемые в них пласты бурых углей редко по мощности достигают 2 м при соответствующих значениях коэффициентов угленосности 4,0 и 2,6 %. По степени углефикации данные угли относятся к бурым, марки 2Б-3Б, а по качеству — к среднезольным (15—23 %), малосернистым (0,3—0,6 %), с теплотворной способностью 27—27,5 МДж/кг. Выход первичной смолы составляет 5,5—6,7 % при содержании битумов 2,2—4,0 %. Угли могут использоваться как энергетическое топливо и пригодны для газификации.

Запасы угля на Люльинском месторождении подсчитаны [69] по категории C_2 (до глубины 600 м) в 696 млн т с долей триасовых углей в 551,4 млн т. Госбалансом запасы не учтены, кроме участка Борисовский, который в настоящее время подготовлен к открытой разработке ($A + B + C_1 + C_2$ — 8354 тыс. т). Следует отметить, что из общих запасов лишь 190,2 млн т находятся выше глубины 300 м и могут быть отработаны открытым способом. В настоящее время к эксплуатации подготовлен «Борисовский участок» с геологическими запасами 1,956 млн т в границах предполагаемого карьера глубиной 50 м, рассчитанного на готовую производительность по углю в 100 тыс. т.

Кроме того, бурые угли отмечаются в виде единичных прослоев в тюменской свите средней юры и маломощных пластов и прослоев в северососьвинской свите нижнего мела. На данной степени изученности они не имеют практического значения.

Торф. Выделяются две территории торфонакопления: западная — Тимано-Печорская зона и юго-восточная — Березовский торфо-болотный район.

На севере торф находится в многолетнемерзлом состоянии (глубина сезонно-протаявшего слоя 0,3—1,0 м), что затрудняет его разработку. Торфяники обеих территорий представлены верховым, низинным, переходным и смешанным типами. Торф обычно слаборазложившийся (средняя степень разложения 20—30 %, на ряде залежей 40—50 %), со средней зольностью 4—6 % (до 10 %) при колебании от 2 до 50 %. Мощность торфяного слоя в Тимано-Печорской зоне достигает 6,0—6,5 м при средних значениях 1,4—4,83 и 2,4—2,5 м.

Единственное в Тимано-Печорской зоне в пределах листа Q-41 месторождение Абезь (III-2-2) расположено на левобережье р. Уса в 2,5 км на юг от ст. Абезь. Торфяная залежь представлена низинным типом. Средняя степень разложения торфа — 29 %, зольность — 12,9 %. Средняя мощность торфяного слоя — 2,99 м, максимальная — 6,00 м. Площадь промышленной залежи 993 га. Месторождение крупное, оцененные по категории C_2 запасы торфа-сырца составляют 29,7 млн m^3 (5,1 млн т).

Прогнозные ресурсы торфа категории P_3 в зоне в пределах листа на территории Республики Коми оцениваются в 1,5 млрд m^3 .

Зауральская часть территории листа находится в Березовском болотно-торфяном районе входящего в состав крупнейшего в мире Западно-Сибирского торфяного бассейна. Несмотря на широкое развитие голоценовых озерно-болотных отложений, в основном представленных торфом, известно лишь шесть месторождений данного вида горючих ископаемых с прогнозными ресурсами категории P_2 [217]. Краткая их характеристика приведена в табл. 5. Залежи торфа находятся в многолетнемерзлом состоянии (глубина сезонного протаивания 0,3—1,0 м); преобладает низинный тип залежи. Торф обычно слаборазложившийся (степень разложения близка к 28 %), со средней зольностью 7 %, достигающей на Ванька-Юганском и Инга-Соимском месторождениях 15,2 %. Суммарные запасы сырья составляют 128,65 млн m^3 или 21,18 млн т.

В качестве примера приводится описание Хант-Лонг-Соимского месторождения (VI-4-5) в верховьях р. Харьган, состоящего из четырех разобщенных залежей общей площадью 3200 га. Средняя мощность торфяного пласта составляет 2,25 м, ресурсы сырья — 9,09 млн т. В геоморфологическом плане месторождение приурочено к заболоченным и заозерным пониже-

Характеристика месторождений торфа Западносибирской провинции

Индекс клетки и номер на карте	Название месторождения	Общая характеристика					Тип залежи*
		Площадь, га <u>общая</u> промыш- ленные залежи	Средняя мощность пласта, м	Ресурсы категории Р ₂ , <u>тыс. м³</u> тыс. т	Средняя степень разложения торфа, %	Средняя зольность, %	
VI-4-5	Хант-Лонг-Соимское	<u>3200</u> 2531	2,25	<u>57103</u> 9092	20—28	7	П + Н
VI-5-2	Бобровское	<u>248</u> 198	2,83	<u>5603</u> 958	28	7	Н
VI-5-9	Ванька-Юганское	<u>3714</u> 2680	1,44	<u>38592</u> 6638	32	15,2	Н
VI-5-8	Тутлейское	<u>366</u> 274	2,83	<u>7754</u> 1268	28	7	Н
VI-5-10	Щусь-Соимское	<u>3610</u> 2620	2,83	<u>7415</u> 1268	28	7	Н
VI-6-7	Инга-Соимское	<u>649</u> 510	2,33	<u>11883</u> 2056	32	15,2	Н

* П — переходный; Н — низинный.

ниям на поверхности VI регионального междуречного уровня с абсолютными отметками 130—135 м.

В заключение считаем уместным привести перечень нетрадиционных направлений возможного использования торфяного фонда [277]:

- в производстве торфяных и торфо-мазутных брикетов для отопления;
- для производства теплоизоляционных плит;
- в медицине (торфотерапия);
- в качестве сорбента для очистки нефтепродуктов;
- в производстве по термическому разложению и переработке торфа с целью получения торфяного кокса, битума, воска, спирта, фурфурола, кормовых дрожжей и других белковых препаратов.

Перечисленное выше подчеркивает практическую ценность лежащего «на поверхности» и широко распространенного в районе этого вида минсырья и заслуживающего к себе внимания производственных и научных организаций.

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ЧЕРНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Железо. На территории известно одно железо-марганцевое месторождение, которое по запасам железных руд относится к малым, а также ряд проявлений различной формационной принадлежности. К наиболее перспек-

тивными и значительным относятся объекты контактово-метасоматического (скарнового), гидротермально-осадочного и магматического титано-магнетитового формационно-генетических типов.

Характерными представителями скарнового типа оруденения являются проявления Первая и Третья Рудные Горки, расположенные на восточном склоне Полярного Урала.

Проявление *Первая Рудная Горка* (III-6-1) находится на правом берегу р. Хараматолоу и локализовано в зоне контакта штокообразной интрузии гранитоидов конгорского комплекса и силуро-девонских вулканогенно-осадочных образований. Среди пироксен-гранат-эпидотовых скарнов обособляются линзовидной и неправильной формы тела, представленные магнетитовыми, гематитовыми, реже — гематит-магнетитовыми и мушкетовитовыми рудами. Выявлено восемь рудных тел, наиболее крупное из которых прослежено на 100 м при мощности 20—30 м. На отдельных участках скарны и рудные тела содержат вкрапленность пирита, реже — халькопирита, борнита, сфалерита. Содержание (%) железа от 20 до 69 (среднее 31,7), меди — 0,3.

Проявление *Третья Рудная Горка* (III-5-27) находится в 60 км к юго-западу от первого. Здесь пластообразная залежь скарнов располагается среди туфов, туффитов и уралитовых порфиритов верхнего силура. Месторождение представлено пятью телами эпидот-гранатовых магнетитовых скарнов протяженностью до 100 м при мощности 3—6 м и среднем содержании железа 55,24%. В рудных телах характерна вкрапленность халькопирита. Содержание меди (от 0,02 до 2,84%, в среднем 0,46%) установлены в 40% проб. Золото до 5 г/т. Выявленные рудные залежи хорошо согласуются с магнитными аномалиями ΔZ с напряженностью до 10 000—80 000 гамм. Запасы и ресурсы по категориям $C_2 + P_1$ до глубины 50 м оценены в 250 тыс. т [404].

Месторождение железомарганцевое Парнокское (IV-2-24) относится к группе стратифицированных рудных формаций и имеет [513] вулканогенно (гидротермально)-осадочный генезис. Пласты железных (магнетитовых) массивных криптозернистых руд имеют мощность до 7 м. Содержание железа 20—70 %, среднее по участкам — 47—56 %. Минеральный состав — магнетит с примесью гриналита и железистого стильпномелана (в зоне окисления — гематита, гетита, лимонита). Руды хорошо обогащаются по простым гравитационно-магнитным схемам. Запасы железных руд категорий C_1 и C_2 составляют 12,1 млн т и отнесены к забалансовым. Технико-экономическим докладом предусматривается при добыче марганцевых руд складирование железных руд в спецотвалах с целью возможного их использования в будущем. В 2003 г. добыто 7,4 тыс. т железной руды. Прогнозные ресурсы железных руд категории P_1 на глубоких горизонтах (до 600 м) оценены в 11,1 млн т. Детальная характеристика месторождения дана в разделе «Марганец». Из сопутствующих компонентов в магнетитовых рудах повсеместно отмечаются повышенные концентрации Ge 12—30 г/т (17 г/т в среднем по месторождению). Подсчитаны запасы германия в количестве 158 т, которые в балансе не учитываются из-за отсутствия экономической оценки технологии извлечения.

Многочисленные, различные по величине, участки вкрапленного или шпировидного магнетита (и титаномагнетита) отмечаются в связи с магматитами собского, войкаросынинского и кэршорского комплексов. Наиболее значимыми являются проявления района горы Черная (II-6-90, II-6-91), где

в отдельных пробах из диаллаговых пироксенитов с вкрапленностью титаномагнетита содержания компонентов составляют Fe_2O_3 до 22,77 %, FeO до 7,8 %, TiO_2 до 0,97 %, V_2O_5 до 0,29 %, Cu до 0,1 %. Зоны минерализации имеют широкое площадное распространение. Рудопроявления не оценены.

Проявление *Дзелятьшорское* (II-5-65) выявлено в процессе производства ГДП-50 [408]. Вкрапленное ванадийсодержащее титаномагнетитовое оруденение в виде серии линейных зон размером $(30-100) \times (150-1200)$ м приурочено к крупному $(0,6 \times 5)$ км телу клинопироксенитов и примыкающему к нему с юго-востока массиву габбро дунит-клинопироксенит-габбрового кершорского комплекса. Минеральный состав руд: ванадийсодержащие магнетит и титаномагнетит, халькопирит, пирит, пирротин. Содержания Fe — 14—35 %, TiO_2 — 0,25—1,43 %, V — 0,03—0,17 %, Cu — 0,03—0,62 %. Кроме того, в рудном концентрате обнаружены повышенные содержания Pd — 0,15 г/т и Pt — 0,043 г/т. Рудные тела сопровождаются аномалиями магнитного поля (2000—6000 нТл). Ресурсы титаномагнетитовых руд составляют 1094 млн т ($P_1 + P_2$), при глубине прогноза 500 м.

Проявления вкрапленных (до массивных) гематитовых или гематит-магнетитовых руд широко распространены среди метаморфизованных вулканогенно-осадочных толщ рифейско-вендского возраста. Одно из самых известных проявлений — *Верхнеханмейское* (II-6-29) расположено в верхнем течении р. Бол. Ханмей. Приурочено к толще метабазальтов няровейской серии. Рудные тела мощностью до 1—3 м сложены тонкополосчатыми густовкрапленными, реже массивными рудами гематит-магнетитового состава. Содержание суммарного железа достигает 34,2 %. Предполагается первичный вулканогенно-осадочный генезис (Суханов, 1978). На северном склоне горы Степрузь встречена линза гематитовой руды размером 6×2 м, с содержанием FeO 47 и TiO_2 до 1 %.

В этом же районе (Хараматолоуская депрессия) в разрезе изьякырьюской и степрузьской среднерифейских толщ (зеленые ортосланцы, амфиболиты, кварциты, графитоидно-кварцевые сланцы) магнетитовая минерализация, вплоть до образования рудных концентраций (до 40 % Fe_2O_3), ассоциирует [408] с марганцовистыми породами (гондитами), в частности на Тышорском участке, отмеченном на карте как *Антоновское* (*Верхне-тышорское*) проявление камнецветного родонит-родохрозитового сырья (II-5-51). Практического значения указанные проявления железных руд не имеют.

К группе стратифицированных рудных формаций относятся и собственно осадочные проявления железа, распространенные в палеозойских отложениях Западноуральской зоны и Предуральяского прогиба. Объекты этого типа представлены конкрециями и линзовидными стяжениями сидерита, локализованными на двух стратиграфических уровнях — раннекаменноугольном и позднепермском.

Типичным примером первого уровня является проявление *Зеленое* (IV-1-6), которое представлено двумя пачками (100 и 70 м) черных аргиллитов в отдельных интервалах (до 1 м), обогащенных сидеритовыми конкрециями в составе нортничской свиты нижнего карбона. Установленная протяженность по простиранию 1000 м, средневзвешенные содержания Fe не превышают 23,6—29,4 %. Прогнозные ресурсы проявления до глубины 300 м по падению оценены в 8,3 млн т железных руд по категории P_2 .

Представитель второго — проявление *Сыръягинское* (I-5-5). Пласты (0,7—3 м), обогащенные сидеритовыми конкрециями размером до 0,5 м приурочены к аргиллит-алевролитовым пачкам в разрезе силовской свиты верхней перми. Содержание Fe в руде колеблется от 24 до 36 %. Запасы проявления по категории C₂ составляют 680 тыс. т.

Промышленного интереса объекты данного типа также не представляют.

Марганец. Марганцеворудные объекты на территории представлены осадочным, гидротермально-осадочным и гипергенным генетическими типами. К первому относятся болотные руды, ко второму — многочисленные объекты железо-марганцевой кремнисто-карбонатной формации и единичные проявления марганцевой вулканно-терригенной формации. К третьему — проявления марганцевой латеритной формации, приуроченные к зонам окисления проявлений и месторождений первичных руд, а также коры выветривания по марганецсодержащим породам. Многочисленные объекты гидротермально-осадочного типа приурочены к четырем стратиграфическим уровням: рифейскому, позднеордовикскому, позднедевонскому и ранне-среднекаменноугольному.

Наиболее крупный объект на территории листа — месторождение железо-маганцево *Парнокское* (IV-2-24) относится к позднеордовикской эпохе марганцевообразования. Месторождение открыто в 1987 г. при ГДП-50 [510]. Локализуется в кремнисто-карбонатных отложениях парнокской подсвиты качамылькской свиты. Оруденение имеет многоярусный стратиформный характер. Представлено карбонатными, существенно родохрозитовыми, марганцевыми и железными магнетитовыми рудами, образующими тесную контрастную (без промежуточных разностей) ассоциацию, члены которой замещают друг друга в вертикальном разрезе и по латерали. Пласты марганцевых и железных руд группируются в разрезе парнокской подсвиты в несколько рудных залежей, которые почти моноклинально погружаются под углами 30—50° от поверхности до глубины свыше 800 м. Каждая залежь состоит из нескольких переслаивающихся между собой линзовидных пластов марганцевых и железных руд мощностью от 0,5 до 5,8 м, разделенных пропластками известняков. По падению и простиранию отдельные пласты выклиниваются. В плане они имеют овальную или чаще лентовидную форму. Залежи в целом более выдержаны, но также испытывают пережимы и выклиниваются, что обуславливает разделение единого рудного уровня в пределах месторождения на ряд участков, выделяемых под собственными названиями: Магнитный-1, Магнитный-2, Усть-Пачвожский, Дальний, Восточный. Общая протяженность рудоносной толщи по простиранию до 1500 м. Вмещающие породы представлены марганцовистыми известняками и алевролитами, углисто-кремнистыми сланцами.

Наложённые метаморфические и гипергенные процессы предопределили большое разнообразие состава марганцевых руд, в которых наряду с преобладающими карбонатным и силикатно-карбонатным типами (10—46 % Mn, в среднем — 26 %), отмечаются карбонатно-силикатные и силикатные руды, бедные окисленные (10—15 % Mn, в среднем — 12 %), богатые полуокисленные и окисленные руды (15—54 % Mn, в среднем по месторождению — 32 %). Карбонатные руды отличаются низкими содержаниями фосфора (0,05 %, в среднем по месторождению).

В межрудных 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 %.

Большинством исследователей в настоящее время признается эндогенное происхождение марганца и железа Парнокского месторождения, генезис которого определяется как гидротермально-осадочный.

Балансовые запасы марганцевых руд утверждены по категориям C_1 и C_2 в объеме 4 млн т (окисленные 1,2 млн т, карбонатные 2,8 млн т), забалансовые руды составляют 9,7 млн т. Общая добыча на 1.01.2005 г. составила 120 тыс. т. Общая сумма запасов и ресурсов месторождения [374] около 33 млн т, что позволяет отнести месторождение к разряду средних.

С позднедевонской металлогенической эпохой связаны многочисленные проявления стратиформного марганцевого оруденения в отложениях няньворгинской свиты. Наиболее широко они представлены в северной части Лемвинской зоны в пределах Собского марганцеворудного поля. Типичным представителем является давно известное проявление *руч. Войшор* (II-6-38). В последние годы работами ОАО «ПУГПП» под руководством А.Я. Ильюшенкова [374] в отложениях няньворгинской свиты в его окрестностях выявлена целая серия новых проявлений карбонатных и окисно-карбонатных марганцевых руд (Дорожное, Скалистый, Западно-Нырдуменское, Перевальное и др.). Рудные пласты имеют линзовидный характер и стратифицируются в пределах зоны мощностью до 250 м. Сложены они родохрозит-мангано-кальцитовыми рудами, нередко окисленными в той или иной степени. Отмечаются также манганоделомит, кутнагорит, олигонит. Среди минералов зоны окисления установлены псиломелан, пиролюзит, манганит, браунит. Мощность рудных пластов карбонатных руд 0,5—1,0 м, редко до 2 м и более, при содержании от 16 до 26 % MnO (средние 16—20 %). Установлены и более высокие содержания по рудным пересечениям — до 35 и даже 39 % MnO, как правило, связанные с зоной окисления. Содержания железа по разным пересечениям варьируют от 1,8 до 16 % (редко 20 %) Fe_2O_3 , содержания кремнезема в рудах повсеместно высокие — 35—76 %.

Ввиду того, что содержания Mn общего в первичных рудах в среднем не превышают 10—15 %, они не представляют промышленного интереса. Средние содержания в окисленных рудах по материалам опробования значительно выше 20—26 % (редко до 34 %) MnO. Правда, при этом необходимо отметить, что в малообъемных пробах, отправленных на технологические испытания, по данным института Уралмеханобр, оно оказалось на уровне 10—13 % Mn. Тем не менее, зона окисления по результатам работ на проявлении Дорожное имеет мощность до 39 м и в подобных зонах можно ожидать выявления мелких промышленных объектов с ресурсами в 1—2 млн т. руды.

В отложениях яйюской свиты ($C_{1-3,jj}$) известно проявление *Нангытъюганское* (II-5-43), представленное горизонтом мощностью 10—30 см руды родохрозит-манганокальцитового состава с содержанием MnO 16—24 %. Горизонт прослежен на 30 м.

Рифейский марганценосный уровень на территории листа наиболее широко проявлен на Полярном Урале. В бассейне р. Хараматолоу в разрезе степрузьской и, в меньшей степени, изьякырьюской свит хараматолоуской серии выявлены многочисленные стратиформные залежи мощностью до пер-

вых метров силикатных марганцевых руд, точнее, марганцовистых пород (гондитов) с содержанием MnO (в среднем) 5—10 %, при максимальных до 18 % [408]. В гондитах марганец находится в форме граната (спессартина). С гондитами ассоциирует магнетитовая минерализация вплоть до образования рудных концентраций (до 40 % Fe_2O_3), что позволяет выделять здесь кремнисто-железо-марганцевую формацию. С гондитами ассоциируют также линзы родонит-родохрозитового состава мощностью до 0,3 м с содержанием MnO до 50—60 %. Последние представляют собой камнецветное сырье. Генезис их не вполне понятен, вероятно, здесь имеют место и стратиформные (метаморфизованные гидротермально-осадочные) и контактово-метаморфические образования. Наиболее значимое проявление гондитов и родонит-родохрозитовых руд вынесено на карту и обозначено как *Верхнетышорское* (синоним Антоновское) проявление камнецветного родонит-родохрозитового сырья (II-5-51). Практического значения указанные проявления как марганцеворудные, по имеющимся данным, не представляют, но, несомненно, должны использоваться в качестве поисковых признаков.

На Приполярном Урале, в истоках р. Кузьпуаю (V-1-42) в сланцевых образованиях пуйвинской свиты среднего рифея, также установлены [464] марганцовистые породы — силикатные (спессартиновые) руды с содержанием MnO — 16,5 %. Здесь же позднее М.Я. Поповым обнаружены карбонатно-силикатные руды. Широкое распространение рифейское марганцевое оруденение имеет уже на территории соседнего листа Q-40, где кроме силикатных руд известны окисидные, карбонатные, карбонатно-силикатные и окисленные руды, приуроченные к образованиям саблегорской свиты.

Кайнозойские коры выветривания по различным отложениям палеозоя часто содержат повышенные (до 6—7 %) содержания марганца. Наиболее известны они в Лемвинской зоне, в ее северной (р. Лек-Шор — II-5-39) и южной (Надотинская площадь) частях. Наиболее масштабно зона окисления представлена на описанном выше Парнокском месторождении. Мощность коры выветривания колеблется здесь от 5—15 м в северной части месторождения до 50—75 м в центральной и южной. В верхней части зоны окисления карбонатные руды марганца полностью, а в нижней — частично окислены. Содержание марганца в богатых окисленных рудах варьирует от 15 до 57 %; MnO_2 от 35 до 78 %; Fe от 1,5 до 10 %; фосфора от 0,07 до 0,38 %. По вмещающим марганцовистым известнякам и алевролитам в верхней части зоны окисления образуются бедные марганцевые руды (10—15 % Mn) и марганецсодержащие «шоколадные» суглинки (3—10 % Mn). Наибольшую промышленную значимость имеют богатые пиролюзит-криптомелан-нсуитовые и пиролюзит-гаусманитовые руды, среди которых выделяются пироксидные разновидности с содержанием $MnO_2 > 41,8$ % [513].

Болотные марганцевые руды выявлены в озерно-болотных отложениях позднего плейстоцена на правом борту долины руч. Воргашор (II-5-29). Бурением и горными работами здесь околнута линза ($2 \times 10 \times 10$ м) богатых болотных окисных марганцевых руд с содержанием MnO_2 до 71 %, $BaSO_4$ — 5,2 %, Co до 0,1 % [512]. Руды залегают на торфяной «подушке» практически на дневной поверхности. Представляют собой черную сыпучую массу оолитового сложения с многочисленными псевдоморфозами по остаткам растений.

Пункты минерализации марганца плейстоценового возраста также широко распространены в аллювиальных отложениях I и II надпойменных террас

рек Пага, Кокпела, Юньяга, где рудоносные слои сложены песками и гравием, цементом которых являются гидроокислы железа и марганца. Практического значения эта минерализация не имеет, в виду незначительной мощности и невыдержанности слоев и бедных содержаний марганца, и на карте эти проявления не показаны.

Хром. Пространственное размещение хромитов на территории определяется их генетической связью с альпинотипными ультрабазитами, поэтому все известные месторождения и рудопроявления хрома относятся к кемпирсайскому типу и локализируются в ультрабазитовых массивах Рай-Из, Войкаро-Сынинский и в незначительном количестве в Олыся-Мусюрском. В массивах Полярного Урала выделяются три типа хромитовых руд: высокохромистый магнезиальный, высокоглиноземистый магнезиальный, высокохромистый повышенной железистости. Первый характерен для дунит-гарцбургитовой ассоциации, второй — для (лерцолит)-гарцбургитовой ассоциации, третий для — верлит-дунитовых комплексов. Наибольшее промышленное значение имеет первый тип.

По современной классификации, хромовые руды по густоте вкрапленности хромшпинелида делятся на: сплошные (90—100 % хромшпинели), густовкрапленные (70—90 %), средневкрапленные (50—90 %), редковкрапленные (30—50 %), убоговкрапленные (10—30 %).

Наиболее изученными и перспективными являются в настоящее время хромитовые объекты массива Рай-Из, что в значительной мере обусловлено близостью его к железной дороге, а также преобладающим высокохромистым типом руд. В Райизском рудном районе разведано [103] одно крупное *Центральное*, одно среднее *Западное* и одно мелкое *Западное-II (214)* месторождения, запасы которых учтены Государственным балансом запасов. Кроме того, выявлен целый ряд крупных рудопроявлений, часть из которых нередко именуется также месторождениями, т. к. на них подсчитывались запасы категории C_2 .

Месторождение *Центральное* (II-6-86) расположено на левом берегу р. Макарузь. Оруденение приурочено к крупному дунитовому телу дунит-гарцбургитового комплекса и представлено десятками линзовидных и пластообразных тел хромитов протяженностью от первых десятков до 313 м при мощности от 0,5—1,0 до 30,5 м. Протяженность рудных тел по падению до 360 м. Руды от убого вкрапленных до сплошных, чаще средне-густовкрапленные. Хромшпинелид по составу соответствует магнезиальному хромиту и субферрихромиту. Содержание Cr_2O_3 варьирует от 5,92 до 48,45 %, среднее по месторождению 33,82 %. Запасы хромитовой руды по категории C_1 составляют 2,31 млн т; категории C_2 — 3,7 млн т, ресурсы категории P_1 — 14 млн т. На месторождении уже ведется добыча открытым способом ОАО «Конгор-Хром».

Месторождение *Западное* (II-6-89) расположено в юго-западной части Южного рудного поля среди дунит-гарцбургитового комплекса с мелкими телами дунитов, вытянутыми вдоль полосчатого чередования гарцбургитов и дунитов; в зоне среднетемпературного динамометаморфизма. Разбито субширотным тектоническим нарушением на два блока с амплитудой горизонтального смещения 180 м. Рудная зона протяженностью 1100 м, мощностью 50—100 м. В северо-восточном блоке — четыре рудных тела, в юго-западном блоке — шесть. Форма рудных тел уплощенно-линзовидная. Длина по

простирацию — 80—470 м, длина по падению — 230 м, мощность — 0,6—3,7 м. Контакты тел резкие, часто подорваны тектоническими разрывами. Руды средне-густовкрапленные, сплошные с содержанием Cr_2O_3 22,0—52,0 мас. % (среднее 43,0). Руды слабометаморфизованные, неметаморфизованные. Хромшпинель высокохромистая магнезиальная представлена субферрихромитом, хромитом. Состав хромшпинели (мас. %): Cr_2O_3 — 56,76—62,16 (среднее 60); Al_2O_3 — 7,86—11,33 (среднее 9,6); Fe_2O_3 — 1,09—9,8 (среднее 4,91); FeO — 10,11—16,46 (среднее 13,6); MgO — 10,84—15,40 (среднее 13,3); TiO_2 — 0,08—0,22 (среднее 0,13). Прогнозные ресурсы и запасы (тыс. т): категорий C_1 — 490, C_2 — 1160, категории P_1 — 6200.

Месторождение *Западное II* (II-6-93) находится среди дунит-гарцбургитового комплекса юго-западной части Южного рудного поля; в зоне среднетемпературного динамометаморфизма. Хромитоносная зона протяженностью более 450 м представлена четырьмя параллельно вытянутыми рудными телами: три рудных тела линзовидной и одно уплощенно-линзовидной формы. Длина по простирацию линзовидных тел 70—160 м, уплощенно-линзовидного тела — до 450 м; длина по падению линзовидных тел до 260 м, уплощенно-линзовидного тела — до 200 м; мощность — линзовидных тел 0,1—8,7 м (среднее 3,4 м), уплощенно-линзовидного тела 0,1—3,2 м (среднее 1,5 м). Контакты тел резкие. Руды густовкрапленные, сплошные, в краевых частях тел — редко-среднекрапленные. Содержание Cr_2O_3 27,0—59,0 мас. % (среднее 43,13). Степень метаморфизма — слабая, средняя. Хромшпинель высокохромистая магнезиальная представлена магносубферрихромитом и магнезиальным субферрихромитом. Состав хромшпинели (мас. %) Cr_2O_3 — 56,55—64,93 (среднее 64,30); Al_2O_3 — 3,96—10,78 (среднее 7,84); Fe_2O_3 — 3,35—12,13 (среднее 7,76); FeO — 3,18—13,77 (среднее 9,13); MgO — 5,77—19,18 (среднее 15,11). Результаты технологических испытаний показали хорошую обогатимость руды с высоким процентом извлечения полезного компонента: из руды с Cr_2O_3 36,25 % получен концентрат с Cr_2O_3 52,51 %. Прогнозные ресурсы и запасы (тыс. т): категории C_2 — 150, категории P_1 — 1250.

В пределах Войкаро-Сынинского гипербазитового массива известно порядка 50 объектов в ранге рудопроявлений и не меньшее количество пунктов находок хромитовых руд (пунктов минерализации) различных минеральных типов. Не менее десятка рудопроявлений в будущем, после проведения полноценных оценочных работ, несомненно, перейдут в разряд месторождений, в том числе крупных. На части этих объектов подсчитаны (но не утверждены) запасы руд категории C_2 . Некоторые объекты, как, например, *Кэришорское* проявление (III-4-19) ранее также назывались месторождениями.

К высокохромистому магнезиальному типу относятся проявления преимущественно западной части и юга массива. Приведем описание нескольких типичных из них.

Проявление *Кечьельское-II* (III-4-5) находится в северной половине массива среди дунит-гарцбургитового комплекса в крупном уплощенном теле дунитов 300 × 3000 м. Хромитоносная зона северо-восточного простираения, протяженностью 2000 м, шириной до 100. Форма рудных тел уплощенно-линзовидная, длина по простирацию — 120—240 м, мощность — 0,5—8,0 м. Залегание рудных тел: аз. простираения — СВ, аз. падения — СЗ, угол падения — 60°. Руды редковкрапленные, реже густовкрапленные до сплошных с содержанием Cr_2O_3 5,28—44,95 мас. % (среднее 19,2). Степень метаморфизма —

слабая, средняя. Хромшпинель высокохромистая магнезиальная (мас. %): Cr_2O_3 —55,33—57,07 (среднее 56,20), Al_2O_3 —10,67—12,35 (среднее 11,19), Fe_2O_3 —3,09—4,80 (среднее 4,25), FeO —14,76—20,64 (среднее 17,25), MgO —8,39—12,25 (среднее 10,66), TiO_2 —0,19—0,25 (среднее 0,22). При метаморфизме хромшпинелиды приобретают повышенную железистость и частично хромистость. Прогнозные ресурсы категории P_1 — 1,5 млн т.

Рудопоявление *Пайты* (III-5-9) находится в центральной части Хойлинского блока северной половины массива и приурочено к висячему блоку апикальной части вытянутого дунитового тела, расположенного среди гарцбургитов со шлирово-полосчатыми выделениями дунитов. Хромитоносная зона неправильной вытянутой формы прослежена на площади 1500×100 —150 м. Всего вскрыто шесть тел хромитовых руд, залегающих кулисообразно вдоль зоны, безрудные интервалы — 5—7 м. Форма рудных тел уплощенно-линзовидная, шлировая, редко пластообразная. Контакты рудных тел резкие, сопровождаются дунитовыми оторочками. Размеры рудных тел от 25 до 300 м (в среднем 126,43 м) по простиранию, мощность — 0,5—9,0 м (в среднем 1,8 м). Руды в основном густовкрапленные и сплошные, меньше — убого-редковкрапленные. Содержание Cr_2O_3 в руде от 3,50 до 52,17 % (в среднем 32,42), в хромшпинели от 40,28 до 61,17 % (в среднем 51,75). Состав хромшпинели (мас. %): Al_2O_3 —7,86—23,15 (среднее 13,89), FeO' —14,78—36,62 (среднее 20,78), MgO —6,56—15,80 (среднее 12,52), TiO_2 —до 0,47. Степень метаморфизма — от слабой до сильной. Прогнозные ресурсы категории C_2 — 0,5 млн т, P_1 — 1,153 млн т.

Проявление *Хойлинское* (III-4-7) приурочено к центральной части вытянутого дунитового тела среднего размера. Хромитоносная зона субмеридионального простирания протяженностью 140 м при ширине до 50 м включает девять рудных тел линзовидной, неправильной линзовидной формы, которые группируются в цепочку вдоль зоны. Контакты рудных тел резкие, четкие. Размеры рудных тел: по простиранию 5—46 м (в среднем 18,9 м), по мощности 0,4—11,1—14,0 м (в среднем 2,8 м). Руды преимущественно густовкрапленные и редковкрапленные, меньше сплошные, средне- и убоговкрапленные. Содержание Cr_2O_3 в руде от 3,43 до 48,86% (в среднем 26,90), в хромшпинелях от 36,18 до 56,72% (в среднем 52,38). Состав рудной хромшпинели (мас. %): Al_2O_3 —8,46—31,13 (среднее 12,89), FeO' —16,18—27,28 (среднее 22,08), MgO —7,13—16,08 (среднее 11,26), TiO_2 —до 0,44. Прогнозные ресурсы категории P_1 — 6,3 млн т.

Проявление *Западнолаптапайское* (IV-3-11) находится в центральной части Лаптапайского блока южной половины массива среди дунит-гарцбургитового комплекса в крупном теле (700×1500 м) дунитов и включает три рудных тела линзовидной формы. Длина по простиранию — 200—600 м (среднее 500 м); мощность — 0,5—8 м (среднее 7,7 м). Руды средне-густовкрапленные, реже убого-редковкрапленные, сплошные с содержанием Cr_2O_3 12,96—58,30 мас. % (среднее 30,00). Хромшпинель высокохромистая (мас. %): Cr_2O_3 — 60,72—64,48; Al_2O_3 — 6,45—7,82; $\text{Cr}_2\text{O}_3/\text{FeO}'$ — 3,2—4,5. При метаморфизме хромшпинель приобретает повышенную железистость и хромистость. Прогнозные ресурсы категории P_1 — 8,07 млн т.

К глиноземистому типу относятся проявления, группирующиеся в восточной части массива. В качестве примера опишем несколько наиболее значимых.

Проявление *Лекхойлинское Западное* (II-5-61) находится в центре Пайерского блока северной части массива; в апофизе достаточно крупного дунитового тела среди гарцбургитового комплекса. Хромитоносная зона северо-восточного простирания в центральной части дунитовой апофизы длиной 500 м и шириной до 50 м представлена одной сложнопостроенной залежью (рт 213) неправильной линзовидной, уплощенно-линзовидной формы. Длина по простиранию — 460 м; мощность — 8—39 м. Залегание залежи: аз. простирания — 40—80°, аз. падения — 55—85°. Контакты постепенные, текстура руд вкрапленная. Руды убого-, редковкрапленные, редко средне-густовкрапленные с содержанием Cr_2O_3 — 3,80—45,80 мас. % (среднее 16,2), Al_2O_3 — 1,41—16,6 мас. % (среднее 5,9). Степень метаморфизма — слабая, средняя. Хромшпинель глиноземистая магнезиальная (мас. %): Cr_2O_3 — 49,18—52,36 (среднее 50,76), Al_2O_3 — 11,82—17,51 (среднее 14,92), Fe_2O_3 — 4,24—9,72 (среднее 6,88), FeO — 9,97—16,03 (среднее 13,40), MgO — 11,67—16,01 (среднее 13,58), TiO_2 — 0,23—0,24 (среднее 0,23). При метаморфизме хромшпинель приобретает повышенную железистость. Запасы категории C_2 — 665 тыс. т, ресурсы категории P_1 — 3 млн т.

Проявление *Лекхойлинское* (II-5-62) находится в центре Пайерского блока северной части массива среди гарцбургитового комплекса. Хромитоносная зона северо-восточного простирания длиной более 450 м и шириной до 160 м сложена серий тел линзовидной, уплощенно-линзовидной формы, локализованных в вытянутом дунитовом теле; межрудные интервалы 5—60 м. Контакты тел резкие; текстура руд: вкрапленная, реже массивная. Руды густовкрапленные, реже сплошные, средне-, редко-, убоговкрапленные (мас. %): Cr_2O_3 — 15,89—36,88 (среднее 31,36), Al_2O_3 — 13,46—25,37 (среднее 20,5), $\text{Cr}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ — 2,1—3,3. Степень метаморфизма — слабая, средняя. Хромшпинель глиноземистая магнезиальная (мас. %): Cr_2O_3 — 39,16—42,36 (среднее 40,62), Al_2O_3 — 25,31—26,81 (среднее 26,27), Fe_2O_3 — 2,47—5,11 (среднее 4,21), FeO — 12,21—17,27 (среднее 14,40), MgO — 12,13—15,57 (среднее 14,37), TiO_2 — 0,24—0,41 (среднее 0,33). При метаморфизме хромшпинель приобретает повышенную железистость. Запасы категории C_2 — 317 тыс. т, прогнозные ресурсы категории P_1 — 3 млн. т.

Проявление *Кериорское* (III-4-19) находится вблизи восточной границы северной части Погурейского блока среди гарцбургитового комплекса вблизи контакта с породами верлит-дунитового комплекса. На площади 1000 × 500 м расположено 11 сближенных рудных тел хромитов линзовидной, неправильной формы. Длина по простиранию — 1—40 м, мощность — 0,4—15,0 м. Контакты тел резкие с маломощными дунитовыми оторочками, часто серпентинизированными. Руды густо-, средневкрапленные, сплошные, частично редковкрапленные с содержанием Cr_2O_3 — 15,21—45,0 мас. % (среднее 23,01). Руды неметаморфизованные, слабометаморфизованные. Хромшпинель глиноземистая магнезиальная (мас. %): Cr_2O_3 — 40,17—51,16 (среднее 44,50), Al_2O_3 — 17,90—26,70 (среднее 21,36), Fe_2O_3 — 1,37—11,00 (среднее 5,30), FeO — 3,86—16,14 (среднее 11,69), MgO — 12,50—17,32 (среднее 15,38), TiO_2 — 0,31—0,65 (среднее 0,50). Запасы категории C_2 — 88 тыс. т, прогнозные ресурсы категории P_1 — 887 тыс. т.

Типичным представителем железистого высокохромистого типа в верлит-дунитовом комплексе является проявление *Верхнелагортинское* (III-4-13), находится вблизи западной границы Хойлинского блока среди верлит-дунит-

тового комплекса в полосе краевых дунитов и включает четыре зоны вкрапленных руд протяженностью до 200 м, сложенные чередующимися полосами, шширами, струями и прожилками хромита. Зоны отстоят друг от друга на 5—25 м. Форма тел уплощенно-линзовидная, текстур полосовидная, шшировая, струйчато-полосчатая, нодулярная. Мощность — 1—3,6 м. Руды от убого- до густовкрапленных, сплошных с содержанием Cr_2O_3 — 4,40—22,70% (среднее 11,13). Хромшпинель повышенной железистости, высокохромистая, частично глиноземистая (мас. %): Cr_2O_3 — 48,16—61,64 (среднее 55,34), Al_2O_3 — 7,16—20,08 (среднее 12,06), Fe_2O_3 — 2,80—5,87 (среднее 4,87), FeO — 13,38—18,88 (среднее 15,47), MgO — 10,06—12,87 (среднее 11,79), TiO_2 — 0,14—0,40 (среднее 0,23). Результаты технологических испытаний показали хорошую обогатимость вкрапленных руд проявления; концентрат удовлетворяет требованиям промышленности для получения феррохрома.

Валунчатые россыпи хромитов. Многие проявления хромитов, сложенные массивными и густовкрапленными рудами сопровождаются протяженными делювиально-пролювиальными шлейфами из глыб хромитовых руд. Точно так же глыбы хромитовых руд могут составлять значительную часть грубообломочного материала морен, областью питания которых были кары с проявлениями богатых хромитовых руд. Такие объекты могут представлять самостоятельный интерес для мелкообъемной добычи. Ресурсы некоторых из них оценивались при проведении поисковых работ.

Россыпепроявление *Левокечельское-1* (III-4-3) находится в северо-западной части Хойлинского блока северной части массива. Валунчатая делювиальная (делювиально-гляциальная) россыпь расположена в головной части днища кара на площади 0,6 км² (длина 1,6 км, ширина 0,2—0,4 км). Обломки хромитов неокатанные, реже слабоокатанные, по размерам обломков выделяют фракции: 1) на поверхности: более 20 см — 36 %, 10—20 см — 42 %, 5—10 см — 18 %, 5 см — 4 %; 2) по керну скважин: 10—20 см — 27 %, 5—10 см — 53 %, 3—5 см — 12 %, 1—3 см — 8 %. Мощность рыхлых отложений, содержащих обломки хромитов, изменяется в пределах 6—50 м (в среднем 28,3 м). В составе обломков вкрапленных хромитовых руд присутствуют разности от убого- до густовкрапленных с преобладанием средневкрапленных. Содержание Cr_2O_3 в рудах 3,18—38,77 мас. % (среднее 24,27). Рудная хромшпинель магниезиальная глиноземистая, по минеральному составу соответствует магниезиальному алюмохромиту, субферри-алюмохромиту, хромпикотиту. Состав хромшпинели (мас. %): Cr_2O_3 — 35,67—51,91 (среднее 47,42), Al_2O_3 — 10,65—30,35 (среднее 18,88), FeO' — 16,65—31,34 (среднее 19,59), MgO — 8,60—17,99 (среднее 13,74), TiO_2 — до 0,53. Степень метаморфизма — в основном слабая. Прогнозные ресурсы по категории P_1 валунчатой россыпи составили 208 тыс. т при среднем содержании Cr_2O_3 , равном 30,11 мас. % [447].

Россыпепроявление *Южное* (III-4-8) валунчатых хромитовых руд, в отличие от вышеописанной россыпи имеет гляциальный генезис и локализована в боковой морене. Тело россыпи сложено протяженным валом шириной от 100 до 250 м в основании, высотой от 5 до 15 м, длиной более 1200 м. Обломочный материал представлен несортированной глыбово-щебенчатой массой. Рудный хромитовый материал локализуется в основном во фракции ≥ 10 мм. В более мелких фракциях его содержание не более 2—3 % от основной массы. Размеры обломков хромита от 0,01 до 1 м в поперечнике. Рудные обломки представлены в основном массивными хромитами, хромшпинелид —

низкохромистый высоко глиноземистый, представлен хромпикотитом. Среднее содержание обломков хромитовых руд в россыпи оценивается на уровне 16 кг/м³, без учета влияния присутствующих крупных глыб хромита, дающих аномально большие концентрации (более 200 кг/м³). Запасы хромовых руд по категории С₂ оценены в 10,6 тыс. т, при среднем содержании Cr₂O₃ 37 %.

Исчерпывающая характеристика всех известных проявлений и месторождений в гипербазитах Полярного и Приполярного Урала, закономерности размещения типов хромитовых руд и прогнозная оценка приведены в капитальном отчете Б. В. Перевозчикова [452].

Титан, ванадий. Проявления титановой минерализации немногочисленны и по значимости соответствуют классу «пункты минерализации» (ПМ), т. е. практического интереса не представляют. Генетически эти проявления делятся на две группы: гистеромагматические и осадочные. В гистеромагматическом типе титан связан с железом и входит в состав титаномагнетита или образует самостоятельную минеральную фазу — ильменит. Как правило, наиболее обогащены титаном породы семейства габбро, где титановые минералы иногда образуют рассеянную вкрапленность и шширообразные скопления (собский габбро-диорит-тоналитовый комплекс). Наиболее значимые проявления титана (и ванадия) связаны с ванадийсодержащим титаномагнетитовым оруденением, охарактеризованным в разделе «железо».

ЦВЕТНЫЕ, РЕДКИЕ МЕТАЛЛЫ И РАССЕЯННЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Медь. Медное оруденение на площади листа проявлено очень широко и представлено как собственно меднорудным, так и комплексными объектами, в которых медь ассоциирует со свинцом и цинком, серебром, золотом, молибденом и другими металлами. В формационном отношении среди объектов, в которых медь является либо единственным, либо значимым полезным компонентом, выделяются несколько типов медной и медьсодержащей минерализации: медистых песчаников, медисто-цинковистых серных колчеданов, ванадиево-железо-медный (платино-золото-палладиево-медный), жильный штокверковый (медно-порфиновый). Есть признаки медно-никелевого сульфидного и медно-железоскарнового типов.

Оруденение формации медистых песчаников приурочено к полосе распространения нижнеордовикской терригенной формации, протягивающейся [340] вдоль западного склона Полярного и Приполярного Урала на сотни километров. В ее составе выделяются два подтипа оруденения: саурипейский дельтовый и косьонский заливно-лагунный. К саурипейскому относятся Саурипейское и Молюдвожское рудопроявления, к косьонскому — одноименное месторождение. Месторождение Падьягинское принадлежит к смешанному типу.

Проявление *Саурипейское* (I-6-10) расположено в 50 км восточнее бывшей железнодорожной станции Хальмер-Ю. Представлено несколькими рудными участками, образующими рудное поле. Рудоносный горизонт, приуроченный к зоне контакта красноцветных и сероцветных песчаников малопайпудынской и усинской свит манитаньрдской серии. На участке Скальный достигает мощности 110 м. Мощность рудных линз от 0,7 до 14,7 м при

ширине 25—70 м. Суммарная мощность рудных линз в одном сечении достигает 62,5 м при среднем содержании меди — 0,5 %, серебра — 52 г/т. Первичные рудные минералы представлены халькозином, борнитом, халькопиритом, пиритом. Но руды сильно окислены, пористость достигает 13 %. Широко развит малахит, присутствует самородная медь и другие минералы зоны окисления. В реликтовых участках вкрапленных борнит-халькозиновых руд содержание меди достигает 2,28 %, а серебра — до 200 г/т. На глубину рудопроявление не изучено. По состоянию на 1993 г. ресурсы меди и серебра по категории P_2 оценены соответственно в 300 тыс. т (среднее содержание 1,5 %) и 1000 т (среднее содержание 50 г/т).

Проявление *Молюдвожское* (III-3-14) близко к вышеописанному по вещественному составу, содержаниям полезных компонентов и морфологии рудных тел. Рудоносный горизонт локализуется в подошве зеленоцветных терригенных пород (песчаники и конгломераты) молюдмусюрской свиты раннего ордовика на контакте с их красноцветными разностями. Мощность горизонта — 150 м, протяженность — 2,5 км. В нем выявлено шесть рудных тел мощностью от первых метров до 6 м, протяженностью 150—500 м, реже 400—500 м. По данным бороздового опробования канав, содержание меди колеблется от 0,38 % на 15,1 м до 1,26 % на 4 м мощности. Содержание серебра в таких же пробах — от 20 до 70 г/т в рудных интервалах, в штучной пробе было установлено 347 г/т. В двух штучных пробах определено золото в количестве до 2 г/т. Рудные минералы: халькозин, борнит, халькопирит, редкая вкрапленность самородной меди. Прогнозные ресурсы по категории P_2 : Cu—50 тыс. т., Ag — 10 т (Лютиков, раб. материалы).

Крупное месторождение Косьюнское находится за западной границей листа Q-41. Рудовмещающими породами на месторождении (и отмеченных выше проявлениях) являются зеленоцветные песчано-сланцевые отложения саледской свиты на контакте с подстилающими красноцветами обеизской свиты. Рудоносный горизонт участвует в складчатости. Рудные минералы представлены халькозином, борнитом, халькопиритом, пиритом. Содержание меди от десятых долей до 9,9 %, среднее — 0,6—0,7 %. Характер минерализации вкрапленный. Горизонт прослежен на площади порядка 75 км². Мощность колеблется от первых десятков сантиметров до 3—5 м, в раздувах до 25—30 м. На флангах месторождения, в том числе и на территории листа Q-41, на этом уровне оруденение затухает, становится прерывистым. Здесь на нескольких локальных участках (IV-1-25, 27, 28) рудоносный горизонт представлен медистыми песчаниками косьюнского типа с содержанием меди до 1 % на мощность 1 м.

Малое месторождение *Падьягинское* (II-6-35) находится на Полярном Урале, в 3—5 км к северо-востоку от железнодорожной станции Полярный Урал. Оруденение локализуется в сероцветных песчаниках малопайпудынской свиты на контакте их с пестроцветными песчаниками усинской свиты, образуя прерывистый рудоносный горизонт, участвующий в складчатости. Максимальная рудоносность на участке Периклиналиный, где мощность горизонта достигает 25—28 м. Содержание меди в руде варьирует от 0,1 до 10 %. На участке Свинцовый, наряду с медью (0,1—0,7 %), отмечаются свинец (0,1—18 %) и цинк (0,05—2 %). Постоянной примесью является серебро, содержание которого от десятых долей до 57,8 г/т. Рудные минералы представлены борнитом, халькопиритом, халькозином, в меньшей степени галенитом, сфа-

леритом, пиритом. Рудоносный горизонт прослежен на глубину. На Периклинальном участке площадью 0,3 км² подсчитаны запасы по категории С₂ в количестве 25 тыс. т меди при среднем содержании 0,6% и бортовом — 0,1%. Прогнозные ресурсы Падыягинского рудного поля категорий Р₁ + Р₂ до глубины 300 м оценены в 250 тыс. т. Перспективы месторождения, вероятно, далеко не исчерпаны.

Оруденение колчеданного типа приурочено к метаморфизованным допалеозойским вулканогенным и вулканогенно-осадочным породам основного и кислого состава ивтысьшорской свиты рифея в Хараматолоуском районе и палеозойским вулканитам грубешорской свиты в зоне Хараматолоуского меланжа. Рудные тела имеют линзообразную или пластообразную форму и представлены густовкрапленной или массивной рудой, состоящей из сульфидов меди, железа, реже свинца и цинка с примесью серебра и золота.

Наиболее известными являются месторождение Верхнеелецкое, проявление Тышорское и группа проявлений в районе руч. Нырдовоменшор (II-6-44, 46, 52, 63).

Малое месторождение *Верхнеелецкое* (II-6-60) приурочено к зоне Хараматолоуского меланжа. Выявлены три линзовидные залежи густовкрапленных и массивных типичных колчеданных руд. Размеры тел по простиранию 170, 175 и 30 м, по падению — 90, 80 и 45 при мощности 6, 8 и 2 м. Главный рудный минерал — пирит, второстепенные — халькопирит, сфалерит, галенит, редкие — борнит и блеклые руды. Среднее содержание меди в рудных телах — 0,37, 0,47 и 0,24% (при максимальных до 1,34%). В рудах (по результатам анализов отдельных проб) содержатся цинк — 0,1—2,03%, свинец — 0,1—1,04%, золото — 0,3—0,8 г/т, серебро — 0,8—16 г/т. Зона окисления имеет мощность 3—10 м и сложена бурыми железняками и охрами. Запасы меди в известных рудных телах оценены в 3050 т при среднем содержании 0,43% [488]. Запасы и ресурсы категории Р₁ до глубины 300 м в сумме могут быть удвоены. С учетом комплексного характера руд запасы и ресурсы суммы металлов (медь, цинк и свинец) могут быть оценены не менее, чем в 10 тыс. т.

Проявление *Тышорское* (II-5-54) представляет собой сложно построенную пластообразную залежь (протяженность 1 км, переменной мощности, до 30 м в раздувах) состоит из разрозненных линз (протяженностью первые метры и мощностью десятые доли метра) густовкрапленных халькопирит-сфалерит-пиритовых руд среди кварц-серицит-хлоритовых метасоматитов с убогой рудной вкрапленностью. При ГДП-50 [408] на проявлении проведены горные и буровые работы, в результате которых ресурсы по категории Р₁ оценены до глубины 300 м в объеме: Cu — 55,8 тыс. т (0,61%), Zn — 228,8 тыс. т (2,5%), Pb — 24,3 тыс. т (0,26%), Au — 7,9 т (0,86 г/т), Ag — 247,5 т (27 г/т), сера — 546,7 тыс. т (6%). Установлены типичные для колчеданных объектов рассеянные элементы: Cd, In, Ga, Ge, Tl, Te, Se. По результатам проведенных работ промышленного значения объект не имеет, однако, безусловно, заслуживает дальнейшего изучения.

Проявления Нырдовоменшорской группы *Каньонное* (II-6-44), *Левобережное* (II-6-46), *Правобережное* (II-6-52), *Восточно-нырдовоменшорское* (II-6-63) представлены многочисленными линзовидными телами массивных и прожилково-вкрапленных халькопирит-(±сфалерит)-пирит-пирротиновых колчеданных руд, приуроченных к блокам метабазальтов грубешорской свиты в составе полимиктового серпентинитового меланжа северного обрамления

Райизского массива. Мощностью первые метры и протяженностью десятки — первые сотни метров. Содержания компонентов неравномерные и составляют: меди — 0,02 — 14,05 %, цинка — 0,011 — 6,3 %, свинца — до 0,06 %, серебра — до 72,0 г/т, золота — до 0,4 г/т, германия — до 1,16 г/т.

Оруденение ванадиево-железо-медной (платино-золото-палладиево-медной) формации конвергентно близкой к известному волковскому типу, приурочено к образованиям кершорского дунит-верлит-клинопироксенит-габбрового комплекса.

Наиболее ярким представителем данного типа является открытое В. Г. Котельниковым при ГДП-200 листа Q-41-XI [110, 249] проявление *Озерное* (II-5-64). Проявление локализовано среди клинопироксенитов, оливиновых клинопироксенитов и верлитов вдоль контакта с гнейсовидными габбро-амфиболитами. На проявлении выделяются две рудные зоны.

Основная (юго-восточная) рудная зона прослежена на 3,1 км, имеет мощность по элювию в раздувах до 50 м, падение юго-восточное, под углом 60—70°. Максимальная вскрытая в коренном залегании опробованная мощность рудной зоны 17,7 м. Наиболее богатая минерализация отмечается в однородных среднекристаллических оливинсодержащих клинопироксенитах, а также в такситовых верлитах и оливиновых клинопироксенитах линзовидного и брекчиевидного облика. Рудные минералы обособляются в виде мелкой и тонкой вкрапленности (0,2—2 мм), реже гнездообразных скоплений размером до 4—5 мм. Они представлены (по мере убывания) халькопиритом, борнитом, халькозином, карролитом, пиритом. Содержание сульфидов в зонах минерализации варьирует от долей до 3—4 %. Микросондовым анализом (выполненным в ИГ КНЦ Уро РАН) кроме того установлены: медистое и золотистое серебро, золотистая и золото-палладистая медь, мертиит $[(Pd_4Cu)_5Sb_2]$, майченерит $[Pd(BiTe)_2]$, самородный теллур.

По результатам бороздowego опробования рудных пересечений, содержания полезных компонентов составляют: Cu — от 0,1 до 1,4 % (при среднем 0,51 %), Pd — 0,1—1,66 г/т (среднее — 0,28 г/т), Au — 0,1—2,15 г/т (среднее — 0,27 г/т), Pt — 0,04—0,26 г/т (среднее — 0,05 г/т), Ag — 0,04—10 г/т. Отмечаются повышенные содержания Sc — 25—60 г/т и Ga — 1,5—15 г/т. Мощность зоны и содержания компонентов уменьшаются вверх на эрозионном срезе, в связи с чем можно говорить о ее низкой степени эродированности.

На проявлении отмечаются также линзовидные тела с обильной вкрапленной титано-магнетитовой минерализацией, которые являются составной частью открытого ранее [408] *Дзелятышорского* титаномагнетитового рудопроявления (II-5-65). По результатам анализов, в разрезе рудной зоны наблюдается четкая пространственная разобщенность медной и титаномагнетитовой минерализации, при этом последняя локализуется преимущественно выше по разрезу. Содержания TiO_2 — 0,4—0,8%, V — 0,04—0,1 %.

На основании полученных результатов бороздowego опробования произведен подсчет прогнозных ресурсов проявления категории P_2 на глубину 300 м. Полученные параметры позволяют говорить об открытии крупного комплексного месторождения меди с золотом, палладием и платиной. В 2004 г. Ямальской горной компанией на проявлении начаты поисково-оценочные работы.

Проявление *Пятиреченское* (III-5-20) открыто при ГДП-50 [408]. Находится в низовьях р. Лев. Пайера, пересекающей его по диагонали в восточной части полосы развития кершорского комплекса, вблизи контакта с дио-

ритоидами собского комплекса. Приуроченно к тектонической зоне, косо секущей аподунитовые и аповерлитовые серпентиниты и клинопироксениты с интенсивной гидротермальной проработкой. Простираение зоны северо-восточное, падение 80—85° к северо-западу. В поперечном, вскрытом севернее разрезе тектоническая зона имеет ширину до 90 м и представлена чередованием тектонитов, вмещающих уплощенные линзовидные тела существенно кварцевого состава. Размер кварцевых обособлений от первых см до десятков метров и более по простиранию, при максимальной мощности до 10—20 м.

Рудная сульфидная минерализация связана как с тектонитами, так и с кварцевыми зонами. Оруденение носит вкрапленный, шлирововкрапленный характер с обособлением участков сплошных руд. Главные рудные минералы: халькопирит и пирротин, реже отмечаются магнетит и пирит. Содержание рудных компонентов, по данным kernового опробования, составляют: Cu — 0,1—5,0 %; Co — 0,005—0,07 %; Ni — 0,008—0,18 %; Fe — 8—38,5 %; Pt + Pd до 0,2 г/т; Au до 0,4 г/т; Ag — 3—6,4 г/т. Микрозондовыми исследованиями установлены в составе рудных минералов элементы платиновой группы, золота и серебра.

Ориентировочные параметры Пятиреченского проявления, на основании данных электроразведки и бурения, составляют протяженность по простиранию до 1500 м, по падению 200—300 м, мощность рудной зоны 30—90 м.

Ресурсы проявления были оценены по категории P₂: Cu — 153,9 тыс. т, Pt — 2,6 т, Co — 5,5 тыс. т, Ni — 6,03 тыс. т, S — 1,06 млн т. При среднем содержании меди по трем пересечениям — 0,61 % [408].

Близким по типу является проявление *Дорожное* (VI-1-13), открытое В.Г. Котельниковым в пределах Шекуринского габбрового массива при прогнозно-поисковых по проекту ГК-1000/3. Проявление расположено в 31,5 км от пос. Саранпауль по дороге на рудник Неройка. В придорожной выемке среди габбродолеритов вскрыто тело пироксенитов и их оливиновых разновидностей, верлитов, редко дунитов мощностью ~35 м. По простиранию оно прослежено на 200 м в северном направлении и не более, чем на 100 м — в южном. Внутреннее строение тела обусловлено ритмичным чередованием: дунит + верлит + оливиновый пироксенит + пироксенит. Мощность ритмов от 0,3 до 1 м. В западном, лежащем боку тела обнаружена зона, обогащенная халькопиритом и борнитом. Сульфиды образуют тонкую вкрапленность с содержанием от долей до 2—3 %. При этом наибольшие их концентрации присущи оливиновым разновидностям. Вскрытая мощность оруденения не менее 4,5 м. По своему типу оруденение аналогично описанному выше на проявлении Озерное. Контакты тела ультрабазитов с вмещающими габбродолеритами тектонические. Содержания меди относительно высокие, по крайней мере — аномальные, в среднем 0,15—0,4 %. Содержания благородных металлов — Au до 0,11 г/т, Pt до 0,05 г/т, Pd до 0,18 г/т. Наблюдается их устойчивая корреляция с содержаниями меди, как и на проявлении Озерное.

Оруденение молибден-меднопорфировой формации развито преимущественно в пределах Малоуральского позднесилурийско-девонского вулканоплутонического пояса и представлено группой проявлений Янаслорское, Элькошорское, Мокрый Лог и др. Первое из них локализовано в гранитоидах, и имеет преимущественно медно-молибденовую специализацию и поэтому охарактеризовано ниже в разделе «Молибден».

Проявления медно (молибден)-порфирового типа *Мокрый Лог* (III-5-28), *Осеннее* (III-5-26) расположены в пределах Элькошорского рудного поля и связаны с интрузией биотитовых кварцевых монцодиоритов конгорского комплекса, прорывающих вулканогенно-осадочные породы малоуральской свиты. Представлены прожилково-вкрапленной медной, медно-молибденовой минерализацией штокверкового типа, приуроченной к выступам апикальных частей интрузива, сложенных порфиroidными разностями кварцевых монцодиоритов. В экзоконтактах интрузии проявлены эпидотизация, окварцевание, скарнирование, участки развития кварцевых жил мощностью от 1 см до 2 м, содержащие гнезда пирита в зальбандах и молибденита в пустотах выщелачивания. В пределах штокверков развиты прожилково-вкрапленные халькопирит-пиритовые руды, содержащие в среднем (по рудопроявлению Осеннее) $\text{Cu} - 0,2\%$ $\text{Mo} - 0,002-0,005\%$, $\text{Ag} - 0,3$ г/т, Au до 0,01 г/т (редко до 0,1 г/т). Рудные минералы представлены пиритом, халькопиритом, борнитом, сфалеритом, реже присутствует магнетит и пирротин, в резко переменных количествах встречается молибденит. Иногда, как правило на участках развития сульфидно-кварцевых прожилков и жил, содержания молибдена достигают 0,328 %. Отмечается наложенный характер молибденовой минерализации по отношению к медному халькопирит-пиритовому оруденению. На отдельных участках наблюдается развитие кварц-серицитовых метасоматитов-филлизитов (березитов). Эти образования сопровождаются интенсивной халькопиритовой минерализацией (содержания меди до 0,7 %).

Прогнозные ресурсы категории P_2 проявления Осеннее до глубины 300 м оценены: $\text{Cu} - 199$ тыс. т, $\text{Mo} - 5$ тыс. т, $\text{Au} - 1,3$ т, $\text{Ag} - 65$ т. По прогнозным ресурсам рудопроявление Мокрый Лог принимается примерно равным проявлению Осеннее [404].

Проявление *Манюкую* (III-4-26) представлено штокверковым прожилково-вкрапленным халькопирит-пиритовым оруденением во вторичных кварцитах среди пропицитизированных вулканитов малоуральской свиты в зоне контакта с породами конгорского комплекса. Мощность минерализованных зон, вытянутых в северо-восточном направлении до 50—200 м. На глубине прослежены скважинами до 200—250 м, где подпираются интрузиями гранитоидов. Сульфиды до 10—15 % (пирит, халькопирит, марказит). По данным бороздового и кернового опробования: Cu до 0,111—0,96 %. Пробирными анализами установлено золото 0,2—1,1 г/т; серебро 3,6 г/т — 27,6 г/т [404].

Также к медно-порфировому типу обычно относится ряд проявлений меди в пределах Оченырдынского Au , Mo , Cu района, связанных с риолитами пайпудынского комплекса. Однако необходимо понимать крайнюю условность такой типизации. Так, геодинамическая обстановка становления пайпудынских субинтрузий более чем далека от таковой для объектов медно-порфирового типа. Приведем описание одного из типичных рудных объектов.

Рудопроявление *Борзовское* (I-6-5) приурочено к эндоконтакту субвулканического тела риолитов пайпудынского комплекса. Зона прожилково-вкрапленных халькозин-борнит-халькопиритовых руд протяженностью 60 м прослежено на глубину 80 м, мощность его составляет 10 м. В рудах присутствуют пирит и магнетит и, в небольших количествах, — галенит, сфалерит и арсенопирит. В протолочках установлен молибденит. Содержание меди из-

менчиво, достигает 3,52 %, при среднем — 0,94 %. В отдельных пробах установлены высокие содержания серебра (до 104 г/т), свинца (до 1,44 %), золота (до 0,7 г/т), молибдена (до 0,03 %) и мышьяка (до 0,5 %). Запасы меди на глубину 70 м оценены в 1000 т.

Расположенное южнее *Бадьяшорское* рудопоявление (I-6-20) обычно относится к жильному типу, но несет черты этого же штокверкового типа. Локализовано оно в вулканогенных отложениях бедамельской свиты и представлено обширной (300—400 × 2500 м) зоной прожилковой и прожилково-вкрапленной борнит-халькопиритовой минерализации в окварцованных, альбитизированных и гематитизированных туфах среднего и кислого состава. В протолочных пробах определяются пирит, барит, халькозин, сфалерит, галенит и золото. На глубину оруденение прослежено на 230 м. Оруденение неравномерное, выделяются линзовидные обогащенные участки мощностью до 4—6 м с содержанием меди от 0,1—0,2 до 1—1,5, редко до 2,0—4,3 % при среднем содержании 0,4—0,6%. Промышленные перспективы могут быть связаны только с глубиной.

Оруденение жильного типа связано обычно с жилами кварцевого и кварц-карбонатного состава в породах различного состава и возраста. Главными рудными минералами являются халькозин и борнит, реже — ковеллин, халькопирит, пирит, галенит. К проявлениям этого типа относятся: *Тумболававожское* (III-3-12), *Верхнекокпельское* (III-3-11) и ряд других. Генезис проявлений этого типа, несомненно, разнообразный и во многих случаях весьма спорный. Представляется [462], что преобладают среди них регенерированные (метаморфогенные) образования. Практическое значение оруденение этого типа может иметь в качестве поисковых признаков ведущих геолого-промышленных типов: штокверкового (кроме упомянутого уже Бадьяшорского) — *Погурейсоимское* (III-4-28), медистых песчаников — *Серебряное* (V-1-19), медно-никелевого или медно-никель-кобальт-платиноидного — *Водораздельное* (*Бурхойлинское*) — II-5-52. Последнее расположено в аподунитовых серпентинитах Войкаро-Сынинского массива и представлено зоной ветвящихся прожилков и гнезд. Мощность зоны около 7 м, прослежена она на 150 м. Рудные минералы: халькозин, халькопирит, малахит, самородная медь. По штучным пробам содержания Cu — 2,75—2,90 %, Ni — 0,32—0,46 %, Ag — 5,2 г/т, Zn 0,05—0,175 %, Au — до 0,2 г/т, Ag до 5,2 г/т. Рудопоявление фактически не изучено.

Многочисленные пункты минерализации — признаки медно-титаномагнетитового (волковского) типа оруденения, в пироксенитах и габбро-амфиболитах известны как в восточной, так и в западной периферических частях Войкаро-Сынинского гипербазитового массива и представлены вкрапленностью магнетита, титаномагнетита, халькопирита и пирротина. В поверхностных условиях развиваются вторичные минералы — малахит, азурит, ковеллин, халькозин. Кроме выше упомянутых существенно железных проявлений в восточной периферической зоне Войкаро-Сынинского и Райзского массивов в качестве существенно медного проявления можно привести Кокпела-Игядейское проявление. Оно расположено на правом берегу р. Кокпела и локализовано в пироксенитах западной части Войкаро-Сынинского массива. Ширина (мощность) зоны минерализации около 150 м. По результатам анализа бороздовых проб содержания (%) меди — 0,08—0,48, Fe₂O₃ — 8,0—12,75, TiO₂ — 0,32—0,41, V — 0,01—0,02, Ni_{сульф.} — 0,02—0,15.

Свинец и цинк. Проявления свинца и цинка распространены довольно широко, однако в большинстве своем изучены весьма слабо и, за исключением Кожимского рудного узла, в настоящее время не представляют практического интереса.

Выделяются несколько типов объектов. Ведущим по перспективности является стратиформное оруденение в существенно карбонатных отложениях среднеордовикско-лландоверийского уровня, выявленное на северном фланге Кожимского поперечного поднятия Западно-Уральской мегазоны в виде группы рудопроявлений и двух десятков пунктов минерализации. Оруденение несет черты миргалимсайского и саурейского типов.

Типовым объектом этой группы проявлений является рудопроявление *Кожимское* (V-1-3), в среднем течении р. Кожым. Рудовмещающими являются мраморизованные известняки грубепендишорской свиты (O_{2-3}), обогащенные углистым веществом и содержащие редкие прослои алевролитов и кварц-серицитовых сланцев. Выявлены шесть пластообразных и линзообразных тел, тяготеющих к призмковым частям складок. Протяженность рудных тел до 500 м при мощности от 1 до 10 м. Суммарная прослеженная протяженность рудоносного горизонта по простиранию до 2 км, по падению — более 200 м. Средняя мощность рудных тел 1,8 м, содержание условного цинка от 3,4 до 14,6%. Руды прожилково-вкрапленные и брекчиевидные, существенно цинковые (галенит-сфалеритовые). Соотношение Pb : Zn варьирует от 1 : 1 до 1 : 10. Среднее содержание цинка в рудных телах 2,4 %, свинца — 1,5%, кадмия — 0,01—0,5 %.

Непосредственно вблизи Кожимского рудопроявления выявлены рудопроявления *Аномальное* (IV-1-36), *Грубепендишорское* (IV-1-35) и *Правобережное* (V-1-2) с аналогичным по характеру оруденением. Прогнозные ресурсы категории P_2 до глубины 300 м на Кожимской площади (30 км²) составляют: цинка — 0,7 млн т, свинца — 0,45 млн т.

В нижнем течении р. Балбанью у устья р. Пелингичей также в отложениях грубепендишорской свиты установлено проявление Пелингическое (V-1-6) с аналогичным оруденением. Содержание Zn в пределах зоны варьирует от 1,8 до 9,4 %, Pb — 0,5—7,9 %, Cd — 0,004—0,027 %. Содержание условного цинка на мощность рудного интервала 2,6 м равно 2,68 %, на мощность 1,4 м — 3,27 %. Прогнозные ресурсы проявления категорий $P_1 + P_2$ подсчитаны в количестве 43 тыс. т условного цинка [514].

Вместе с охарактеризованными выше объектами они образуют Балбанью-Кожимский рудный узел.

Также к стратиформным относятся проявления свинцовистых песчаников так называемого надеждинского типа, локализованные стратиграфически несколько ниже, уже в терригенных образованиях раннеордовикского возраста. Данный тип оруденения ассоциирует [462, 463] с оруденением типа медистых песчаников, замещающая последний в более «мористых» фациях вверх по вертикали и в восточном направлении по латерали. На территории листа это рудопроявление Спокойное и участок Свинцовый рудного поля Падьягинского месторождения медистых песчаников (II-6-35).

На рудопроявлении *Спокойное* (I-6-18) рудоносный горизонт приурочен к песчаникам малопапудынской свиты, прослежен почти на 2 км при мощности до 20—25 м и несет убогую вкрапленную минерализацию галенита, пирита, реже сфалерита и халькопирита. В пределах горизонта выделяются

небольшие мощностью от 0,35 до 1—1,5 м и протяженностью до 25—30 м линзообразные тела вкрапленных, прожилково-вкрапленных, реже полосчатых, в маломощных участках густовкрапленных руд. Главный рудный минерал — галенит, обычно присутствует пирит (до 1—3 %), редко встречаются сфалерит и халькопирит. Содержания свинца в сечениях рудных тел достигают 4,59 %. В рудах содержится серебро — 2—11 г/т, цинк — 0,1—0,7 %, медь — сотые доли процента. Характерно, что рудные песчаники, как правило, являются карбонатсодержащими.

Идентичные и по морфологии, и близкие по параметрам рудные тела свинцовистых песчаников установлены на участке Свинцовый рудного поля Падьягинского месторождения медистых песчаников. Содержания свинца здесь на мощность линзы (до 0,7 м) достигают 18 %, содержания меди — 0,1—0,7 %, цинка — 0,2—2,0 %. В данном случае рудоносный горизонт отстоит от основания уралид на несколько сот метров.

Вероятно, к этому же типу, но в более метаморфизованном, регенерированном виде, относится оруденение рудопроявления *Придорожное* (II-6-6), хотя А. П. Прямоносным [168] оно и отнесено к жильному типу (см. ниже).

К стратиформному типу, в значительной мере спорно, относится золото-содержащее полиметаллическое сульфидное оруденение в метаморфизованных рифейских отложениях в Ляпинском антиклинории. Это рудопроявление *Караванное-II* (V-1-45), *Лебединое* (V-1-37), *Хасаварка* (V-1-65). Маломощные (обычно до 1—3 м) рудные тела уплощенной линзовидной формы выстраиваются в протяженные до нескольких километров минерализованные единичные горизонты мощностью до 10—12 м. Наличествуют признаки участия рудоносного горизонта и рудных тел в складчатости, нет пространственной связи с интрузивными телами. Тем не менее, значительная часть геологов относит эти объекты к наложенному гидротермально-метасоматическому оруденению. Руды вкрапленные, прожилково-вкрапленные, участками (до 1—1,5 м) до массивных, существенно галенитовые, со сфалеритом, пиритом, халькопиритом, магнетитом. В типовом рудопроявлении *Караванное-II* содержания полезных компонентов в массивных рудах достигают: золото — 3 г/т, серебро — 100 г/т, свинец — 11,3 %, цинк — 10 % (на мощность 1,3 м). Во вкрапленных рудах — 0,2 г/т Au, 0,5 % Pb, 0,3 % Zn. При средних содержаниях в руде 1 г/т Au, 14 г/т Ag, 4 % условного свинца прогнозные ресурсы до глубины 100 м оценены в объеме 1 т Au, 13 т Ag, 35 тыс. т условного свинца. Другие объекты имеют меньшие масштабы.

Свинцово-цинковое оруденение жильного типа развито широко и, так же как и существенно медное, связано с жилами и жильными зонами кварцевого и кварц-карбонатного состава в породах различного состава и возраста. Главными рудными минералами являются галенит, пирит и сфалерит, в меньшей степени сульфиды меди. Так же как и для медных объектов этого типа, генезис проявлений, несомненно, разнообразный и во многих случаях весьма спорный. Некоторые объекты, вероятно, являются продуктом метаморфизма и регенерации первичного оруденения других типов.

Это в частности относится, по нашему мнению, к проявлению *Придорожное* (II-6-6) в бассейне р. Бол. Пайпудына. Оруденение локализуется в карбонатных сланцах малопайпудынской (качамылькской?) свиты и прослеживается по простиранию на 4 км при ширине от нескольких до 30 м, по

падению — на глубину около 100 м. Минерализация представлена галенитом и пиритом с незначительной примесью халькопирита, сфалерита. Содержание свинца достигает промышленных значений (до 2,56 %) только в пределах двух линзовидных тел, имеющих мощность в раздувах до 7 м и прослеженных по падению на глубину до 60 м. Как уже выше указано, вероятно, этот объект правильнее относить к стратиформному оруденению надежинского подтипа.

Из многочисленных проявлений рассматриваемого жильного типа выделяются объекты так называемого изъяхойского [454] типа, локализованные в субвулканических и гипабиссальных телах риолитов пайпудынского и пожемского комплексов (*Изъяхойское* — I-6-15, *Свинцовое* — IV-2-20 и др.), рудные зоны которых похожи на штокверки.

Проявление Изъяхойское расположено в верховьях р. Бол. Уса и приурочено к дайкам катаклазированных гидротермально измененных риолитов пайпудынского комплекса. Выделены два основных рудных тела протяженностью 65 и 70 м, максимальной мощностью 10 и 11 м, в которых риолиты пронизаны сетью галенитовых, галенит-баритовых и галенит-барит-кварцевых жил и прожилков. Протяженность отдельных жил — первые метры—десятки метров, мощность 0,1—0,5 м. Наряду с галенитом, в подчиненных количествах отмечается пирит, сфалерит, халькопирит, борнит, ковеллин. Рассеянная вкрапленность и тонкие прожилки галенита и других рудных минералов встречается и во вмещающих окварцованных породах. Средние содержания на мощность 10 м в первом теле составляют: Pb — 7,67 %, Zn — 0,16 %, Ag — 14,8 г/т, Cu — 0,02 %, TR — 0,027 %. Рудопроявление не изучено на глубину.

Никель. На территории листа известны пункты сульфидной никелевой минерализации и типа никеленосных кор выветривания.

Пункт минерализации первого типа *Янескеулектальба* (I-5-25) представлен зоной размером 100 × 300 м в виде вкрапленности сульфидов меди в серпентинитах по гипербазитам енганэпейского комплекса на севере хр. Енганэпэ. По данным бурения, мощность зоны составляет 80 м. Рудные минералы представлены пентландитом, халькопиритом, пирротинном. Содержания Ni колеблются в пределах 0,05—0,5 %. Интервалы с максимальными содержаниями (0,4—0,5 % Ni) мощностью 0,2—1 м встречены на глубинах 120—140 м и приурочены к антигорит-хризотилковым серпентинитам. Проявление можно рассматривать как признак медно-никелевой перидотит-пироксенит-габброноритовой формации.

Наиболее высокое содержание сульфидного никеля (Ni — 0,7 %) выявлено в процессе ГДП-200 в зоне мелкой сульфидной вкрапленности мощностью около 0,5 м, локализованной в серпентинитах зоны ГУН в подошве Войкарского аллохтона на руч. Тышор (II-5-55) [249]. По всей видимости, он относится к гидротермально-метаморфогенному типу неясной формационной принадлежности. Учитывая почти промышленные содержания данного компонента в точке, можно говорить о вероятности высокого никеленосного потенциала зон динамометаморфизма и метасоматоза в полосе серпентинитового меланжа зоны ГУН, что необходимо иметь в виду при дальнейших работах.

Повышенные содержания силикатного никеля (0,1—0,5 %) весьма характерны для ультраосновных пород Райизского, Войкаро-Сынинского и

Олыся-Мусюрского альпинотипных гипербазитовых массивов и их обрамлений. Они представляют интерес только как субстрат для формирования никеленосных кор выветривания.

На площади листа проявления никеленосных кор выветривания известны в основном в южной части в пределах Олыся-Мусюрского массива. Наиболее известными являются проявления *Кедровое (Кедровый-II)* — V-2-41 и *Синотвожское* (V-2-38), выявленные в процессе проведения ГГС-50 [471]. Наиболее богаты никелем и кобальтом глинисто-охристые коры по хризотил-антигоритовым серпентинитам. Содержания никеля достигают 0,83%, кобальта — 0,073 % (на мощность 0,3 м). Масштабы проявлений не выяснены.

Кобальт. В процессе изучения марганценовых кор выветривания в 1990-х годах в Лемвинском районе выявлены кобальтоносные коры выветривания по карбонатно-терригенным отложениям нижнего—среднего девона. Кобальтоносные коры содержат в повышенных количествах марганец. Содержание кобальта обычно составляет сотые доли процента, максимальное — 0,25 %. Основным концентратором кобальта является марганцевый минерал литиофорит. Прогнозные ресурсы категории P_1 по наиболее интересному и изученному проявлению *Ярней* (IV-1-14) оценены [248] в 204 т (при среднем содержании 0,07 %). По заключению МВП «Центр» (г. Москва), в котором исследовалась технологическая проба, руды труднообогатимые.

По материалам [408], кобальтоносны (уровень содержания до 0,15%) колчеданные залежи в обрамлении Райизского гипербазитового массива.

На проявлении камнецветного родонит-родохрозитового сырья *Верхне-тышорское (Антоновское)* (II-5-51) пласт гондитов мощностью 1—1,5 м, локализованный в гнейсовидных плагиоклазовых амфиболитах хараматолоуской серии, содержит линзы (20 × 40 см) розовых, кобальтсодержащих (СоО 1—1,2 %) карбонатных марганцевых руд (квалузитов) с включениями сиреневого кобальтсодержащего манганородонита. Проявление имеет чисто минералогическое значение.

Молибден и вольфрам. На территории листа выявлены две группы рудопроявлений минерализации молибдена. Все они связаны с гранитоидами и в целом, вероятно, относятся к одному (штокверковому медно-молибден- или вольфрам-молибден-порфиловому) геолого-промышленному типу, но одна группа локализуется в древних гранитоидах в Центрально-Уральской зоне на Полярном и Приполярном Урале, а вторая — в палеозойских гранитоидах восточного склона Полярного Урала (в Тагило-Магнитогорской зоне). Наиболее крупным представителем первой группы является Ханмейское рудопроявление.

Ханмейское рудопроявление (II-6-28) расположено в осевой части Полярного Урала, на водоразделе р. Бол. Ханмей и руч. Ханмейшор и приурочено к южному флангу Харбейского вольфрам-молибденового рудного узла. Локализуется в грейзенизированных кварцевых диоритах харбей-собского комплекса с телами гнейсогранитов полярно-уральского комплекса. Проявление представляет собой зону минерализации из 15 сульфидно-полевошпат-кварцевых жил мощностью до 1 м. Зона прослежена по простиранию до 5 км, по падению — до глубины 100 м. Рудная минерализация представлена вкрапленностью молибденита, халькопирита, пирита, реже борнита, ковел-

лина, халькозина. Распределение молибдена крайне неравномерное, содержания в единичных точках достигают 0,16—1,25 % (на мощность 0,8 м), триоксида вольфрама — до 0,05%. Молибденитовый концентрат содержит до 1178 г/т рения. Вероятно, оруденение относится к штокверковому медно-молибден-порфиоровому типу [467]. Зона халькопирит-молибденитовой минерализации прослеживается далее на юг вдоль диоритов харбей-собского комплекса пунктами минерализации (II-6-56) и др.

На Приполярном Урале к этой группе относятся проявления *Молибденовое* (V-1-24), *Балашовское* (V-1-105), а также пункты молибденовой минерализации на руч. *Ошка-Шор* (V-2-35), участке *Лавкашорский* (V-1-96), р. *Народа* (V-1-90), р. *Хобею* (V-1-82).

На восточном склоне Полярного Урала в лейкократовых гранитах, гранит-аплитах и пегматитах янаслорского комплекса в пределах Танъюского рудного узла выявлены *Янаслорское* (III-4-24), *Осеннее (Элькошорское-I)* — III-5-26 и *Мокрый Лог (Элькошорское-II)* — III-5-28 медно-молибденовые рудопроявления. Последние два описаны выше в разделе «Медь».

Наиболее известным объектом является проявление *Янаслорское* (III-4-24), которое находится на правом берегу нижней части реки Бол. Лагорта. Приурочено к массиву гранитов одноименного комплекса, представленных нормальными биотит-роговообманковыми, биотитовыми, лейкократовыми гранитами и аляскитами, слагающими интрузивный массив, петротипический для одноименного интрузивного комплекса. С породами комплекса связаны зоны цеолитоносных и калишпат-сульфидно-кварцевых штокверков, в которых и локализовано медно-молибденное оруденение. Основные рудные минералы: пирит, молибденит, халькопирит, магнетит. Содержания рудных компонентов: Mo — 0,001—0,56 % (среднее 0,016 %); Cu — 0,05—0,1 %. Главная рудная зона протягивается от горы Янаслор в юго-западном направлении на 3,8 км, при ширине до 600 м и глубине 300 м. Явных геологических границ рудных зон нет, оконтурены они по бортовому содержанию молибдена — 0,016 %. В отдельных пробах, по результатам полуколичественного спектрального анализа, концентрации олова, вольфрама и висмута достигают $n \times 10$ —3 %. По редким количественным определениям, содержания золота не превышают 0,04 г/т. Геохимический спектр руд типичен для медно-молибден-порфиоровых объектов, типоморфный ряд которых W—Sn—Co—Mo—Cu—Zn—Pb—Ag. Полнота выраженности этого типоморфного ряда указывает на значительную степень эродированности Янаслорского проявления и позволяет отнести его к медно-порфиоровой формации. Янаслорское проявление окружено (по изоконцентрате Mo — 0,001 %) экзогенным геохимическим ореолом. Его основная часть эквивалентна выделенной рудной зоне, которой соответствуют линейные аномалии изоконцентрат Mo со значениями 0,006, 0,01 и 0,05 % и разобщенные с ними более изометричные аномалии изоконцентрат Cu — 0,01—0,02 %.

Ресурсы по категории P_2 оцениваются в 42 тыс. т молибдена и 178 тыс. т меди.

Проявления вольфрамовой минерализации в основном представлены ореолами рассеяния шеелита, особенно широко распространенного в современных аллювиальных отложениях Кожимского района (реки Пелингичей, Кожым и их притоки) на юге и Ханмей-Пайпудынского района (реки Бол. Пайпудына, Бол. Ханмей, Кемьрезьрузь и их притоки) на севере. Содержа-

ние шеелита достигает 100 знаков на пробу. В Кожимском районе отмечают также проявления шеелита в низкотемпературных хрусталеносных кварцевых жилах, представляющие лишь минералогический интерес.

Олово. Касситеритовая минерализация (II-6-21) выявлена в висячем боку тела риолитов пайпудынского комплекса в правом борту руч. Обрывистый — притока р. Бол. Пайпудына. Одна оловоносная зона приурочена к рассланцованным риолитам, две — к измененным вмещающим породам. В протолочках борздовых проб установлены: касситерит, арсенопирит, пирротин, халькопирит, сфалерит, шеелит, уранинит, флюорит, барит, антимонит, целестин, циркон, корунд. Содержание олова по семи пробам варьирует от 0,1 до 1,0 %. Мощности рудных зон не установлены, масштабы оруденения не выяснены.

Бокситы. В южной части Березовского района Зауральской части территории листа зафиксировано три проявления бокситов. Одно из них (VI-1-17) отмечено в скв. 5-М, где под угленосными отложениями тольинской свиты (средняя юра) на глубине 222 м была вскрыта кора выветривания с содержанием в одной из проб Al_2O_3 до 29,9 % и SiO_2 в 49 % [232]. Два других проявления — *Люльинское* (VI-1-22) и *Малолюльинское* (VI-1-27) связаны с семянской свитой верхнего триаса [56], содержащей линзы (до 12—17 м) бокситов бобово-оолитового сложения со значениями глинозема 23—28 %, а кремнезема — до 11 %. Перечисленные проявления не имеют промышленного значения.

Мышьяк. Рудные концентрации мышьяка связаны с золото-кварц-сульфидными жильными объектами в Манитанырдском районе Полярного Урала, где арсенопирит является одним из основных сульфидов и главным концентратором тонкодисперсного золота. Объекты показаны на карте как золоторудные (II-6-9, 12, 19, 22, 23). На *Верхнеияуском-II* (II-6-22) золоторудном месторождении подсчитаны (Севастьянов, 1965) запасы попутного мышьяка — 11,8 тыс. т (среднее содержание — 1,53 %, при максимальных до 10 %).

Сурьма. Давно известным проявлением сурьмы является *Верхнее-Ханмейское* (II-6-25), расположенное в правом борту руч. Силовой (левый приток р. Бол. Ханмей) в амфибол-плагиоклазовых сланцах няровейской серии. Связь оруденения с магматическими породами не установлена, хотя небольшие пластообразные тела гранитов, гранодиоритов и габброидов картируются во вмещающих оруденение сланцах. Представлено двумя антимонит-кварц-карбонатными жилами мощностью 0,5—0,7 м, длиной до 8 м, прослеженными на глубину 3—6 м. Руды антимонитовые мономинеральные. Среднее содержание сурьмы по двум жилам 0,5 и 2,2 %. Запасы не превышают 11,5 т сурьмы.

В 1990 г. [168] В. Г. Криночкиным открыто второе рудопроявление, расположенное на правом берегу руч. *Кельрезьрузь* (II-6-32), локализованное в апотерригенных сланцах орангской свиты и приуроченное к сбросо-сдвигу. Руды гнездово-вкрапленные до массивных, связаны с кварц-полевошпатовыми жилами. Видимая мощность оруденения 5 м, протяженность — 60 м. Содержание сурьмы в рудах достигает 7,68—9,8 %, серебра — до 3 г/т.

Ниобий, тантал. Тантало-ниобиевая минерализация в виде пунктов минерализации в основном приурочена к альбитизированным, грейзенизированным щелочным гранитам различного возраста или к зонам гидротермаль-

но измененных пород в экзоконтактах. Основные рудные минералы: колумбит, циртолит, танталит, флюорит, ортит, монацит, турмалин. Наиболее широко данная минерализация, относящаяся к формации тантало-ниобиевых альбититовых метасоматитов, связанных с гранитоидами полярноуральского комплекса, распространена в пределах Харбейско-Лонготьюганского Nb, Ta, Mo-рудного района. Непосредственно за восточной рамкой листа известно несколько месторождений. В пределах листа она представлена только пунктами минерализации (II-6-33, II-6-55) и др., не имеющими практического значения. Содержания Ta_2O_5 — 0,004—0,01 %, Nb_2O_5 — 0,06—0,12 %.

Редкие земли (без подразделения). Редкоземельное оруденение представлено тремя проявлениями, несколькими пунктами минерализации и ореолами рассеяния — шлиховыми и литохимическими. Наиболее изученным является проявление *Нижнекокпельское* (III-3-8), локализующееся в доордовикских вулканогенно-осадочных отложениях. Оруденение приурочено к пластовым телам так называемых «кварцевых альбитофиров». Источником редких земель являются ортит и сфен, концентрация которых в «альбитофирах» достигает 2 % (в сумме). Средние содержания полезных компонентов (%): сумма редких земель — 0,273, окись ниобия — 0,052, окись тантала — 0,0079, окись бериллия — 0,008, циркония — 0,375. Запасы редких земель оцениваются в 7,5 тыс. т.

В 1990-е годы на Приполярном Урале выявлены проявления *Ураганное* (V-1-25) и *Сводовое* (V-1-31) редкоземельной минерализации в метаморфизованных корях выветривания кембрийского возраста, где в отдельных пробах фиксируются содержания иттрия — 0,04—0,12 %, церия — 0,1—0,2 %. Рудные минералы представлены ортитом, монацитом, реже ксенотимом. В результате ГДП-50 [316] по комплексным литогеохимическим аномалиям в полосе развития кор выветривания подсчитаны прогнозные ресурсы суммы редких земель цериевой группы — 50 тыс.т, иттриевой — около 12 тыс. т.

Редкоземельные элементы присутствуют в различных количествах и проявлениях других полезных ископаемых; в частности, в *Изъяхойском* свинцовом рудопроявлении (I-6-15) на Полярном Урале, в золоторудном месторождении *Чудное* (V-1-20), в серебряном проявлении *Ясное* (V-1-33) на Приполярном Урале. Однако явного практического значения минерализация не имеет.

Германий. Германий не образует самостоятельных объектов оруденения. В железных рудах железомарганцевого месторождения *Парнокское* (IV-2-24) средние содержания германия на участках колеблются от 14 до 19 г/т [513, 514]. Институтом Уралмеханобр показана принципиальная возможность извлечения германия из железных руд в процессе их переработки. Однако технология не была доведена до конца в связи с прекращением финансирования. Утвержденные забалансовые запасы германия категории C_2 составляют 158 т.

Висмут. Объектов собственно висмутового оруденения на территории листа не известно. Запасы висмута как попутного компонента подсчитаны в золото-мышьяковых рудах *Верхнеияюского-II* (II-6-22) месторождения по результатам поисково-разведочных работ (Севастьянов, 1965) и составляют 33 т при среднем содержании 0,0043 %.

Ванадий. Повышенные содержания ванадия установлены в титаномагнетитовых проявлениях.

БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Золото коренное. Золоторудные месторождения и рудопроявления на территории листа связаны с Уральской минерагенической провинцией, где выделяются три основных золоторудных района: Торговско-Народнинский, Енганэпэйско-Манитанырдский, Погурейско-Лемвинский. Золотосодержащие комплексные объекты имеются в Хараматолоуском районе и Войкаро-Щучинской минерагенической зоны. Всего на карту полезных ископаемых вынесены четыре месторождения и ряд рудопоявлений, в которых золото является единственным либо одним из основных полезных компонентов. Не показаны многочисленные (более сотни) точки с признаками золотого оруденения, в которых весовые и повышенные содержания золота установлены в единичных штучных и геохимических пробах.

Известные к настоящему времени золоторудные объекты по условиям формирования образуют в следующие основные группы (табл. 6): стратиформные, стратиграфических несогласий, генетически (парагенетически) связанные с интрузиями, связанные с ореолами метасоматитов в зонах разломов, в контактовых зонах интрузивных массивов, гипергенные. По формационной принадлежности на территории листа выделяется весьма широкий спектр формационных типов: золото-сульфидно-кварцевых жил и жильных зон, кварц-золото-сульфидных жил, золото-сульфидных залежей и минерализованных зон, уникальных бессульфидных фуксит-палладиево-золоторудных прожилковых (линейных штокверковых) зон, золотоносных конгломератов (метаморфизованных россыпей), золотоносных кор химического выветривания [465]. К золотосодержащим типам относятся колчеданное с золотом оруденение и выявленные в последние годы нетрадиционные для Полярного Урала типы оруденения: платино-золото-палладиево-медное (волковский тип), (медно-) железорудное с золотом скарновое, медно-порфировое с золотом.

Собственно золоторудные формации. Необходимо отметить, что их классификация на территории листа неоднозначна у разных авторов. В последнее время получили широкое распространение представления, изложенные К. К. Золосевым и др. [364], А. Я. Ильющенковым, по которым на территории листа выделяются следующие геолого-промышленные типы: золото-сульфидно-кварцевый (Сухоложско-Кедровский тип), золото-сульфидно-скарновый (Воронцовский тип), золото-сульфидные минерализованные зоны в углисто-терригенных толщах, золотоносных конгломератов, золотоносных кор химического выветривания.

Однако отнесение всех без исключения золото-сульфидно-кварцевых объектов к одному Сухоложско-Кедровскому типу представляется несколько упрощенным. Поэтому нами дается более дробное разделение объектов этого типа с учетом генетических критериев. Раздельно классифицированы объекты магматогенно-гидротермального типа, генетически и парагенетически связанные с интрузиями, которые, как правило, были сформированы в связи с ними в эпоху близкую к становлению самих интрузий, и объекты гидротермально-метаморфоганного типа, связанные с зонами разломов и приуроченными к ним ореолам метасоматитов, источник формирования которых дискусионен, и они фактически являются полигенными и полихронными и именно их, вероятнее всего, и надо соотносить с Сухоложско-Кедровским типом.

Типизация месторождений и проявлений золоторудной

Группы рудовмещающих формаций	Формационные типы рудных объектов	Предполагаемые рудные формации
Стратиформные	Колчеданный	Медноколчеданная золотосодержащая
Стратиграфических несогласий	Метаморфизованных россыпей	Золотоносных конгломератов
Генетически (парагенетически) связанные с интрузиями	Золотоносных вкрапленников в хромитоносных ультрабазитах	Хромитовая золотосодержащая
	Магматогенно-гидротермальный	Золото-кварцевая и золото-сульфидно-кварцевая
		Золото-сульфидная, золото-кварц-сульфидная
		Фуксит-палладиево-золоторудная
	Магматогенно-гидротермальный, порфиновый	Медно-молибден порфировая золотосодержащая
	Скарновый	(Медно)-железо-скарновая золотосодержащая
Магматогенно-метасоматический	Ванадий-железо-медная золотосодержащая	
В зонах разломов с ореолами метасоматитов	Гидротермальный и метаморфогенно-гидротермальный	Золото-кварцевая и золото-сульфидно-кварцевая
		Золото-сульфидно-кварцевая
		Золото-сульфидная и золото-кварц-сульфидная (золото-мышьяковая)
Гипергенные	Кор выветривания	Золотоносная кора выветривания

Собственно золоторудные формации, генетически связанные с интрузиями (формационный тип магматогенно-гидротермальный). Золото-кварцевая и золото-сульфидно-кварцевая формации. Наиболее типичными представителями являются проявления *Синильга* (V-1-57) и *Пологое* (V-1-60), *Сюразьрузьвож* (V-1-61), входящие в состав Росомахинского золоторудного узла.

минерализации на территории листа Q-41

Минеральные типы руд	Названия и номера типовых объектов на карте полезных ископаемых
Пирит-халькопиритовый	Тышорское (II-5-54)
Самородное золото	Нестеровское, Амфитеатр (V-7-82) Самшитовое и Альке-свожское (V-7-89)
	Хойлинское (III-10-4); Кэршорское (III-10-25; III-10-32; IV-9-4)
Золото-кварцевый, золото-полиметаллический	Синильга (V-1-57), Пологое (V-1-60), Сюзарьзубовж (V-1-61)
Золото-пиритовый, золото-полиметаллический	Дальнее (IV-3-24), Северное (IV-3-20), Двуглавое (IV-3-16), Дайковое (IV-3-15), Лемвинское (IV-2-51); Тыкотловское (V-2-3), Западно-Борзовское (I-6-3)
палладиево-золотой	Чудное (V-1-20)
Пирит-халькопирит-молибденитовый	Янаслорское (III-4-24), Манюкую (III-4-26), Мокрый Лог (Элькошорское) (III-5-28)
Золото-сульфидно-магнетитовый	Третья Рудная Горка (III-5-27)
Золото-сульфидный	Озерное (II-5-64), Пятиреченское (III-5-20)
Золото-полиметаллический	Сосновое (V-2-23), Сосновое—Южное (V-2-29), Седловое (V-2-31), Правобережное (V-2-32), Тэрнесашор (V-2-33), Пальникшорское (V-2-30), Кедровое (V-2-22), Качаиз (V-2-21), Тэлаиз (V-2-20) и др.
Полиметаллический	Лебединое (V-1-37), Караванное-2 (V-1-45), Хасаварка (V-1-65)
Пирит-пирротин-халькопиритовый	Караванное-2 (V-1-49)
Пирит-арсенипиритовый	Верхненияюское-I, II (II-6-19, 23), Нияхойское-I, II (II-6-9, 12), Верхнелекзеецкое (II-6-23), Оленье (II-6-27) и др.
Самородное золото	Каталамбинское (V-1-11), Дальнее (IV-3-24)

Проявление *Синильга* локализуется в рифейских вулканогенно-осадочных образованиях пуйвинской свиты в экзоконтакте Народнинской гранитной интрузии. Рудные тела представлены малосульфидными кварцевыми жилами мощностью от первых сантиметров до 1 м и более, которые, вероятно, группируются в жилные зоны субмеридионального простирания мощностью до 20—40 м. Сами жилы крутопадающие, субширотной ориентиров-

ки. Среди сульфидов преобладают галенит и пирит; в незначительных количествах присутствуют арсенипирит, пирротин и халькопирит. Гипергенные минералы в основном представлены лимонитом и гетитом. Размер золотинок от 0,1 до 5—6 мм. Содержание золота, по данным атомно-абсорбционного анализа, в рудном кварце в коренном залегании достигает 50 г/т, в элювиальных обломках — 825,6 г/т. Среднее содержание золота по пробам — 34,8 г/т. Содержание серебра достигает 78 г/т при колебании отношения золота к серебру от 1,2 до 15,1. Проба золота по ограниченному числу определений колеблется от 896 до 930. В связи со значительной мощностью перекрывающих рыхлых образований (3—6 м и более) в коренном залегании вскрыты лишь фрагменты одной из зон. На глубину объект не изучен. До глубины 100 м прогнозные ресурсы категории P_2 оцениваются в 3 т при среднем содержании золота около 10 г/т [421]. Рудопроявление рассматривается в качестве представителя основного россыпеобразующего типа оруденения. Добычными работами россыпного золота на участке Сюрась-Рузь-Вож установлено, что рудопроявление является источником делювиальной россыпи (одной из наиболее богатых россыпей района), из которой добыто несколько сот килограммов золота. Близлежащее рудопроявление Пологое локализуется непосредственно в гранитах Народнинской интрузии, изучено только по нескольким пробам. По характеру и составу минерализации близко к рудопроявлению Синильга, но, вероятно, меньше по размеру и беднее по качеству руд. Очевидна связь данного типа с орогенным гранитоидным магматизмом завершающей стадии байкальского цикла, типичным представителем которого и является Народнинский массив.

Золото-сульфидная и золото-кварц-сульфидная формации наиболее широко распространены в Погурей-Тыкотловском районе в пределах Пожемависского и Верхнелемвинского рудных узлов. Однако проявлены и в других районах, например — Оченырском. По минеральному составу относятся преимущественно к золотополиметаллическому типу. Образуют рудные скопления типа минерализованных зон и залежей.

Наиболее крупным и изученным объектом в Пожемависском узле является проявление *Дальнее* (IV-3-24), пространственно и парагенетически связанное с гипабиссальными телами риолитов пожемского комплекса, локализованными в терригенных позднекембрийско-раннеордовикскими образованиями погурейской свиты. Оруденение представлено шестью минерализованными зонами мощностью до 50—64 м и протяженностью до 600 м. Главный тип минерализации — вкрапленная и прожилково-вкрапленная в эндоконтактных зонах риолитовых тел, а также — жильные зоны и отдельные жилы. Минеральный состав: пирит, галенит, сфалерит, халькопирит, борнит, ковеллин, золото. Последнее образует включения в галените и самостоятельные выделения размером до 1 мм. В основном золото субмикроскопическое и дисперсное. Содержания золота варьируют от 0,1 до 501,1 г/т при среднем 2,3 г/т. Содержание серебра — 1—69,8 г/т, среднее суммарное содержание свинца и цинка — 1,9 % при максимальном 36,8 %. По рудоносным метасоматитам развиты золотоносные коры выветривания в основном линейного и линейно-площадного типов с промышленным содержанием золота (от 0,38 до 185 г/т), встречаются ураганские содержания золота (от 762,2 до 767,7 г/т) и серебра (от 167,8 до 260 г/т). Прогнозные ресурсы по категории P_1 были оценены в 8 т [420]. По результатам поисково-оценочных работ проявление

отнесено к разряду мелких непромышленных месторождений. Однако объект остался неоконтуренным на флангах (по простирацию и склонению рудных тел). В этом же рудном узле известны другие более мелкие объекты данного формационного типа — проявления *Северное* (IV-3-20), *Дайковое* (IV-3-15), *Подкова* (IV-3-22) и др.

Наиболее известными объектами Лемвинского золоторудного узла являются проявления *Лемвинское* (IV-2-51), *Тыкотловское* (V-2-3).

Лемвинское проявление состоит из двух рудных зон, расположенных в 400 м одна от другой по простирацию вмещающих верхнекембрийско-нижнеордовикских терригенных отложений погурейской свиты. Зоны представлены линзовидными телами кварц-альбит-серицитовых метасоматитов (березитов) с густой тонковкрапленной сульфидной минерализацией. Предполагается связь оруденения с габбродолеритами орангьюганско-лемвинского комплекса, крупное тело которых отделено от рудных зон тектоническим нарушением, либо с нескрытым телом риолитов пожемского комплекса. Сульфиды представлены пиритом и (в резко подчиненных количествах) галенитом, халькопиритом, сфалеритом. Видимое золото, намываемое в шлихах из элювия, относится к классу пылевидного, мелкого, реже средней крупности. Золото относительно низкопробное (760—780). Протяженность наиболее рудоносной Южной зоны 800 м, средняя мощность 6 м. Содержания золота в пробах крайне неравномерно, от десятых долей г/т до 146,4 г/т. Среднее содержание в отдельных сечениях достигает 14 г/т (на мощность 4 м), а в целом по опробованным сечениям — 1,0 г/т (на мощность 6 м). Помимо золота в рудах отмечаются повышенные содержания серебра до 65 г/т (среднее по блокам — 3—10 г/т), свинца до 8 %, цинка до 0,8 %, висмута до 0,01 %, молибдена до 0,02 %, кадмия до 0,005 %, мышьяка до 0,1 %.

Прогнозные ресурсы золота проявления оценены по категории P_1 в объеме 6,8 т (при среднем содержании 1,5 г/т) [420]. На глубину зона не изучена. Ниже по склону от рудной зоны выявлено делювиальное россыпепроявление (на площади 1000 × 650 м), совпадающее с геохимической аномалией интенсивностью до 1 г/т.

В южном направлении по простирацию зоны в составе Верхнелемвинского золоторудного поля находятся однотипные проявления *Водораздельное* (IV-2-54) и *Подснежное* (IV-2-55), прогнозные ресурсы которых оценены по категории P_2 в 1,4 и 2,1 т [515]

В 2005 г. после завершения поисковых работ прогнозные ресурсы Подснежного увеличены по категории P_2 до 4,6 т (при среднем содержании 1,74 г/т), а прогнозные ресурсы категории P_3 всего Верхнелемвинского золоторудного поля оценены в 59,8 т золота [431].

Очевидна генетическая связь данных объектов с магматизмом позднекембрийско-раннеордовикского этапа рифтогенного уралид и, вероятно, с последующим частичным(?) преобразованием и переотложением рудного вещества в минерализованных зонах, сопряженных с надвигами и разломами в орогенный этап.

В Оченырском рудном районе к данной формации относится проявление *Западно-Борзовское* (I-6-5), связанное с интрузией кварцевых диоритов кызыгейского комплекса вендского возраста. Оруденение локализуется в серицит-кварцевых метасоматитах, развитых по диоритам, а также в гидротермально измененных кварц-серицит-хлоритовых сланцах экзоконта апикаль-

ной части интрузии. В последних установлены маломощные зоны (до 0,3 м) сплошных и полосчатых сульфидных руд (блеклые руды, пирит, халькопирит, борнит) с содержаниями Au — 1,3—7,4 г/т, Ag — до 2224 г/т. Зоны метасоматитов внутри массива представляют собой гидротермально измененные кварцевые диориты с обильной вкрапленной и прожилково-шлировой сульфидной, преимущественно пиритовой минерализацией. Реже встречаются халькопирит, развивающийся преимущественно по кварцевым прожилкам, и пирротин. Сульфиды часто замещены гидроксидами железа, малахитом. Средневзвешенное содержание Au (по результатам атомно-абсорбционного анализа) составляет от 0,44 г/т (на мощность 3,1 м), до 1,33 г/т (на мощность 2,5 м). Максимальные содержания в отдельных пробах достигают 2—9 г/т. Протяженность рудных зон до 200 м. В шлиховой пробе объемом 5 л, взятой из стенки канавы, установлено 84 знака золота. Золото среднее и крупное (от 0,1 мм до 0,25 мм), таблитчатое и пластинчатое, без следов окатанности, с налетами гидроокислов железа. По данным микрозондового анализа, в состав золота входят серебро (6,5—25,5 %) и ртуть (1,19—8,55 %). Пробность золота варьирует от 817 до 901 ‰. Прогнозные ресурсы проявления (P_1) на глубину 300 м составляют 1 т, по категории P_2 — 10 т золота [250]. Судя по локализации части оруденения в экзоконтактах очевидна его связь со становлением массива кварцевых диоритов и соответственно его допалеозойский возраст. Состав золота указывает на его связь с вулканогенными остро-водужными формациями бедамельской серии.

Фуксит-палладиево-золоторудная формация пока уникальна и представлена одним объектом — месторождением *Чудное* (V-1-20). Месторождение находится в Мадинском рудном узле и локализовано в субвулканических(?) риолитах Малдинской интрузии вендского возраста. Выявлены три основные рудные зоны [358].

Рудная зона Славная располагается в 120—140 м от контакта с метабазальтами саблегорской свиты и круто падает на юго-восток, согласно падению упомянутого контакта. Минерализация в зоне имеет характер линейного штокверка. Непосредственно золотоносны тонкие (до первых сантиметров мощностью) разноориентированные прожилки полевошпат-кварц-фукситового состава. Золото локализуется в фуксите и представлено пылевидными чешуйками, пластинками, кристаллами (сложные комбинации форм), комковатыми образованиями. Золотины в основном весьма мелкие, но встречаются пластинки размером до 1—3 мм и более. Проба золота колеблется в пределах 810—950, средняя — 830—840. Основные примеси: серебро (обычно 12—13 %), медь (в среднем 2,4 %), палладий (в среднем 0,6 %) и ртуть (в среднем 0,5 %). В сростках с золотом присутствует палладий металлический и палладиевые минералы: мертеит, изомертеит и атенеит.

По данным геохимических поисков, рудная зона сопровождается геохимической аномалией золота площадью 12 тыс. м² (по изоконцентрате 1 г/т). Здесь же выявлена и оценена элювиально-делювиальная россыпь.

Рудная зона прослежена по поверхности на 640 м, при ширине около 100 м, и на глубину до 150 м. Зона представляет собой постепенно выклинивающийся (на северо-восток и юго-запад) линейный штокверк. Золотоносность зоны крайне неравномерная и также почти затухает на флангах. Максимальной золотоносностью характеризуется блок зоны протяженностью по простиранию 130 м и по падению 80 м, при горизонтальной мощности 40—60 м.

Рудная зона Лидер является кулисообразным продолжением рудной зоны Славная и представляет собой зону катаклазированных и, участками, фукситизированных, оруденелых риолитов, мощностью от 15 до 40 м, протяженностью около 440 м. Площадь — 13 000 м². В северо-восточном и юго-западном направлениях выклинивается. В плане, в пределах зоны Лидер выделено две обогащенные золотом полосы фукситизированных риолитов: северо-восточная и юго-западная. Между ними находится 160-метровый интервал измененных пород с содержанием золота менее 1 г/т.

Рудная зона Людная находится непосредственно вблизи (10—15 м) от контакта риолитов с metabазальтами; фиксируется в рыхлом чехле вторичным ореолом рассеяния (площадь 7,3 тыс. м² по изоконцентрате 0,2 г/т) и элювиальной россыпью. Зона представляет собой крутопадающее линзовидно-прерывистое тело прожилковых золото-фукситовых руд протяженностью 100 м и мощностью до 1,2 м. В рудном теле выделяются участки с обильным видимым золотом и его ураганскими содержаниями (до 610—760 г/т). Золото отличается по составу от золота зоны Славная более низкой пробой (690—720, средняя около 700), более высокими содержаниями серебра (28—30 %), значительно меньшими содержаниями меди (в среднем 0,08 %), палладия (в среднем 0,06 %), ртути (в среднем 0,03 %).

Для всех рудных зон общим является отсутствие естественных геологических границ рудных тел. Все они прослеживаются по результатам опробования фукситизированных и катаклазированных риолитов. Наиболее обогащенные участки характеризуются исключительно высокими содержаниями золота, видимого невооруженным глазом. Оруденение прослежено на глубину 16-скважинами.

Протоколом ТКЗ (от 25.10.2005 г.) утверждены запасы месторождения по категории С₂ в количестве 2,3 т (при бортовом содержании 2 г/т и среднем — 9,11 г/т). Забалансовые запасы составляют 177 кг золота, 172 кг палладия и 671 кг серебра.

Прогнозные ресурсы месторождения оцениваются по категориям Р₁ — 2,3 т, Р₂ — 8,7 т.

Две технологические пробы весом 500 и 250 кг исследованы в АОЗТ «Механобр инжиниринг» (г. Санкт-Петербург). Разработана технологическая схема обогащения руд, сделан технико-экономический анализ. При обогащении руд по гравитационной схеме получены весьма высокие показатели его извлечения, составляющие 94,56 %.

Существуют различные точки зрения на генезис месторождения. Так, по мнению его первооткрывателя В. С. Озерова [144], оно представляет собой метаморфизованные палеощетки плотика допозднекембрийской палеороссыпи. М. Б. Тарбаев и др. [216] считают, что оруденение имеет гидротермальный генезис и позднепалеозойский возраст. По нашему мнению, наличие старатифицированных фукситовых горизонтов, в разрезе залегающих с угловым несогласием на малдинских риолитах груботерригенных полимиктовых отложений алькесвожской толщи раннего ордовика, достаточно определенно свидетельствует о заведомо доордовикском возрасте формирования основного оруденения Чудное, которое могло быть лишь незначительно преобразовано в орогенную стадию уралид в пермское время. Существенная роль в формировании облика оруденения, по-видимому, принадлежит тектоническим деформациям этапа байкальского орогенеза в раннем—среднем кембрии.

Собственно золоторудные формации в зонах разломов с ореолами метасоматитов (формационный тип — метаморфогенно-гидротермальный). Золото-кварцевая и золото-сульфидно-кварцевая формации. Наиболее крупным и изученным объектом морфологического типа золото-сульфидно-кварцевых жил и жильных зон является малое месторождение *Сосновое* (V-2-23), расположенное в пределах Хальмерьинского рудного поля Хобеизского золоторудного узла (рудоносной зоны). Находится на левом берегу р. Хальмерью и локализовано в интенсивно метаморфизованных (эпидот-амфиболитовая фация) осадочно-вулканогенных образованиях маньхобеинской(?) свиты гнейсами, кристаллическими сланцами. Для района месторождения характерно чешуйчато-блоковое строение, ввиду того, что он располагается перед фронтом Лемвинского аллохтона [104]. Оруденение локализовано в основании Соснового тектонического пакета. Здесь в пачке переслаивания гнейсов и сланцев сформирован рудоносный блок ромбовидной формы, полого погружающийся в меридиональном направлении. Широко развиты процессы метасоматического изменения пород (окварцевание, калийшпатизация, карбонатизация, пиритизация), развитые вдоль системы трещиноватости.

Выделяются два морфотипа рудных тел: крутопадающие до субвертикальных кварцевые жилы (и их серии) с падением на северо-запад под углами 70—90° и субсогласные с падением (восточным) вмещающих пород, представленные кварцевыми жилами и телами серицитолитов.

В пределах объекта разведано 18 рудных тел, из них шесть на поверхности. При бортовом содержании 1 г/т средняя мощность рудных тел варьирует от 0,65 до 6,7 м. Протяженность рудных тел по простиранию 12—70 м, по падению — 7—32 м. Сульфиды представлены пиритом, галенитом, халькопиритом, сфалеритом, при резком преобладании пирита. Общее количество сульфидов составляет от 1—2 до 5 %. Содержание золота крайне неравномерно. Наиболее высокие содержания золота приурочены к скоплениям и прожилкам средне-крупнокристаллического пирита. Преобладает крупное самородное золото (до 3 мм и более), пробность от 867 до 975. Среднее содержание золота в рудных телах колеблется от 3,7 до 54,12 г/т, максимальное в пробе достигает 799,4 г/т. Месторождение относится к IV группе сложности. Авторская оценка запасов по категории C_{1+2} составила 4,1 т. ГКЗ запасы утверждены в августе 2003 г. в количестве 1,422 т. Авторская оценка прогнозных ресурсов на глубину 130 м по категории P_1 — 8 т [485], при экспертизе в ЦНИГРИ уменьшена до 5 т. Месторождение является коренным источником россыпи Хальмерью.

В пределах Хальмерьинского рудного поля, кроме месторождения *Сосновое*, установлена еще целая серия однотипных с ним проявлений, находящихся в той же структурно-геологической позиции. К юго-западу это *Сосновое—Южное* (V-2-29), *Седловое* (V-2-31), *Правобережное* (V-2-32), *Тэрнеса-шор* (V-2-33), *Пальникшорское* (V-2-30). Последние являются источниками малых россыпей Пальникшор и Безьямная-1.

К северу это — *Кедровое* (V-2-22), *Качауз* (V-2-21), *Тэлауз* (V-2-20), которые располагаются в пределах Тэлаузского тектонического пакета [104]. В отличие от Соснового данный пакет сложен метаморфизованными осадочно-вулканогенными образованиями (предположительно саблегорской свиты?), представленными кристаллическими сланцами различного состава. Ору-

денение приурочено к субсогласным минерализованным зонам (до 30—50 м) метасоматически измененных пород (окварцевание, карбонатизация, серицитизация, пиритизация), локализующихся вдоль контактов пачек контрастного состава. Золотое оруденение распределено неравномерно и имеет штокерный, гнездово-прожилковый характер. Преобладает самородное, мелкое и тонкое золото с пробностью 920—980, тесно ассоциирующее с пиритом, содержания варьируют в пределах десятков граммов на тонну. Апробированные в 2003 г. ЦНИГРИ прогнозные ресурсы до глубины 300 м составляют: по проявлению Кедровое — 5 т (категория P_2), Качаиз — 15 т (категория P_2), Тэлаиз — 14 т (категория P_2) и 14 т (категория P_1).

В целом для месторождений и проявлений Хальмерьинского рудного поля очевидна рудоконтролирующая роль Фронтального надвига Лемвинского аллохтона, вдоль которого они все вытянуты, и таким образом достаточно определенно можно сделать вывод о завершении главных рудных процессов в орогенный этап уралид в пермское время.

К северу от Хальмерьинского рудного поля выделяется Малотынагодское рудное поле, которое локализуется среди образований погурейской свиты Восточнолемвинской подзоны. Поэтому нам представится более правильным относить его в состав Погурей-Тыкотловского золоторудного района. В то же время здесь не установлено прямой или парагенетической связи с гипабиссальными телами риолитов и габбродолеритов и, судя по материалам РЭП «Березовское», оруденение имеет скорее метаморфогенно-гидротермальный характер [104]. Рудовмещающие образования представлены кварц-серицит-хлоритовыми сланцами, метаалевролитами, метаморфизованными породами основного состава. Работами РЭП «Березовское» здесь выявлены два золоторудных проявления *Воргавож* (V-2-17) и *Тынагота* (V-2-14), локализующихся в одноименных тектонических пакетах. Минерализованные зоны, приуроченные, как правило, к основаниям тектонических пакетов или контактам пород контрастного состава, характеризуются развитием гидротермально-метасоматических процессов. Поэтому наиболее вероятно, что оруденение сформировалось в орогенный этап уралид в пермское время. Золото установлено как в субсогласных и секущих кварцевых жилах, так и во вмещающих сланцах. Содержания по бороздовым пробам достигают 3—12 г/т на мощность 4—7,75 м. Общая мощность золотоносного интервала до 250 м [104]. Прогнозные ресурсы Малотынагодского рудного поля приняты в 2003 г. ЦНИГРИ в количестве 60 т по категории P_2 . Оруденение совершенно определенно контролируется тектоническими зонами северо-восточного простирания и, по-видимому, окончательно сформировано в орогенный этап уралид в пермское время.

В других объектах этого типа роль полиметаллов (и серебра) может возрастать, вплоть до появления золотосодержащих сульфидных полиметаллических объектов, в которых роль золота будет уже второстепенная. К таким объектам относятся проявления *Караванное-1* (V-1-49), *Караванное-2* (V-1-45), *Лебединое* (V-1-37), *Хасаварка* (V-1-64) в Торговско-Народнинском районе.

Проявления Лебединое и Караванное-2 представлены полиметаллическим минеральным типом. На проявлении Лебединое оруденение локализовано в рифейских вулканогенно-осадочных отложениях пуйвинской свиты в пределах полосы протяженностью 5 км. Мощность рудных тел от 0,2—0,4 до 5,1 м при предполагаемой средней 3 м. Прогнозные ресурсы золота по ре-

зультатам поисковых работ до глубины 200 м оценены по категории P_2 в объеме 4 т [89].

На проявлении Караванное-2 оруденение также находится в отложениях пуйвинской свиты и представлено пластообразными зонами вкрапленных руд (при мощности зон до 10—12 м), включающими линзы массивных руд (мощность тел до 1—1,5 м). Содержания полезных компонентов в массивных рудах достигают 3 г/т Au, 100 г/т Ag, 11,3% Pb, 10 % Zn (на мощность 1,3 м); во вкрапленных рудах — 0,2 г/т Au, 0,5 % Pb, 0,3 % Zn. При средних содержаниях в руде Au — 1 г/т, Ag — 14 г/т, усл. Pb — 4 %, прогнозные ресурсы до глубины 100 м по результатам поисковых работ оценены по категории P_2 в объеме 1 т Au, 13 т Ag и 35 тыс. т усл. Pb. Принятая средняя мощность рудных тел — 2,9 м.

На расположенном в непосредственной близости проявлении Караванное-1 минеральный тип оруденения — пирит-пирротин-халькопиритовый. Локализуется в кварцитопесчаниках спорного возраста ($R_3?$: $O_1?$) и представлено маломощными линейными зонами вкрапленных сульфидных руд и сульфидно-кварцевыми жилами с установленным содержанием золота до 9,6 г/т и меди до 2—3 %. При среднем содержании золота 10 г/т и средней мощности 2,2 м прогнозные ресурсы золота по результатам поисковых работ до глубины 100 м оценены по категории P_2 в объеме 3 т [472].

Золото-кварц-сульфидная (золото-мышьяковая) форма ац и я развита в рифейских вулканогенно-осадочных отложениях в пределах Нияуского рудного узла на хр. Манитанырд на Полярном Урале. Типовым объектом является малое месторождение *Верхняяюское-II* (П-6-22), которое приурочено к тектонической зоне северо-восточного простирания и представлено тремя субсогласными параллельными крутопадающими маломощными жильными зонами, с невыдержанной мощностью (от первых см до 2—3 м), нередко сложного (расщепленного) строения, участками прерывистыми и с четковидными раздувами. Жильная масса кварц-сульфидная, с преобладанием сульфидов над кварцем. Сульфиды представлены в основном арсенопиритом, в меньшей степени пиритом, редко халькопиритом, сфалеритом, галенитом. Сульфиды от мелко- до крупнозернистых. Золото в основном находится в виде дисперсной (5—10 мкм) эмульсионной вкрапленности в арсенопирите. Проба золота от 688 до 718. Предварительные опыты по флотации руды, проведенные в ЦНИГРИ на пробе весом 0,5 т, показали извлечение в концентрат золота 70,9 %.

Месторождение изучено с поверхности канавами и на глубине горизонтальными подземными горными выработками и скважинами. При максимальной глубине рудных подсечений скважинами (в пределах оцененной части месторождения) до 190 м нет явных признаков выклинивания рудных тел на глубину. При установленной протяженности тел по простиранию от 300 до 600 м, средней мощности 0,7 м и среднем содержании золота 4,8 г/т запасы золота оценены по категории C_2 в объеме 3,4 т. На месторождении также подсчитаны запасы попутных компонентов: серебро — 10,9 т (среднее содержание 15,2 г/т), мышьяк — 11,8 тыс. т (среднее содержание — 1,5 %). Запасы не утверждались.

Есть перспективы наращивания запасов, как на глубину, так и на флангах, где поисковыми скважинами до глубины 200 м вскрыты аналогичные руды. Прогнозные ресурсы категории P_1 на более глубоких горизонтах (до

500 м) и на флангах месторождения (при его общей протяженности не менее 1 км) с высокой степенью достоверности оцениваются в 5 т. При этом сумма запасов и ресурсов месторождения составляет 8,4 т, и месторождение уже может рассматриваться в ранге средних по масштабам.

Другие объекты этого типа в пределах Нияюского рудного узла: рудопроявления *Верхнеияюское-I* (II-6-19), *Нияхойское-I* (II-6-9), *Нияхойское-II* (II-6-12), *Верхнеелекецкое* (II-6-23). За пределами узла на восточном склоне хр. Манитанырд находится рудопроявление *Олень* (II-6-27) и ряд более мелких, непоказанных на карте ПМ.

В. Н. Сазоновым [205] все объекты Нияюского узла рассматриваются в качестве полигенных и полихронных. Первичное золотое пирит-арсенипиритовое оруденение связано с вулканогенной золото-серебряной формацией, отмечается первичная рудоконтролирующая роль палеовулканических центров рифейского возраста и сопряженных с ними зон пропилитизации. Позднее оруденение (сфалерит + галенит + самородное золото) приурочено к березитам, листовитам, кварц-серицитовым метасоматитам, по всей видимости сформировавшимся в период позднепалеозойского тектогенеза вдоль тектонических зон северо-восточной ориентировки, которые таким образом имеют в районе рудоконтролирующее значение.

Тип золотоносных конгломератов (метаморфизованных россыпей) впервые выявлен на Приполярном Урале В. С. Озеровым [472] сравнительно недавно и приурочен к базальным груботерригенным отложениям уралит (алькесвожская толща обеизской свиты). Наиболее крупным и перспективным объектом золотого оруденения данного типа является проявление *Нестеровское* (V-1-23), расположенное в 2 км к юго-востоку от месторождения Чудное. Оруденение локализуется в терригенных отложениях алькесвожской толщи обеизской свиты раннеордовикского возраста, с угловым и стратиграфическим несогласием залегающим на основных и кислых эффузивах саблегорской свиты и риолитах саблегорских субвулканических образований. На межформационном контакте развиты коры выветривания средне-позднекембрийского возраста. Рудовмещающими являются гравийно-галечные конгломераты, гравелиты, песчаники, алевросланцы, выполняющие палеодепрессию Нестеровская. Породы смяты в пологие симметричные линейные складки высоких порядков, вытянутые в северо-восточном направлении с погружением шарниров на юго-запад под углом 5–10°. Прогнозируемая ширина депрессии составляет 700 м, а протяженность, в юго-западном направлении, — около 5 км. Оруденение имеет отчетливо выраженный стратиформный характер. Выделяются три продуктивных пласта. Один из них располагается в основании разреза толщи, два других («Нижний» и «Верхний») — в его верхней части. Наиболее перспективным является пласт «Верхний», средней мощностью 3,4 м, сложенный гравелитами и песчаниками. Характерной особенностью рудовмещающих пород является наличие в их цементе фуксита, а также прослоев существенно фукситовых и серицит-пирофиллитовых сланцев. Золото, в виде рассеянной вкрапленности, встречается в цементе гравелитов и песчаников и тончайших (1–3 мм) слоях фукситсодержащих сланцев. В большинстве случаев представлено чешуйками или тонкими пластинками размером от 0,1 до 4–6 мм, характеризуется высокой пробностью (968–992). Главными примесями являются Cu (до 1%) и Ag. В отдельных зернах обнаружены Pd, Fe, Te, Bi, Se, As. Концентрации Au варьируют от 0,04 до 468 г/т.

Характер распределения рудных концентраций золота неравномерный (гнездово-пятнистый). Наиболее богатое (по-видимому, регенерированное) золотое оруденение приурочено к зонам вторично измененных, главным образом осветленных, пород. С такими участками связываются основные перспективы объекта.

По буровому профилю, пройденному на плато вкрест простирания рудоносной палеодепрессии или рудоносной зоны и пересекающему поле литогеохимических аномалий золота, при условном бортовом содержании 1,0 г/т и минимальной мощности рудного тела 1,0 м, рудные сечения выделяются в семи скважинах. Ширина рудоносной зоны (рудоносной части палеодепрессии) по профилю составляет 700 м.

Скважинами, пройденными на горе Балбанты, по предполагаемому простиранию палеодепрессии, также вскрыты интервалы мощностью до 40 м, с содержанием Au от десятых долей до первых г/т, в том числе как приуроченные к фукситизированным прослоям, так и в розовоцветных кварцевых песчаниках обеизского облика.

Общая продуктивность золотоносных отложений на участке рудопроявления выглядит следующим образом. По оперативным данным, средняя суммарная мощность рудных интервалов по 12 сечениям (восемь скважин, одна траншея и три сечения в естественных обнажениях) — 10,1 м; средневзвешенное содержание золота — 3,37 г/т.

Исходя из этих данных, на площади рудопроявления (около 1 км²) прогнозные ресурсы категории P₂ оцениваются с учетом коэффициента рудоносности 0,2 в объеме 10 т. [358]. Необходимы дальнейшие работы по оценке рудопроявления, в том числе и как эталона для прогнозирования этого типа оруденения на обширных территориях региона.

На площади рудопроявления выявлена и оценена современная элювиально-делювиальная россыпь.

Также в образованиях алькесвожской толщи в районе установлены другие золоторудные проявления аналогичного типа: *Самшитовое* (V-1-18), *Альбовское* (V-1-21), располагающиеся по обрамлению Алькесвожского рудного поля, на продолжении Нестеровской палеодепрессии — ПМ. *Бермудское* (V-1-48) и проявление *Амфитеатр* (V-1-14) в обрамлении Пелингичейского рудного поля.

На проявлении Самшитовое выделены три золотоносных горизонта. Нижний (1—2 м) наиболее выдержанный по простиранию, располагается в подошве алькесвожской толщи, сложен зелено-серыми существенно кварцевыми конгломератами, конглобрекциями. Концентрации Au в нем варьируют от 0,004 до 0,94 г/т. Второй горизонт установлен в 30—35 м выше по разрезу. Повышенные содержания золота (0,1—2,8 г/т) приурочены к слою (5—7 м) гравелитистых песчаников. Третий (около 10 м), также сложен гравелитистыми песчаниками и располагается в 50 м выше подошвы толщи. Содержание Au не превышает 0,67 г/т, и в среднем, на мощность 6,3 м, составляет 0,2 г/т. Золото находится в цементе пород, размеры частиц колеблются от 0,06 до 3 мм. Пробность весьма высокая, 946—992. Основными примесями являются Cu и Ag.

На проявлении Амфитеатр золотоносные отложения с угловым и стратиграфическим несогласием залегают на сланцах и мраморах мороинской свиты. Предполагается, что они выполняют палеодепрессию шириной около

380 м. Золото установлено в пласте валунно-галечных конгломератов и в нижней части перекрывающего его слоя олигомиктовых песчаников. Средняя мощность продуктивного пласта 3,0 м. Содержания Au от 0,001 до 29,3 г/т, в среднем — 1,3 г/т.

Признаки проявления данного типа оруденения в базальных горизонтах палеозоя имеются и в других районах, в частности, в Манитанырдско-Саурипэйском (II-5-7) и Погурей-Лемвинском (IV-2-22) районах.

Вряд ли имеет смысл сомневаться в реальности формирования в позднем кембрии—раннем ордовике россыпей кластогенного золота, так как в то время на эрозонном срезе обнажались те же, описанные выше рифейско-вендско-раннекембрийские золотоносные формации, которые являются источниками плиоцен-четвертичных россыпей Кожимского района. Безусловно, в процессе метаморфизма в эпоху позднепалеозойского тектогенеза первично кластогенное золото было перекристаллизовано и, возможно, частично переотложено в зоны трещиноватости, но основной потенциал метаморфизованных россыпей, по нашему мнению, был сформирован осадочно-механическим путем.

Тип золотоносных кор химического выветривания. Также выявлен на Приполярном и Полярном Урале сравнительно недавно. Наиболее изученным объектом данного типа является месторождение *Каталамбинское* (V-1-11), расположенное в северной части Росомахинского рудного узла и приуроченное к линейно-трещинной остаточной коре выветривания охристо-каолинит-гидрослюдистого профиля. Кора выветривания развита по крутопадающей минерализованной зоне в дислоцированных вулканогенно-терригенных рифейских отложениях мороинской свиты верхнего рифея. Протяженность зоны до 2 км, при ширине до 0,5 км. Буровыми скважинами коры прослежены до глубины 123 м. Возраст кор предположительно позднемезозойский или, что наиболее вероятно, — олигоценовый. По результатам поисково-оценочных работ кора представлена нижними горизонтами гипергенного профиля: зонами дезинтеграции, гидратации и выщелачивания. Наиболее зрелые горизонты (бесструктурные глины) сохранились только на участках максимальной мощности коры выветривания. Эти же участки наиболее золотоносны. Распределение золота неравномерно. Концентрации золота распределены крайне неравномерно и варьируют от 0,2 до 8,3 г/т. Золото в основном мелкое, тонкое (60—70 % класса — 0,5 + 0,1), но присутствует и золото крупнее 1 мм. Преобладающая пробность 920—990 до 1000, реже встречается золото с пробой 750—850.

Результаты подсчета запасов месторождения по состоянию на 1.01.2000 г. и оценка прогнозных ресурсов флангов Каталамбинского рудного поля (Риндзюнская, 2001) выглядят следующим образом. При бортовом содержании 0,5 г/т на глубину подсчета 100 м запасы категории C_2 составляют 1,7 т золота, при среднем содержании 1,22 г/т. Прогнозные ресурсы флангов Каталамбинского рудного поля оценены в 5,4 т золота по категориям $P_1 + P_2$.

Фрагменты кор выветривания известны и в ряде других пунктов на хр. Росомаха, но они практически не изучены, значимые концентрации золота в них пока не установлены, поэтому на карту полезных ископаемых они не вынесены.

К типу кор выветривания относятся также верхняя часть проявления *Дальнее* (IV-3-24) в Погурей-Тыкотловском районе и проявление *Софронов-*

ское (П-6-11) в Саурейско-Пайпудынском районе, пункт минерализации р. Нияю (П-5-9) в Енганэпэйско-Манитанырдском.

Тип минерализованных зон в углеродно-терригенных толщах. В Оченырдыском, Енганэпэйско-Манитанырдском и Торговско-Народинском районах известны немногочисленные пункты с проявлениями золото-сульфидной минерализации, приуроченной к углеродисто-терригенным отложениям рифея или метасоматитам, локализующимся в приразломных зонах смятия и расланцевания. Эти объекты практически не изучены, и хотя содержания золота в единичных штучных пробах достигают первых г/т, пока объектов в ранге рудопроявлений в углеродистых сланцах не выявлено.

Золотосодержащие рудные формации. К этому типу на территории листа относятся (медно)-железо-скарновая, ванадий-железо-медная (волковский тип), медно-молибден порфировая, колчеданная, хромитовая.

По представлениям К. К. Золоева и др. [364] первая из них рассматривается как собственно золоторудная (золото-сульфидно-железоскарновая воронцовского типа). Это связано с тем, что продукт основного процесса железорудно-скарнового (магнетитовые руды) не имеет экономического значения вследствие малых запасов, и реальную ценность представляет связанное с ним золотое оруденение.

Учитывая значительные перспективы данного типа на Полярном Урале, охарактеризуем его более подробно по материалам К. К. Золоева и др. [364].

Месторождения золото-сульфидной формации «воронцовского типа» относятся к полигенным и полихронным. Выделены по Воронцовскому месторождению, расположенному на Северном Урале (Свердловская область), формирование которого происходило в три этапа: два из них (золото-медно-железо-скарновый и лиственит-березитовый) связываются с многофазовой Ауэрбаховской габбро-диорит-гранодиоритовой интрузией среднедевонского возраста. Последний (третий) этап характеризуется образованием низкотемпературных золотоносных кварц-серицитовых и аргиллизитовых метасоматитов в связи с позднепалеозойско-раннемезозойской тектоно-магматической активизацией, проявленной среди вулканогенно-туфогенно-осадочных пород краснотурьинской свиты нижнего–среднего девона (Хрыпов, 1990; Савельева, 1998). В зависимости от состава рудовмещающих пород руды подразделяются на силикатные и карбонатные. Продуктивная минеральная ассоциация: пирит, антимонит, арсенопирит, самородное золото, реальгар, аурипигмент, киноварь. Распределение золота относительно выдержанное, с максимальными концентрациями в аргиллизированных образованиях с сурьмяно-ртутно-мышьяковой минерализацией. Рудные тела отличаются относительно простой морфологией, не имея четких границ, выделяются по данным опробования. В верхней части месторождения по силикатным рудам развиваются площадные, а на контактах с карбонатными породами — контактово-карстовые золотоносные коры выветривания.

На Полярном Урале медно-железо-скарновая формация приурочена к ранне-среднепалеозойскому (позднесилурийско-раннедевонский уровень) Малоуральскому вулcano-плутоническому поясу. Типовым объектом является месторождение Новогоднее-Монто, которое расположено за восточной рамкой листа и находится в стадии разведки. К. К. Золоевым и др. [364] оно отнесено к «воронцовскому типу».

На территории листа к объектам данного типа относится проявление *Третья Рудная Горка* (III-5-27), расположенное в 1 км от контакта рудовмещающих вулканитов с интрузивными образованиями гранодиоритов конгорского комплекса. Оруденение сосредоточено в двух рудных зонах северо-восточного простирания, согласных с простиранием вмещающих пород и удаленных друг от друга на 200 м. Падение рудных зон к юго-востоку под углами 30—40°, протяженность 135 и 150 м, максимальная мощность 7 и 30 м.

Руды представлены магнетитовыми скарнами с вкрапленностью халькопирита. Содержания рудных компонентов достигают (%): Fe_2O_3 — 40,97—58,05, FeO — 17,27—31,78, Cu — 0,02—2,84 (в 40 % проб), Au — до 5 г/т. При этом содержание серы не превышает 4,71 %, а P_2O_5 — 0,15 %. Прогнозные ресурсы золота по оценке В.Е. Козырева [386] до глубины 300 м при среднем его содержании составили 10,4 т по категории P_2 .

Ванадий-железо-медная формация (волковского типа) представлена малосульфидным платино-золото-палладиево-медным оруденением. Установлена при ГДП-50 на проявлении *Пятиреченское* (III-5-20) [408] и ГДП-200 на проявлении *Озерное* (II-5-64) [110, 249]. Строение проявлений охарактеризованы выше в разделе «медь». Является новым типом для региона и представляет несомненный поисковый интерес.

Содержания попутного золота в медных рудах колеблются от 0,1—2,15 г/т и более (среднее 0,27 г/т). Прогнозные ресурсы золота проявления Озерное оценены в 52,8 т по категории P_2 [249]. Прогнозные ресурсы золота проявления Пятиреченское оценены К. К. Золосевым и др. [364] в количестве 6 т, по категории P_2 и 69 т по категории P_3 .

Медно-молибден-порфировая формация. Наиболее известные проявления данного типа — *Янаслорское* (III-4-24), *Мокрый лог* (III-5-28), *Осеннее* (III-5-26), *Манюкую* (III-4-26), охарактеризованные выше в разделе «Медь». Повышенные содержания золота (до 0,1 г/т) и серебра (до 0,3 г/т) установлены во всех рудопроявлениях. Прогнозные ресурсы золота (P_2) проявлений Осеннее и Мокрый Лог до глубины 300 м оценены в 2,6 т [404], проявления Манюкую по категориям $\text{P}_2 + \text{P}_3$ — в 15 т [118].

Медноколчеданная формация. Наиболее известным объектом является проявление *Тышорское* (II-5-54) в Хараматолоуском рудном районе, охарактеризованное в разделе «Медь». Максимальные содержания золота в рудах достигают 3—4 г/т, авторские подсчитанные запасы золота категории C_2 , которые более правильно отнести к категории P_1 составляют (при среднем содержании 0,86 г/т) в 7,9 т (Анохин, 1992).

Хромитовая формация. Самородное золото отмечается в ассоциации с самородным висмутом, медью, серебром и платиноидами в ультрабазитах райизско-войкарского комплекса. Перспективы данного типа оруденения не ясны.

Золото россыпное. Характеризуемая территория входит в состав Уральской золотороссыпной провинции, и ей присущи закономерности россыпеобразования, установленные для Урала в целом: широкое развитие поверхностей выравнивания с реликтами кор выветривания, многочисленные эрозионно-структурные депрессии, фрагменты древней (мезозойско-кайнозойской) речной сети, являющиеся главными концентраторами россыпного золота. Вместе с тем, особенности геологического развития и прежде всего высокая

тектоническая мобильность северной части Урала в неоген-четвертичное время привели, с одной стороны, к захоронению, а с другой — к существенному уничтожению и переотложению древних россыпей с концентрацией металла в более молодых отложениях.

Наиболее распространенными являются террасовые и пойменно-руслонные россыпи современных долин, элювиально-делювиальные и делювиально-аллювиальные ложковые, а также россыпи погребенных тальвегов и террас древних долин. На участках золоторудных месторождений и проявлений выявлены мелкие элювиальные и элювиально-делювиальные россыпи (россыпепроявления). Проявляется вся цепочка от коренного источника через элювиальные и ложковые россыпи к долинным россыпям.

Выделяются семь золотороссыпных районов: Енганэпейско-Манитаньинский, Харбейско-Шучинский, Войкаро-Сынинский, Хулгинский, Лемвинский, Кожимский, Ляпинский.

Наиболее изученным является Кожимский золотороссыпной район на Приполярном Урале, ограниченный водосбором одноименной реки. Открытые в 1977 г. россыпи бассейна р. Кожым разведаны и подготовлены к промышленному освоению. Из них уже добыто порядка 4 т золота. По данным старательских работ, из россыпей можно попутно извлекать Ag (5,05 % от массы добытого золота), Pd (0,57 %), Pt (0,13 %).

Наиболее крупные месторождения приурочены к днищам или бортам эрозионно-структурных депрессий, где нередко происходит совмещение разновозрастных палеоврезов с образованием сложных многопластовых россыпей (табл. 7). Основные запасы россыпного золота сосредоточены в двух крупных месторождениях: Балбанью и Таврота.

Месторождение *Балбанью* (IV-1-31), принадлежащее к категории россыпей ближнего сноса, локализуется в пределах долины одноименной реки и ее притоков. Россыпь сложного строения: струйчатая, многопластовая, с возрастом продуктивных горизонтов от палеогена до современного отдела четвертичной системы. Является составным объектом, так как объединяет современные долинные, аллювиально-делювиальные ложковые россыпи и россыпи разновозрастных палеоврезов в пределах Малдинской эрозионно-структурной депрессии (ЭСД). Суммарная длина промышленного пласта достигает 40 км. Мощность песков от 0,4 до 9,6 м; торфов — от долей до 31 м. Содержание золота от десятков мг/м³ до 18,4 г/м³ (среднее по месторождению — 453 мг/м³). Преобладает высокопробное золото, однако значительную роль играет металл с пробностью 800—900, отмечается и низкопробный (600—800).

Месторождение *Таврота* (IV-1-19) представляет собой серию широких (до 1,5 км) пластовых залежей, образованных россыпями различных уровней, наиболее древний из которых эоплейстоценовый, а самый молодой — голоценовый. Основная часть россыпи также располагается в пределах древней Лимбекской ЭСД. Примером трехпластовой россыпи может служить участок долины р. Бол. Таврота. Нижняя, наиболее древняя, россыпь залегает здесь в палеотальвеге на коренном плотике. Ширина россыпи до 80 м, мощность в среднем 2,7 м. Средняя мощность торфов 44,1 м. Среднее содержание золота 547 мг/м³. Вышележащая россыпь, связанная с аллювием тавротинского этапа, имеет ширину 0—60 м. Средняя мощность торфов 28,9 м, среднее содержание — 483 мг/м³.

В промежутке между россыпями Таврота и Балбанью на участке молодого каньонообразного вреза р. Кожым локализуется целая серия (в основном в настоящее время уже отработанных) небольших по запасам (230—1176 кг), относительно богатых (средние содержания 0,358—2,3 г/м³) позднеплейстоценовых россыпей (с относительно крупным металлом 0,5—1 мм), приуроченных к русловым отложениям и аллювию первой и второй цокольных надпойменных террас: *Орлиный I, II* (IV-1-22), *Орлиный* (IV-1-23), *Центральный* (IV-1-30).

Средняя россыпь *Железнодорожный* (IV-1-15) в среднем течении р. Кожым (ниже россыпи Таврота) и россыпепроявления нижнего течения р. Кожым (IV-1-7, 9) относятся к категории россыпей дальнего переноса с характерным преобладанием мелких уплощенной формы зерен металла. Отработанная россыпь Железнодорожный представляет собой серию сближенных, изолированных участков в русле и на цокольных террасах I—II уровней с мелкозалегающим (1—4,5 м) пластом мощностью 1,2—4,4 м и средним содержанием менее 0,345 г/м³, запасы 517 кг.

Россыпи верхнего отрезка р. Кожым выше устья р. Балбанью — *Хрустальный* (IV-1-34), *Хрустальный-1* (V-1-4) и его левых и правых притоков — *Бадья-Шор* (IV-2-57), *Бол. Каталамбию* (V-1-26), *Гранатовый* (V-1-27), *Кузьпуаю* (V-1-43), *Николай-Шор* (V-1-52), *Хасаварка* (V-1-64) и др. — пойменно-русловые, реже террасовые I—II уровней. Пласт обычно приплотиковый, иногда подвесной. Строение россыпей струйчатое. Мощность песков от 0,4 до 2,8 м, торфов — от 1,2 до 5,2 м. Содержания золота от 0,056 до 2,7 г/м³. Окатанность хорошая.

В верховьях большинства притоков р. Кожым разведаны и частично отработаны современные ложковые россыпи, которые отличаются весьма крупным почти неокатанным металлом.

Типичные объекты: *Сюрасьрузьвож* (V-1-50), запасы категории C₁ — 2 т, среднее содержание 0,966 г/м³, неокатанное золото составляет до 50%, частично отработано; *Южный-Ветвистый* (V-1-41), запасы категории C₁ — 109 кг, содержания от 0,12 до 6 (среднее — 0,869 г/м³), значительная часть золота в сростках с хлоритом и кварцем, частично отработано; *Алькесвож* (V-1-13), запасы категории C₁ — 199 кг, содержание до 5 г/м³, при среднем — 0,878 г/м³, золото пластинчатого, таблитчатого лепешковидного облика, самородки до 8,5 г, частично отработано.

Примером ложковой россыпи, сформированной при участии продуктов размыва коры выветривания, является россыпь *уч. Каталамбинский* (V-1-12) с крупным неокатанным металлом и высокими (до 15 г/м³) его концентрациями.

Примыкающий с юго-востока Ляпинский золотороссыпной район (табл. 8) характеризуется в основном мелкозалегающими долинными, пойменно-русловыми и ложковыми россыпями с небольшим объемом горной массы и ограниченными запасами металла в отдельно взятом объекте при крупной размерности золота, высокой (> 900) его пробыности и значительных колебаниях содержаний. Типовыми месторождениями являются отработанные россыпи *Яроташор* (VI-1-7), *Среднехальмерьинская* (V-2-24), разрабатываемые в настоящее время малые россыпи *Няртаю* (VI-1-1) и *Золотошор* (VI-1-10). Например, по россыпи Няртаю золото фракции +8 мм составляет до 55 % извлеченного металла [111], подтверждаемость разведанных запасов 1,1—1,4.

Параметры основных россыпей золота

Промышленные

Индекс клетки	Номер на карте	Название	Ранг	Вид россыпи
<i>Тавротин</i>				
III-1	8	Линдэ	Малое	Террасовая (Т)
IV-1	15	Железнодорожный	Среднее	Т
IV-1	19	Таврота	Крупное	1. Долинная (Д), Т 2. Д древняя погребенная
IV-1	26	Лимбек	Среднее	1. Т 2. Д древняя погребенная
IV-1	20	Лимпеги	Малое	Ложковое
IV-1	18	Лыес-шор	Среднее	Склоновое
<i>Централь</i>				
IV-1	23	Орлиный	Малое	Т
IV-2	5	Водэ-Шор	Малое	Ложковое
IV-1	30	Центральный	Среднее	Т
<i>Верхнекожим</i>				
IV-1	34	Хрустальный	Среднее	Д
IV-2	57	Бадья-Шор	Малое	Д древняя, погребенная
<i>Балбанью</i>				
IV-1	31	Балбанью, в т. ч. участки: Санавожский Безымянный Правобережный	Крупное	1. Д, Т 2. Д древняя, погребенная

Непромышленные россыпи

Индекс клетки	Номер на карте	Название	Возраст, генезис	Длина, км ширина, м
<i>Кожимский</i>				
IV-1	7	Бетью	aIII—H	7/30
IV-1	9	Кожимская	aIII—H	15/250
III-2	28	Воргавожская	aN ₂ sn	5/130
IV-1	17	Ярнейшорская	aIII—H, aN ₂ sn	5/75
IV-1	29	Средний Лимбик	aN ₂ sn	12/200
IV-1	24	Водораздельная	aN ₂ sn,	16/400

Кожимского россыпного района

россыпи

Возраст и генезис	Форма рудного тела	Средняя глубина, м	Средняя мощность пласта, м	Среднее содержание, г/м ³
<i>ский узел</i>				
aIII	Лентообразное (Л)	5,0	1,7	0,4
aIII	Л	2,7	2,2	0,4
aIII—H, aN ₂ sn— aEtv	Пласт (П) Л	3,1 9,4	3,5 2,7	0,4
aIII, aN ₂ sn	П, Л П	4,6	2,5	0,3
daIII—H	Л	2,1	1,3	0,5
pdIII—H	П	4,0	2,1	0,3
<i>ный узел</i>				
aIII—H	П	2,2	2,9	0,7
daIII—H, aN ₂ sn	Л	2,5	1,2	0,4
aIII	Л	1,3	1,8	0,5
<i>ский узел</i>				
aIII	П	3,4	2,5	0,4
aN ₂ sn	Л	4,2	1,9	0,3
<i>ский узел</i>				
aIII—H, aN ₂ bl+sn	Л П Гнездообразные	3,6 8,2 6,2	6,7 3,1 3,2	0,2 0,5 0,4

и россышепроявления

Средняя мощность торфов, м	Средняя мощность песков, м	Среднее содержание, г/м ³	Запасы и ресурсы, кг (категория)	Перспективы
<i>район</i>				
3,5	1,7	0,2	82 (C ₁)	Неперспективно
0,4	2,0	0,11	825 (P ₁₊₂)	Малоперспективно
13,8	1,9	0,09	118 (P ₁)	Неперспективно
2,6	0,9	0,12	42 (C ₁₊₂)	Малоперспективно
			726 (P ₁₊₂)	Перспективно
37,8	2,4	0,25	3899 (P ₁)	Есть, при изменении условий

Параметры россыпей Ляпинского россыпного района (по К. К. Золоеву и др. [365])

Номер на карте	Россыпь	Среднее содержание, мг/м ³	Запасы, кг		Примечание
			C ₁	C ₂	
VI-1-7	Яроташор	585	490,0	181,6	Добыт 491 кг
VI-1-1	Река Няргаю с руч. Нестершор	847	1085,7	56,2	В отработке
V-1-111	Река Хобею	364	340,0		Лицензия
VI-1-10	Руч. Золотошор	486	101		Лицензия
V-1-114	Руч. Рудашор	360	80,3		Законсервирована
V-2-24	Река Хальмерью, верхний пласт	309	512,8	2,8	Законсервирована
	Река Хальмерью, нижний пласт	1070	817,5		
	Всего по р. Хальмерью		1330,3		
V-2-25	Руч. Пальникшор	900	48,7		Отработаны
V-2-28	Руч. Ошкашор	773	62,2		
V-2-27	Руч. Безымянный I	551	14,5		
V-2-26	Руч. Безымянный II	801	27,4		
V-2-19	Река Мал. Тынагота	310	196		Лицензия
VI-1-31	Руч. Сред. Яроташор*	674		28,0	Неутвержденные
	Итого		3776,1	267,7	
	ВСЕГО по категориям C ₁ + C ₂		4044		

Несколько необычно россыпепроявление (на карте — шлиховой поток) *руч. Ветвистый* (V-1-77), притока р. Народа. Содержания золота в аллювии русла, поймы и первой надпойменной террасы до 69 мг/м³, при содержании МПГ от 46,7 до 2202 мг/м³. Происхождение их в россыпи неясно, присутствуют окатанные знаки МПГ. На данный момент оценка руч. Ветвистый по категории P₃ — 60 кг золота и МПГ в соотношении 1 : 1, при среднем содержании 150 мг/м³.

Лемвинский золотороссыпный район (табл. 9) характеризуется преимущественно россыпепроявлениями с содержаниями металла на уровне 0,05—0,2 г/м³.

* На карте полезных ископаемых (врезка 3) прогнозируемая россыпь Средний Яроташор показана как шлиховой поток.

Параметры россыпей и россыпепроявлений золота Лемвинского района

Номер на карте	Россыпепроявление	Возраст	Длина, км/ Ширина, м	Средняя мощность торфяных, м	Средняя мощность песков, м	Среднее содержание, г/м ³	Ресурсы, кг (категория)
IV-2-12	Покойникшорское	fII, aN ₂ bl—sn	15/100 0,1/75		0,5 0,5	0,03 0,3	34 (P ₂)
IV-2-16	Хайминское	aIII—H				0,03	42 (P ₂)
IV-2-17	Пальникшорское	aH	10/10	—	0,3	0,05	15 (P ₂)
IV-2-10	Правогрубеинское	aH aIII	0,5/300 2/100	4	0,2	0,2	14 (P ₂)
IV-2-19	Большенадотинское	aP ₃ ml— N ₂ sn	9/150	30	1	0,04	54 (P ₂)
IV-2-42	Пернашорское	a,apH	1,7/200	2	2	0,15	100 (P ₂)
IV-2-48	Лемвинское	dsIII—H	1/650	—	3	0,2	300 (P ₂)

Типичные примеры россыпепроявления *Пернашорское* (IV-2-42), *Правогрубеинское* (IV-2-10), *Покойникшорское* (IV-2-12), с ресурсами категории P₂ от 30 до 100 кг, что не представляет практического интереса. Это объясняется отсутствием реальных коренных источников сноса металла. Определенный интерес представляет только делювиальное россыпепроявление *Лемвинское* (IV-2-48), локализованное непосредственно ниже по склону одноименного рудопроявления.

Харбейско-Шучьинский золотороссыпной район представлен на листе лишь своей частью. Здесь известна единственная малая россыпь *руч. Развильный* (II-6-15) и два россыпепроявления *Пайпудына* (I-6-25) и *Бол. Ханмей* (II-6-108). На руч. Развильный золотоносны отложения высокой поймы в среднем и верхнем течении. Золото концентрируется в приплотиковой части, размер золотинок от 0,1 до 6,0 мм с содержаниями от 0,1 до 5,8 г/м³ (среднее 0,215 г/м³). Протяженность россыпи не менее 800 м. Запасы и ресурсы категорий C₂ + P₁ + P₂ оцениваются в 386 кг [168].

Енганэзэйско-Манитанырдский золотороссыпной район также характеризуется достаточно убогой россыпенностью. В результате проведения поисковых работ здесь выявлены преимущественно россыпепроявления (мелкие непромышленные россыпи): *Шервожское* (II-5-3), *Верхенияюское* (II-5-8), *Изъявожское* (II-5-12). В бассейне р. Няю известна малая россыпь ближнего сноса *Естошор* (II-6-1) с крупным комковатым металлом, пригодная для старательской отработки. В результате детальных поисков в долине руч. Естошор подсчитаны запасы металла по категории C₁ в объеме 23 кг при среднем содержании 327 мг/м³ и прогнозные ресурсы категории P₁ (вместе с запасами категории C₂) в объеме 129 кг при среднем содержании 440 мг/м³, а также некондиционные (забалансовые) прогнозные ресурсы категории P₁ (вместе с запасами категории C₂) в объеме 177 кг при среднем содержании 250 мг/м³. Запасы на ТКЗ не утверждались. Кроме того, в россыпи установлены непромышленные содержания платины и арсентита.

Параметры россыпей и россыпепроявлений Энганэпэйско-Манитаньрдского района

Индекс клетки	Номер на карте	Название	Возраст, генезис	Длина, км/ Ширина, м	Средняя мощность торфов, м	Средняя мощность песков, м	Среднее содержание, г/м ³	Ресурсы, кг (категория)
П-6	1	Естошор	аН, аП				0,440 0,327	129 (P ₁)
П-5	12	Изьявожское	аН	2,2/20, 2,2/40	2,4 4,2	0,4 0,6	0,4 0,16	17 (P ₁)
П-5	3	Шервожское	аН, аП, едП—Н, едN, аIcr	3,8/280 0,8/40 1,5/40	17,4 28,2 17,4	0,6 0,8 0,4	0,12 0,16 0,1	108 (P ₁)
П-5	8	Верхненияюское	аН, аП, P ₃	0,4/60 2,3/20 0,5/60	4,0 6,6 16,0	0,9 1,1 0,5	0,21 0,9 0,17	53 (P ₁)

Параметры остальных россыпных объектов района приведены в табл. 10.

Войкаро-Сынинский золотороссыпной район относится к категории прогнозируемых. Промышленных россыпей здесь не выявлено. Но и серьезные работы в этом направлении практически не проводились. Утвержденные прогнозные ресурсы россыпного золота составляют всего 1 т по категории P₁ по району рудопроявления Дальнее (Пожемависский золотороссыпной узел). Однако в районе известны и другие россыпепроявления, приуроченные к пойменно-руслевому аллювию, типичными примерами которых являются *Мал. Хараматолоу* (П-5-8), *Лагорта* (П-4-39), *Лагорта верховья* (П-5-23) и др. К сожалению, данных по ним, кроме ориентировочных содержаний в косах 0,011—0,027 г/м³ [404] нам обнаружить не удалось.

Хулгинский золотороссыпной район также относится к категории прогнозируемых. Включает долины рек Тыкотлова, Балбанью и Неркаю, правых притоков р. Хулга в ее верховьях. По результатам проведенных работ (Миняйло, 1987) местами установлены содержания золота первые десятки мг/м³. Шурфы, как правило, не добивались до плотика.

Серебро как полезный компонент представлено малым месторождением *Косумнерское* (VI-1-9), проявлением *Ясное* (V-1-33) и несколькими серебро-содержащими объектами. Золото-серебряное месторождение Косумнерское приурочено к зоне разрывного нарушения северо-восточной ориентировки и локализовано в породах маньхобейнской свиты. Содержания Ag — 17,1 г/т, Au — 0,2 г/т, сопутствующие Pb — 1,75%, Zn до 2,5%. Ресурсы серебра категории P₂ — 4,5 т.

Проявление Ясное приурочено к экстрезивному куполу ультракалийевых риолитов саблегорского комплекса и локализовано в серии субвертикальных зон дробления мощностью от первых сантиметров до 1,5 м. Руды комплексные, кроме серебра содержат уран и редкие земли цериевой и иттриевой групп. Золото практически отсутствует. Основные минералы: акантит, ртуть-содержащее самородное серебро, настуран, ортит, гадолинит. Как во вмеща-

ющих породах, так и в рудных телах присутствует гематит, незначительно сульфиды. Возраст оруденения, определенный по настурану уран-свинцовым методом — 309 ± 20 млн лет. Оруденение неравномерное, бонанцевого типа. Содержания серебра от первых граммов до 12,6 кг/т. Прогнозные ресурсы серебра по разным вариантам подсчета оцениваются в 10—40 т. Генетически близким объектом, по всей видимости, является медно-серебряное проявление Волчий Ручей (IV-2-43), также связанное с экструзией риолитов.

В проявлениях золото-сульфидно-кварцевой и золото-сульфидной формаций доля серебра, связанного с сульфидами, может быть весьма значительной. Типичный пример — проявление Лемвинское. В полиметаллических проявлениях, особенно в объектах со свинцовой специализацией, отмечаются повышенные концентрации серебра, обусловленные тонкой вкрапленностью в галените собственных минералов серебра (матильдита, дискразита и др.).

Особое место среди серебродержащих объектов занимают проявления типа медистых песчаников, характеризующиеся постоянной значительной (до 600 г/т) примесью серебра в рудах. По стоимости полезного компонента в недрах некоторые из проявлений этого типа (Саурипеское, Молюдвожское и др.) могут рассматриваться как самостоятельные месторождения серебра.

Платина и платиноиды. Присутствие МПГ отмечается в некоторых россыпях золота в Кожимском районе, в частности в россыпях Алькесвож и Балбанью. Имеются сведения, что при переработке добытого металла на аффинажном заводе получены весовые количества палладия. Одним из источников этих россыпей, несомненно, являлось палладий-золото-фукситовое оруденение месторождения Чудное, охарактеризованное в разделе «Золото».

Кроме того, весовые содержания МПГ от 46,7 до 2202 мг/м³ характерны для россыпепроявлений руч. Ветвистый (V-1-77) и Прав. Грубею (IV-2-7). Источники их неизвестны.

Из коренного оруденения, кроме упомянутого выше Чудного, основной поисковый интерес в настоящее время представляет новый для всего региона тип комплексного платино-золото-палладиево-медного оруденения, выявленного Райизско-Войкарской минерагенической зоной в полосе развития кершорского дунит-верлит-клинопироксенит-габбрового комплекса. Строевые проявления охарактеризовано выше в разделе «Медь». На проявлении *Озерное* (II-5-64) установлены содержания Pd — 0,1—1,66 г/т (среднее — 0,28 г/т), Pt — 0,04—0,26 г/т (среднее — 0,05 г/т). По своим показателям объект близок к известным месторождениям Платиноносного пояса Урала (Волковскому, Баронскому), но локализуется в расслоенных клинопироксенитах альпинотипного кершорского комплекса.

Кроме того, платино-палладиевая ассоциация (Pt — до 1,5—2 г/т, Pd — 0,1—0,5 г/т) аналогичного типа установлена на проявлении *Пятиреченское* (III-5-20), проявлениях медно-железо-ванадиевых руд в габброидах (от десятков мг/т до десятков г/т по единичным пробам): гора Черная (II-6-90), участок Бая (III-5-25).

Определенный интерес представляет минерализация платиноидно-хромитовой рудной формации, генетически связанная с альпинотипными гипербазитами. Наиболее изученным является хромитоносный массив Рай-Из (табл. 11). Платиноиды здесь сконцентрированы преимущественно в массивных и густовкрапленных хромитовых рудах (содержания — до десятых г/т).

**Средние содержания металлов платиновой группы в хромитовых рудах массива Рай-Из
(по материалам Л. И. Гурской)**

Месторождение	Содержание*, г/т						
	Ir	Os	Ru	Pt	Pd	Rh	Сумма
Центральное (рудное тело № 9, карьер)	0,08	0,06	0,14	0,21	0,23	0,02	0,72
Западное (рудное тело № 201)	0,07	0,14	0,08	0,02	0,02	0,01	0,34
Западное (рудное тело № 205)	0,11	0,15	0,09	0,02	0,02	0,01	0,40
№ 214	0,08	0,10	0,07	0,02	0,02	0,01	0,30

* Все анализы выполнены пробирно (Pb)-химико-спектральным методом в ОАО «Механобр-Аналит», 1997—1999 гг.

Возрастание содержаний до 1—2 г/т и более наблюдается в приконтактовых частях дунит-верлит-клинопироксенитовых комплексов, обогащенных сульфидами. Среди МПГ преобладают металлы тяжелой триады — платина, осмий, иридий. Лабораторные испытания («Механобр-Аналит») показали довольно хорошую извлекаемость платиноидов из хромитовых руд и вмещающих пород. В соответствии с большими объемами хромитовых руд массива Рай-Из масштабы платиноидной минерализации здесь, по-видимому, будут значительными.

Присутствие платиноидов в десятых долях, иногда до 1—2 г/т отмечается и в ряде хромитовых проявлений Войкаро-Сынинского гипербазитового массива. Однако необходимо отметить, что в целом проблемы попутного извлечения платиноидов из руд пока не решены.

В рудах некоторых колчеданных проявлений: *Тышорское* (II-5-54), *Восточноырдвоменишорское* (II-6-63) и др. установлено присутствие платиноидов от 0,1 до 3 г/т.

По данным Л.И. Гурской [62], платиноидная минерализация отмечается в черносланцевых формациях различного возраста. Повышенные концентрации МПГ зафиксированы в углеродсодержащих толщах Хараматолоуского блока [168].

РАДИОАКТИВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Уран. На полярноуральской части листа известно шесть проявлений урана. Пять из них расположены в пределах Пайпудынского узла и приурочены к гипабиссальным телам риолитов пайпудынского комплекса, контролируемых Малопапудыньским сдвиго-надвигом. Это однотипные проявления: *Подснежное* (II-6-24), *Придорожное* (II-6-20), *Рассветное* (II-6-4), *Перевальное* (II-6-7) и *Южное* (II-6-31). Урановое оруденение размещается преимущественно в риолитах и их экзоконтактах во вмещающих сланцах хойдышорской свиты. Минерализация контролируется зонами рассланцева-

ния. Минеральная ассоциация: настуран, урановые черни, гуммиты, силикаты урана, редко урановая слюдка, пирит, галенит, сфалерит, молибденит, барит, флюорит, фуксит. Оруденение относится к настуран-сульфидной формации. Минерализация сопровождается первичными ореолами иттрия, циркония, ореолами окварцевания, серицитизации и пиритизации. Генезис гидротермальный.

Проявление Подснежное (II-6-24) расположено на левобережье р. Бол. Пайпудына, на водоразделе ручьев Подснежный и Весенний. Выявлено два рудных тела. Южное (основное) рудное тело локализуется в висячем боку тела риолитов и приурочено к зоне рассланцевания и гидрослюдизации, по которой развиваются березитоподобные метасоматиты. Предстает собой линзовидную залежь согласную сланцеватости, мощностью до 10 м и длиной до 45 м, прослеженную по падению на 250 м. Вскрыто штольной. Содержание урана — 0,046—0,214 %. Запасы рудопроявления по категории C₂ по оценке В. А. Верховцева (1973ф) — 200 т. Остальные объекты аналогичны Подснежному, но более мелкие.

Также с риолитами связано единственное в Кожимском районе комплексное уран-серебряное малое месторождение — *Ясное* (V-1-33), охарактеризованное в разделе «серебро». Основные минералы, определяющие ценность месторождения — акантит, ртутьсодержащее самородное серебро, настуран, ортит, гадолинит.

Характеристика других проявлений урана приведена в приложении.

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Пьезооптическое кварцевое сырье включает в себя природные кварцевые образования в виде кристаллов и жильного кварца, которые могут или непосредственно использоваться для получения пьезооптических элементов, или являться исходным материалом для плавки чистого кремнезема и различных видов многокомпонентного кварцевого стекла. Они могут использоваться в качестве шихты при выращивании кристаллов синтетического кварца, а также для других целей. Окрашенные разновидности кварца (морион, раухтопаз, цитрин, аметист, розовый кварц) и кристаллы с включениями других минералов («волосатик») используются в качестве ювелирно-поделочного сырья, а сростки (друзы) кристаллов кварца и отдельные прозрачные кристаллы с совершенной огранкой (горный хрусталь) могут использоваться как коллекционное сырье.

В настоящее время на характеризуемой территории выявлено два крупных, два средних, 10 малых месторождений и 24 проявления кварцево-жильной и хрустальной минерализации. Все объекты локализованы в двух географически разобщенных районах: Ляпинском на Приполярном Урале и Собском — на Полярном. При этом все практически значимые объекты только в Ляпинском районе, который на территории листа соответствует основной (северной) части Приполярноуральской кварцево-жильно-хрусталеносной провинции (18q/P). В провинции (и на территории листа) выделяется три хрусталеносных района: Западный, Центральный и Восточный.

Западный хрусталеносный район (18.1q) соответствует области широкого развития сложнодислоцированных осадочно-вулканогенных пород верхнего

рифейя—венда, перекрытых фрагментарно развитыми терригенными отложениями раннего палеозоя. Хрусталеносные кварцевые объекты здесь обычно невелики по масштабам и имеют ограниченное распространение. На территории листа расположена только крайняя (северная) часть района.

Центральный хрусталеносный район (18.2q) приурочен к приводораздельной части Ляпинского мегантиклинория, сложенной рифейскими осадочно-вулканогенными отложениями, на которых в наложенных синклиналиях иногда сохраняются отложения раннепалеозойского возраста. К этому району на территории листа относится эксплуатируемое месторождение Желанное, которое по запасам жильного кварца является крупнейшим в России (более 80% российских запасов), а также крупное законсервированное месторождение Пеленгичей-III и среднее месторождение Николайшор.

Месторождение *Желанное* (V-1-30) локализовано в кварцито-песчаниках обеизской свиты нижнего ордовика и состоит из двух кварцево-жильно-хрусталеносных зон: Западной и Восточной, вытянутых в северо-восточном направлении.

В отношении прозрачного кварца наибольший интерес представляет Западная зона, в том числе ее северо-восточный фланг и участок горы Холодная. Она контролируется серией взаимно пересекающихся нарушений северо-восточного и северо-западного простирания. Протяженность зоны составляет около 1,5 км, ширина — 200—300 м. В пределах зоны выделяется восемь кварцевожильных узлов, каждый из которых состоит из нескольких сопряженных друг с другом жил. Жилы имеют форму линз или блоков с многочисленными ответвлениями. Мощность отдельных жил достигает 100 м. На жилы наложены хрусталеносные гнезда. Все жилы Западной зоны месторождения Желанное сложены гигантозернистым кварцем. Отдельные индивиды имеют шестоватую форму. Они ориентированы преимущественно перпендикулярно к зальбандам жил и прослеживаются в длину на 3—5 м и более. Жильный кварц прозрачный. Светопропускание колеблется от 38 до 65%. В его основной массе хорошо выражены высокопрозрачные (светопропускание до 85%) реликтовые участки. Повышенной прозрачностью обладает также кварц около хрусталеносных гнезд, образующий зоны шириной до 1—1,5 м. Хрусталеносные гнезда наложены на кварцевые жилы. Обычно они располагаются в лежачем боку или внутри жил. Гнезда имеют различную, чаще всего сложную форму. Величина их сильно колеблется. Иногда они протягиваются на несколько десятков метров при поперечном сечении до нескольких метров. Наиболее крупные кристаллы достигают 1,5—2 м по удлинению. В естественном состоянии они бесцветны или имеют дымчатую окраску. При радиационном облучении у всех кристаллов появляется дымчатая окраска. Весьма характерны мозаичность, дофинейские двойники. В кристаллах кварца из гнезд, локализованных в лежачем боку жил, часто наблюдаются зональные присыпки серицита, снижающие выход сортового сырья.

Восточная зона месторождения Желанное расположена в виде кулисы в 300—400 м к востоку от Западной. Она приурочена к тектоническому нарушению северо-восточного простирания, круто падающему на северо-запад. В трещинах оперения этого нарушения локализованы небольшие кварцевые жилы мощностью до нескольких метров. Характерной особенностью Восточной зоны является широкое развитие относительно обособленных от жил хрусталеносных трещин. Жильный кварц Восточной зоны гигантозернистый,

но в отличие от Западной зоны преимущественно молочно-белый или слабопрозрачный.

Месторождение *Пелингийей-III* (V-1-22) приурочено к линзе мраморизованных доломитов мощностью около 250 м, принадлежащей к мороинской свите, контактирующей на северо-востоке с небольшим телом диоритов — апофизой более крупного Лапчавожского гранодиоритового массива. Хрусталеносная минерализация локализуется в зонах трещиноватости и брекчирования мраморизованных доломитов, которые рассекают линзу от контакта до контакта в северо-восточном или широтном направлениях. На поверхности хрусталеносная зона представлена единым телом, сменяющимся по падению прожилковой зоной. Наиболее крупные гнезда хрусталя достигали объема 100 м и содержали кристаллы кварца размером до 1 м и весом до 150—200 кг. Большинство кристаллов имеет размер до 20 см по длинной оси и вес до 0,5—2 кг.

Восточный хрусталеносный район (18.1q) соответствует Хобеизской гранито-гнейсовой антиклинальной структуре, сложенной разнообразными гнейсами, амфиболитами и кристаллическими сланцами няртинской серии. В пределах зоны отмечаются массивы анатектических гранитов (николайшорский комплекс) и мелкие тела габброидов. Наибольшая концентрация хрусталепроявлений наблюдается на севере зоны, где она контролируется ограничивающей кольцевую структуру дуговыми разломами. На западе рудной зоны месторождения кварца локализируются в основном в области сопряжения с Центральной зоной. Рудоконтролирующими структурами являются продольные и поперечные разломы. На пересечении таких разломов находится единственное на Приполярном Урале крупное месторождение аметиста — *Хасаварка* (V-1-66). Оно локализуется в кристаллических сланцах, полого падающих на северо-запад. Основными хрусталеконтролирующими структурами являются крутопадающие разломы северо-восточного направления, маркируемые кварцевыми жилами.

В пределах района на листе имеются только малые месторождения Николайшор (V-1-52), Свободное (V-1-97), Весеннее (V-1-99), Яротское (VI-1-5), все они относятся к забалансовым.

Месторождение *Николайшор* (V-1-52) приурочено к Николайшорскому массиву плагиогранитов, залегающему в мусковит-кварцевых сланцах пуйвинской свиты среднего рифея. Кварцевожилльно-хрусталеносная минерализация контролируется продольносекущими трещинами, образующими вытянутые в северо-восточном направлении зоны. Протяженность наиболее крупных жил по простиранию достигает 200 м, по падению — 40 м, при мощности до 20 м. Многие жилы содержат наложенные хрусталеносные гнезда. Жильный кварц крупно-гигантозернистый, довольно прозрачный. Светопропускание его колеблется от 58 до 83 %. Недостатком сырья является нередко большое содержание мусковита, для удаления которого требуется дополнительное обогащение.

Хрусталеносная кварцевая минерализация Приполярного Урала связана с герцинской тектонической эпохой. Определения абсолютного возраста минералов хрусталеносных гнезд и околоснездовых метасоматитов для 17 месторождений дают среднее значение возраста 264 млн лет [16]. Месторождения горного хрусталя и жильного кварца локализируются в самых различных породах: метаморфических сланцах (около 50 %), кварцитах, мраморах и

мраморизованных карбонатных породах, амфиболитах, гранитах. Развитию хрусталеносной минерализации предшествовал широко проявленный процесс образования безрудных кварцевых жил, связанный с активизацией трещинной тектоники. Установлено, что согласные жилы в подавляющем большинстве нехрусталеносны. Они сложены массивным сливным, стекловатым или сахаровидным гранулированным кварцем и пригодны для получения кварцевого стекла. Секущие жилы, обычно сложенные молочно-белым крупнозернистым кварцем, выполняют трещины скалывания и отрыва; именно с ними генетически связаны хрусталеносные гнезда. Вертикальный диапазон распространения хрусталеносной минерализации на Приполярном Урале от 300 до 500 м (повышение в сторону осевой части). Большинство исследователей в настоящее время признается метаморфогенно-гидротермальный генезис хрусталеносных кварцевых жил. Источниками минералообразующих компонентов для них наряду с вмещающими являются и подстилающие породы, а также гидротермальные растворы.

Расположенная на северо-востоке листа (Собское поперечное поднятие) вторая область распространения кварцевожилной и хрустальной минерализации является значительно меньшей по площади, количеству и значению объектов. Более перспективной представляется площадь Манитанырдской брахиантиклинали, прежде всего — ее восточной части, где отмечается широкая зона сопряженных разломов на сочленении с Пайпудынской синклинальной структурой. Хрусталеносные жилы тяготеют к оперяющим разломам трещинам и размещаются в породах доордовикского возраста. Хрусталеносные погребя локализируются на пересечении разноориентированных трещин и имеют размеры до $75,0 \times 1,3$ м. Выявленные объекты не имеют промышленного значения.

ХИМИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

Серный колчедан. На территории листа известны *Верхнеелецкое* малое месторождение медисто-цинковистых колчеданов (II-6-60) с оцененными запасами сульфидной серы 196 тыс. т и *Грубешорское* малое месторождение серных колчеданов (III-4-14).

Флюорит. Проявления флюоритовой минерализации представлены вкрапленностью флюорита в кварцевых, карбонатных и кварц-карбонатных жилах, приуроченных к породам различного состава, но чаще всего к известнякам каменноугольного возраста. Жилы, обычно мощностью до 0,1 м, встречаются как согласные, так и секущие. Флюорит присутствует в виде отдельных зерен размером 3—5 мм или агрегатов зерен размером 1,0—1,5 см. Практического значения не имеет.

Барит, целестин. На территории листа баритовое оруденение представлено стратиформным (гидротермально-осадочным) и жильным (гидротермальным) типами. Практическое значение имеет только стратиформный тип. Выделяются два уровня стратиформного баритонакопления — средне-позднедевонский и раннекаменноугольный и соответственно две группы рудных объектов — Хойлинская на юге полосы и Собская на севере.

Хойлинская группа включает Хойлинское рудное поле в составе крупных Хойлинского и Малохойлинского месторождений и Пальникское рудное поле с одноименным проявлением, объединенные близкими условиями формирования рудовмещающих отложений и рудного вещества: оруденение локализуется в кровле терригенных осадков пагинской свиты более глубоководными кремнисто-сланцевыми образованиями няньворгинской свиты. Руды этих месторождений, относящиеся к собственно баритовой формации, включают три типа: монобаритовые, кремнисто-баритовые и карбонатно-баритовые. Содержание $BaSO_4$ колеблется от 80—95 % в рудах первого типа до 50—70 % в рудах второго и третьего типов. Преобладают богатые монобаритовые руды. Пласты устойчивы по падению и простиранию с мощностью от 1 до 18 м.

На месторождении *Хойлинское* (II-4-7) выявлено три крупных и ряд мелких тел. Протяженность основных тел — 900, 400 и 1500 м по простиранию, 400, 350 и 500 м по падению при средней мощности от 3,5 до 6,4 м. Среднее содержание $BaSO_4$ по рудным телам — 72,6, 61,8 и 78,1 %. По результатам разведки запасы баритовой руды (категории В + C_1 + C_2) подсчитаны в объеме 9,2 млн т. ГКЗ СССР утверждены запасы руд для карьерной отработки до глубины 80 м с содержанием $BaSO_4$ 85,4 %, пригодных без обогащения для производства утяжелителей буровых растворов 2,2 млн т. Суммарные запасы и ресурсы руд на месторождении составляют 18,4 млн т. На месторождении с 1998 г. периодически ведется сезонная добыча ЗАО «Хойлинский ГОК».

Месторождение *Малохойлинское* (III-4-2) непосредственно граничит с Хойлинским месторождением, являясь по сути его юго-западным продолжением. Месторождение оценено, запасы руды категории C_2 составляют 7,7 млн т при среднем содержании $BaSO_4$ — 45,9 %. Прогнозные ресурсы категории P_1 оцениваются в 1,5 млн т руды.

На *Пальникском* проявлении (III-3-4) оценочные работы не завершены, и оно в настоящее время имеет только предварительную оценку, поэтому рассматривается нами в ранге проявления. Баритоносный горизонт на месторождении прослежен на 2150 м по простиранию и на 185 м по падению. В пределах его выделяются линзовидные тела монобаритовых и кремнисто-баритовых руд. Содержания $BaSO_4$ — от 28 до 55,2 % в кремнисто-баритовых и от 71,95 до 81,35 % в существенно баритовых рудах. Технологические испытания руд показали пригодность их для получения баритового утяжелителя высших сортов путем гравитационного обогащения. Фланги не изучены. Прогнозные ресурсы категории P_1 оцениваются в 7,3 млн т. Общие ресурсы рудного поля оцениваются 12,4 млн т [416], что отвечает рангу крупного месторождения.

Месторождения Собского рудного узла приурочены к кремнисто-терригенно-карбонатным отложениям яйюской свиты, характеризуются меньшими размерами и низким качеством руд. Все они характеризуются сходным геологическим строением. Пласты баритовых руд располагаются в составе преимущественно известняковой пачки визейско-башкирского возраста.

На *Собском* месторождении (II-6-34) пластовое рудное тело средней мощностью 3,45 м прослежено по простиранию на 270 м, по падению на 100 м. Среднее содержание $BaSO_4$ — 41,23 %. В рудах содержится витерит — до 0,02—19,5 %. Запасы руды категории C_2 — 226 тыс. т, прогнозные ресурсы категории P_1 — 288 тыс. т.

На *Войшорском* месторождении (II-6-36) выявлено девять рудных тел, представленных пластами мощностью 0,68—6,58 м, протяженностью по простиранию 150—500 м, по падению — 100—350 м. Сорты руд: баритовые, целестин-баритовые, целестиновые. Запасы баритовой руды категории C_2 — 2,6 млн т (среднее содержание $BaSO_4$ — 36,2 %), прогнозные ресурсы категории P_1 — 1,7 млн т. Запасы целестиновой руды категории C_2 — 328 тыс. т (среднее содержание $SrSO_4$ — 15,13%), прогнозные ресурсы категории P_1 — 384 тыс. т.

На месторождении *Поуркеу* (II-6-37) выявлены четыре рудных тела, представленных пластами мощностью 1,25—2,65 м, протяженностью по простиранию 850—950 м, по падению — 140—160 м. Руды баритовые, целестин-баритовые. Запасы баритовой руды категории C_2 — 4,3 млн т (среднее содержание $BaSO_4$ — 27,49%), прогнозные ресурсы категории P_1 — 2,3 млн т.

Боросиликаты. Многочисленные пункты минерализации приурочены к тектоническим нарушениям и оперяющим их мелким разломам в протерозойских породах хребтов Манитанырд, Оченырды, Енганэпе. Представлены кварцевыми, кварц-эпидотовыми прожилками с кристаллами аксинита. Не имеют промышленного значения.

Известняк, доломит. Территория листа располагает большими запасами карбонатного сырья для химической и металлургической промышленности. Разведанных крупных месторождений нет, но выявлены многочисленные мелкие месторождения и проявления, представленные выходами химически чистых разностей палеозойских известняков и доломитов.

МИНЕРАЛЬНЫЕ УДОБРЕНИЯ

Фосфориты. На территории листа приурочены преимущественно к Зилаиро-Лемвинской зоне и отчасти к Западно-Сибирской плите. Выделяются два типа фосфоритовых руд — первично-осадочный и кор выветривания (гипергенный). Первично-осадочные фосфориты принадлежат к двум промышленным типам: микрозернистых и желваковых руд. Выделяются два основных фосфатоносных уровня: силурийский, связанный с черносланцевыми отложениями нижнехаротской подсвиты и ниже-среднекарбонный, приуроченный к черным сланцам и известняковым конглобрекциям в верхах воргашорской, западноворгашорской и яйюской свит [50]. Кроме того, известен ряд пунктов минерализации в березовской свите верхнего мела.

Проявления микрозернистых фосфоритов в отложениях представлены пачками мощностью 2—15 м фосфатсодержащих сланцев (1—5 % P_2O_5) и бедных фосфоритовых руд (6—20 % P_2O_5). Наиболее типичные и многочисленные проявления этого типа установлены в разрезах харотской свиты западного фациального типа в районе Парнокского железо-марганцевого месторождения (проявления Парнокское и Восточное), в долине р. Бол. Пайпудына на Сафроновском месторождении фосфоритов, районе оз. Естото, р. Няю. Реже они отмечаются в разрезах центрального типа. Кроме того, микрозернистые фосфориты известны в башкирской части разреза воргашорской свиты.

Проявления *Парнокское* (IV-2-25) и *Восточное* (IV-2-30) обладают сходными геологическими особенностями. Фосфатные породы представляют собой черные углисто-кремнистые, углисто-глинисто-кремнистые сланцы, внешне практически неотличимые от несодержащих P_2O_5 . В шлифах характеризуются сланцеватой текстурой и бластопелитовой в сочетании с криптозернистой структурой. Фосфатное вещество (типа коллофанита) образует микроконкреционные стяжения (желваки) овальной или линзовидной формы размером от 0,2 до 12 мм, а также микроконкреционные прослои. Среднее содержание P_2O_5 в бедных фосфоритовых рудах Парнокского проявления на р. Парнока-ю составляет 7,3 % на пачку 8 м. Содержание MgO выше предельно допустимых. Отношение $MgO/P_2O_5 \times 100$ равно 11—16, отношение $Fe_2O_3/P_2O_5 \times 100$ составляет 20—30. Содержание SiO_2 на уровне 58—60 %. Таким образом, по своим характеристикам руды являются низкокачественными. При прогнозе на глубину 100 м ресурсы фосфоритовых руд по категории P_2 оценены в 30 млн т [510, 513]. Практического интереса не представляют.

Месторождение *Софроновское* (II-6-13) расположено на руч. Развильный и приурочено к зоне Пайпудынского надвига. На месторождении развиты как первично-осадочные, так и гипергенные руды. Пласты первично-осадочных микрозернистых фосфоритов приурочены к «продуктивной толще», сложенной черными углисто-глинистыми, углисто-кремнистыми сланцами с прослоями углеродсодержащих глинистых известняков, которая, по мнению геологов Полярно-Уральской ГРЭ, имеет верхнеордовикско-раннесилурийский возраст. Однако по облику и другим характеристикам она, по нашему мнению, является аналогом нижнесилурийской части харотской свиты. Фосфатное вещество микроконкреционного и ленточно-слоистого типа, представлено фторапатитом с небольшой примесью гидроксилapatита. Содержания P_2O_5 — от 4 до 20,4 % (в среднем 7,5 %).

Основной тип руд на месторождении — гипергенные брекчиевые фосфориты. Они приурочены к тектонической зоне северо-западной ориентировки, расположенной в верховьях руч. Развильный. Тело богатых вторичных фосфоритовых руд имеет линзовидную форму, мощность до 30 м и падает на юго-восток, согласно зоне надвига. Прослежено по простиранию на 1500 м и по падению до 200 м. Вторичные фосфориты представлены рыхлыми или каменистыми образованиями желто-серого, коричневого, бурого и белого цветов с содержаниями P_2O_5 от 10 до 40 %. Выделяются богатые (20—40 % P_2O_5) и бедные (10—15 %) руды. Богатые руды сложены франколитом, связаны с бедными рудами постепенными переходами или имеют четкие границы.

Запасы и ресурсы убогих первично-осадочных руд со средним содержанием 5,84% P_2O_5 по категории C_2 6,6 млн т и P_1 — 2,6 млн т P_2O_5 . Отнесены к забалансовым. Запасы и ресурсы богатых вторичных фосфоритовых руд составляют 40,5 млн т рудной массы или 6,119 млн т P_2O_5 . В т. ч. категории C_1 — 0,615 млн т, C_2 — 5,396 млн т при среднем содержании P_2O_5 — 17,8 %, и по категории P_1 — 0,723 млн т при среднем содержании P_2O_5 — 15,6 %. К категории P_2 отнесены руды более глубоких горизонтов в объеме 20 млн т P_2O_5 . Фосфоритная мука из руд Софроновского месторождения соответствует стандартной (ГОСТ-5716-74).

Вблизи месторождения к северо-востоку выявлено проявление *Дьявольское* (II-6-8), представленное фосфатоносной пачкой с линзовидно-слоисты-

ми и брекчиевидными фосфоритами протяженностью до 3 км при мощности 20 м. Содержание P_2O_5 в линзовидно-слоистых рудах составило в среднем 5,8 %, а в брекчиевидных — 17,81 %. Ресурсы эпигенетических руд до глубины 300 м по категории P_1 — 4 млн т P_2O_5 и по категории P_2 — 12 млн т P_2O_5 . Руды богатые, содержат 25—30 % P_2O_5 .

Проявление *Пограничное* (I-6-22) расположено в верховьях р. Бол. Уса. Скважинами вскрыт разрез фосфатной коры выветривания, аналогичный Софроновскому месторождению. Мощность вскрытой на глубине 50—70 м фосфоритоносной зоны составляет 20,0 м. Среднее содержание P_2O_5 по скважине — 24 %. Прогнозные ресурсы P_2O_5 составят (млн т) по категории P_1 — 9; P_2 — 6,4; P_3 — 16 до глубины 150 м. Ресурсы первично-осадочных бедных руд (5—8 % P_2O_5) до глубины 300 м оценены по категориям: P_2 — 9,6 млн т P_2O_5 , P_3 — 24 млн т P_2O_5 .

В западных предгорьях Полярного Урала, в аналогичной геолого-структурной позиции выявлено проявление *Естотинское* (II-6-2). Содержание P_2O_5 в первичных линзовидно-слоистых фосфоритах от 7 до 15 %. Остаточные фосфориты локализуются в коре выветривания микрозернистых линзовидно-слоистых фосфоритов и представлены выветрелыми линзовидно-слоистыми фосфоритами и глинисто-дресвяно-щебнистыми брекчиевыми фосфоритами. Содержание P_2O_5 в остаточных фосфоритах составляет 10—23 %, достигая в некоторых интервалах 30 %. Содержание P_2O_5 в карстовых фосфатных рудах в отдельных интервалах достигает 29,4 %. Мощности фосфоритовых тел на глубинах от 5,0 до 60 м изменяются от 5,0 до 16 м.

Желваковые фосфориты приурочены к нижней части разреза харотской свиты и верхам разрезов воргашорской и яйюской свит. В составе харотской свиты наиболее широко распространены среди углисто-кремнистых и углисто-глинистых сланцев среднего—верхнего лландовери и венлока в основном центральной и восточной подзон. Типичным примером является проявление *Малонадотинское* (IV-2-11). Желваковые фосфориты представлены черными овальными и булавовидными конкрециями размером 7—15 см по длинной оси при толщине 1—1,5 см. Количество конкреций непостоянно: от единичных на слой мощностью 0,5 м до 30—50 % объема слоя. Содержания P_2O_5 в конкрециях довольно высоки: от 13,4 до 29 %, в среднем на уровне 18—20 %. В шлифах фосфатные конкреции характеризуются массивной текстурой, пеллетовой (бобовой) структурой. Пеллеты имеют овальную или неправильную форму размером от 0,04 до 0,8 мм. Фосфатное вещество в пеллетах представлено аморфным коллофаном. Встречаются также оолитоподобные образования. Большая часть известных проявлений не представляет практического интереса из-за низких содержаний P_2O_5 на массу породы (обычно на уровне 3—5 %) или сложной структуры участков, не позволяющей проследить богатые пласты по простирацию [510].

Желваковые фосфориты серпуховского уровня в разрезах воргашорской свиты проявлены наиболее широко и известны на реках Харута, Колокольня, в Хойлинском районе, Бол. Ельце и его притоках Манита-шор и Леквож. Лучше всего фосфатоносность изучена в Харутском районе. Наиболее полно фосфатоносный горизонт обнажен в левом берегу р. Харута. Фосфатоносный горизонт имеет здесь мощность 6,4 м и распадается на четыре пачки, из которых наиболее насыщена верхняя мощностью 2 м. Преобладающий размер конкреций 1,5—3,5 см. Хотя средние содержания в конкрециях,

как и в харотской свите, достаточно высокие (15—25 % P_2O_5), средние содержания на массу породы не превышают 2—2,5 % [50], и практического интереса данные проявления не имеют.

Фосфатопоявления башкирско-московского возраста известны в западных разрезах воргашорской и восточных разрезах яйюской свиты в северной части Лемвинской зоны. Типичными представителями являются проявления Нежданное и Войшорское (II-6-36).

Проявление *Нежданное* (II-5-36) находится на правом берегу р. Харота (Елецкая). На проявлении установлены два фосфатоносных горизонта. Нижний приурочен к пласту известняковых конглобрекчий с фауной башкирского возраста мощностью 1,1 м. Фосфориты, находящиеся в виде обломков в составе брекчий, крепкие, черные, кремнеподобные, овальной окатанной и полуокатанной формы, размером 0,5—15 см в диаметре, распределены в породе довольно равномерно. Состав фосфоритов подолит-коллофанитовый. Содержание P_2O_5 в гальках — от 19,95 до 31,12 % (на общую массу составляет 7,9—8,4 %). Отношение $MgO/P_2O_5 \times 100$ равно 0,7—4, отношение $Fe_2O_3/P_2O_5 \times 100$ составляет 1—3,5. Содержание SiO_2 в пределах 3—9 %. Верхний фосфатоносный горизонт приурочен к пачке черных глинистых, углисто-глинистых, глинисто-кремнистых сланцев, располагающихся выше известняковых брекчий. По данным опробования, в нижней части пачки выделяется пласт мощностью 0,5 м микрозернистых бедных фосфоритов с содержанием P_2O_5 8,64 % [50].

Проявление *Войшорское* (II-6-36) установлено в разрезах скважин одноименного баритового месторождения и стратифицируется выше пачек с баритами. Представлено пластом конгломератовидных известняков мощностью 1—5 м с желваками и обломками фосфоритов. Размер желваков и обломков от долей сантиметров до 7 см, количество до 39 % объема породы. Содержание P_2O_5 в желваках до 31—41 %. По своему характеру данное проявление сходно с аналогичными образованиями в воргашорской свите, описанными выше. С одной стороны, это может показаться странным, так как свиты формировались у подножия разных шельфов (западного и восточного соответственно). С другой стороны, это указывает на идентичность процессов рудообразования в зонах перехода от континентального склона к шельфу.

При проведении ГГС-200 [277] на междуречье Бол. Емъегана и Бол. Матьегана в обнажениях верхней части разреза березовской свиты верхнего мела были встречены сцементированные и удлиненные (до 10—12 см) обломки песчаников. Данные химического анализа показали, что некоторые из них содержат конкреционные стяжения фосфоритов с P_2O_5 до 5—13 % при фоновых значениях 0,1—0,2 %, что позволяет рассматривать выявленные обособления фосфорита в качестве пунктов минерализации (V-5-3, 4). Видимая мощность предполагаемой полезной толщи составляет 3—3,5 м.

КЕРАМИЧЕСКОЕ И ОГНЕУПОРНОЕ СЫРЬЕ

Кварц-каолиновое сырье. Проявление *Ния* (I-6-24) представлено линейными корами выветривания по породам манитанырдской серии. В результате поисковых работ на проявлении Ния выделено два блока, в контуры которых включены высококачественные каолинит-содержащие кварцевые алев-

риты (маршаллиты) светло-серого, белого цвета с содержанием красящих окислов (Fe_2O_3 ; TiO_2) до 1%, каолинита 6—21 %. Средняя мощность полезного ископаемого по первому блоку составила 40 м, по второму — 41 м, вскрышных пород соответственно 2,2 и 1,3 м. Суммарные прогнозные ресурсы по категории P_1 составили 24 млн т. Качество сырья оценено в соответствии с ГОСТами. Природное необогащенное сырье пригодно для производства керамической напольной плитки, огнеупорных изделий, кирпича. Каолиновая фракция, выделяющаяся при гидрологическом обогащении (по данным «ПечорНИИпроект»), может использоваться как высококачественное сырье для производства керамики.

Огнеупорные дуниты (II-6-83) являются попутным сырьем месторождения хромитов Центральное. Запасы и прогнозные ресурсы огнеупорного сырья приведены в табл. 12.

Таблица 12

Запасы и ресурсы огнеупорных дунитов месторождения Центральное

Виды сырья	Запасы по категории C_2 , тыс. т	Прогнозные ресурсы по категории P_1 , тыс. т до глубины 300 м
Дуниты для производства литейно-формовочных смесей	60 200	84 000
Дуниты для производства безобжиговых форстеритовых огнеупоров, всего:	59 800	159 000
В т. ч. 1-й сорт	13 500	59 000
2-й сорт	46 300	100 000
Дуниты для производства теплоизоляционных вкладышей	13 300	193 000

АБРАЗИВНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Диатомит, опока широко распространены как в Зауралье, так и в Усинской впадине в Приуралье. Разведанные месторождения расположены главным образом в Усинской впадине, где опоки приурочены к верхнемеловым отложениям. Балансом запасов учитываются два месторождения опок — Сейдинское и Сармаюское. Оба месторождения разведывались для нужд цементной промышленности в качестве активных минеральных добавок.

Сейдинское месторождение (II-4-3) находится в 80 км к юго-западу от г. Воркута и в 5 км от ст. Чум Северной железной дороги, на левом берегу р. Сейда. Запасы Сейдинского месторождения по категориям $A + B + C_1$ составляют 4336 тыс. м^3 и учитываются балансом как Государственный резерв. Месторождение не разрабатывалось.

Сармаюское месторождение опок (III-3-3) расположено в Интинском районе, в 3,5 км к западу от железнодорожной ст. Сармаю, на левом и правом берегах р. Сармаю. Через южную часть месторождения проходит железнодорожная магистраль. Мощность горизонта опок достигает 16,2 м, из которых полезная мощность составляет 8,57 м. Хорошее качество опоки подчеркива-

ется отсутствием фосфора и небольшим количеством глинозема. Опоки пригодны для изготовления пуццоланового цемента, а также как высококачественная добавка. Запасы месторождения по категориям А + В + С₁ составляют 7354 тыс. м³ и учитываются балансом как Государственный резерв.

В Западной Сибири выделяется обширная Обская опалитоносная минералогическая область. На территории листа отмечено широкое близповерхностное распространение опал-кристобалитовых пород (диатомиты, опоки) верхнего мела и палеогена, а также установлена принципиальная возможность их промышленного использования. Практическая значимость опалитов основана на ряде физических и химических свойств, из которых главными являются высокая пористость (40—50 %), малая объемная масса (1,05—1,35 г/см³), значительная термостойкость, наличие в них «активного кремнезема» (в диатомитах в среднем 54,8 %, в опоках — 64,3 %) и химическая стойкость по отношению к кислотам. Эти разнообразные свойства делают кремнистые породы минеральным сырьем многоцелевого назначения, а не только в качестве абразивного материала [45, 277].

В пределах района зафиксировано 21 проявление диатомитов и опок, где мощность полезной толщи иногда достигает 26—35 м (лист Q-41-XXXV). Большинство из них связано с морскими отложениями серовской и ирбитской свит палеогена [45]. Для всех проявлений имеются данные по химическому составу, а по некоторым — и результаты испытания сырья для производства кирпича (получены марки «75» — «200»). Такой кирпич отличается легкостью, высокими теплоизоляционными и санитарно-гигиеническими свойствами, благодаря чему стены помещений воссоздают микроклимат деревянных зданий. Кроме того, испытаниями в НИИ Керамзит (г. Самара) рядовых проб верхнемеловых глинистых диатомитов получен [45] термолитовый гравий марок «800» — «1500» с прочностными показателями высшей категории качества (ТУ 21-31-29-80 «Гравий и щебень термолитовые»).

ГОРНОТЕХНИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

Асбест (хризотилловый). Проявления, связаны с гипербазитами. Это многочисленные точки минерализации среди серпентинизированных разностей пород Войкаро-Сынинского, Райизского и других гипербазитовых массивов. Они представлены маломощными жилами и линзами хризотил-асбеста низкого качества, встречающимися по рекам Лагортаю, Мокрая Сыня и в других местах. Практического значения эти проявления не имеют.

Графит. Все известные проявления графитовой минерализации имеют метаморфогенный генезис. Они представляют собой выходы графитосодержащих гнейсов и сланцев (графит-кварцевых, кварцево-графитовых) докембрийского или раннеордовикского возраста. Обогащенные графитом прослои имеют мощность от нескольких сантиметров до нескольких десятков метров. Графит представлен мелкочешуйчатой, скрытокристаллической или аморфной разностями. Содержание графита колеблется от 2—3 до 30 %. Наиболее значительные выходы графитосодержащих сланцев на р. Сенькашор, в левобережье р. Собь и к западу от массива Рай-Из на р. Степ-Рузь. Практического значения не имеют.

ДРАГОЦЕННЫЕ И ПОДЕЛОЧНЫЕ КАМНИ

Алмазы. Проявление *Сертыньинское* (VI-1-19) находится в пределах Сертыньинского гипербазитового массива салатимского комплекса, расположенного среди полиметкового серпентинитового меланжа зоны ГУН. В 1964—1968 г. при тематических работах в крупнообъемной пробе, отобранной из русловых отложений р. Сертынья, были встречены два мелких кристалла алмаза [325]. Позднее в процессе небольших поисковых работ в гарцбургитах и серпентинитах Сертыньинского массива установлены маломощные (около 1 м) дайки родингитизированных калиевых щелочно-ультраосновных лампрофиров и 15 округлых чашеобразных депрессий диаметром до 50 м, заполненных глинистой корой выветривания с многочисленными мелкими (до 1 см) остроугольными обломками и глыбами (1 м и более) серпентинитов, базальтов, их туфобрекчий и других точно не диагностированных пород. Глины вместе с обломками пересекаются прожилками везувиана. Лампрофиры и гипотетические брекчии трубок выделены в качестве сертыньинского комплекса лампроит-кимберлитового(?). В шлихах глинисто-обломочных образований кор выветривания туфобрекчий в одном из шурфов установлены многочисленные мелкие обломки алмазов, муассониты, магнитные шарики. Естественная природа алмазов была подтверждена в ЦНИГРИ В.И.Вагановым, И.П. Илупиным, О.Н. Захарченко. Алмаз представлен одним нарушенным кристаллом размером $3,3 \times 1,9 \times 1,8$ мм и 13 мелкими осколками кристаллов размером от 0,5 до 0,25 мм в поперечнике. Нарушенный кристалл является половинкой октаэдра. Он имеет матированные грани, покрытые треугольными скульптурами травления, а также «протомагматические» и механические сколы. Скульптуры травления на протомагматических сколах характерны для кривогранных поверхностей. Характер осколков, по мнению В.И. Ваганова и др., свидетельствует о том, что они могли получиться за счет разрушения пяти кристаллов при обработке проб.

Рубины. На площади известны одно малое месторождение (II-6-88) красных корундов (рубинов) и несколько проявлений (II-6-75,82 и др.) корундов красного, голубовато-серого и серого до темно-синего цветов, приуроченные к жилам актинолит-флогопит-плаггиоклазитовых метасоматитов в ультраосновных породах райизско-войкарского и кэршорского комплексов.

Месторождение *Макаррузское (Рубиновое)* (II-6-88) расположено на левом берегу р. Макаррузь. проведены поисково-оценочные и добычные работы. Мощность корундсодержащего тела до 20—22 м, длина до 75 м, тело имеет зональное строение. Центральная часть — плаггиоклазитовая, с юго-запада обрамляется полосой (18×1 м) корундсодержащих плаггиоклаз-слюдистых пород. Внешняя зона амфибол-тальковая. Слюдистая зона сложена желтовато-зеленоватым флогопитом и плаггиоклазом; корунд образует в ней мелкозернистые агрегаты кристаллами и их сростками. Кристаллы вишневого и красно-вишневого цвета (рубины) достигают размера 6—7 см в поперечнике. Кристаллы рубина обычно содержат включения хромита — от мелких субмикроскопических зерен до их агрегатов размером до 2—3 мм. Пригодный для огранки материал (с бездефектными областями 3 мм и более) крайне редок. Месторождение сопровождается элювиально-делювиальной россыпью размером 50×250 м в плане при средней мощности 4 м и аллю-

виальной россыпью в долине руч. Рубиновый и р. Макарузь. Прогнозные ресурсы категории P_1 составляют 13 т кристаллосырья, из которых 3 т по самому месторождению (до глубины 20 м), 1770 кг в элювиально-делювиальном шлейфе и техногенных отвалах, 8750 кг — в аллювиальной россыпи. Запасы ограночного сырья оцениваются в 10 кг [168].

Аметист. Месторождение *Хасаварка* (V-1-66) расположено на Приполярном Урале, входит в состав Приполярноуральской кварцевожильно-хрусталеносной провинции и локализуется в рифейских кристаллических сланцах. На месторождении выделено несколько жильных зон. Размеры их по простиранию составляют 100—400 м, по ширине от 5 до 50 м, мощность колеблется от 6 до 65 м. Жильные зоны представляют собой совокупность сложно ветвящихся кварцевых образований, имеющих мощность от 5—10 см до 2—8 м. С ними связаны полости, содержащие кристаллы аметиста. Аметистоносные полости вмещают до 140—160 кг аметиста.

Балансовые запасы категорий $C_1 + C_2$ подсчитаны по пяти аметистоносным зонам; по трем зонам запасы отнесены к забалансовым. Кристаллосырье соответствует ОСТ 41-128-77. Среднее содержание кристаллосырья в балансовых запасах составляет 436,6 г/м³, аметиста для огранки 6,7 г/м³, аметиста для кабошонов 19 г/м³, коллекционного аметиста 91,7 г/м³.

Балансовые запасы аметистового кристаллосырья категорий $C_1 + C_2$ составляют 25 822 кг, сортового аметиста — 1517,3 кг. Забалансовые запасы категории C_2 составляют: кристаллосырья — 508 кг, сортового сырья — 35,1 кг. Месторождение подготовлено к промышленному освоению, но находится в Государственном резерве.

Демантоиды. Выявлен ряд маломощных трещинных зон с мелкими (до 6 мм) мутными кристаллами зеленого (демантоид) и буровато-желтого (топазолит) андрадита (II-6-43, II-6-45 и др.) в зонах Главного Уральского (меланж) и Осевого Райизского разломов. В элювиально-делювиальных шлейфах от этих пунктов минерализации встречены отдельные кристаллы демантоида, пригодные к огранке (вес ограненных камней — до 1,0 карата). Генезис метасоматический [168].

КАМНИ ПОДЕЛОЧНЫЕ

Жадеититы, нефриты, сагвандиты, бронзититы. Приурочены к гипербазитовым массивам Рай-Из, Войкаро-Сынинский, серпентинитовым меланжам зоны ГУН и Хараматолоуского разлома.

Кечпельская группа проявлений и мелких месторождений жадеититов, расположенных по рекам Кечпель, Кечпельты и на горе Лагерная, приурочена к серпентинитам в зоне контактов гипербазитовых массивов с вмещающими рифейскими метаморфическими сланцами. Жадеитсодержащие породы образуют жилоподобные тела мощностью 1,5—3,5 м, протяженностью 23—60 м, вытянутые параллельно контакту гипербазитового массива. Представлены брекчиями, в которых жадеитит образует глыбы со сглаженными и отполированными поверхностями, окруженные хлорит-актинолит-флогопитовой оторочкой.

Среднее месторождение жадеититов *Левый Кечпель* (III-5-2) приурочено к эндоконтактной зоне западного контакта Войкаро-Сынинского массива,

к зонам расслаивания антигоритовых серпентинитов. Зоны расслаивания имеют северо-восточное простирание, мощность до 150 м и развиты в подошве дунит-гарцбургитового массива. Протяженность зон до 3 км, ширина — до 0,2 км. Жадеит — серый, зеленовато-серый, зеленый. По результатам поисково-оценочных работ запасы жадеита на 1.01.1979 г. составили 533,3 т категории С₂; в т. ч. 2,6 т высшего сорта и 530,7 т первого сорта (по ОСТ 41-117-76). В связи с тем, что основная масса жадеита представлена первым сортом (жадеит пятнистый, грязный, серовато-зеленый, с единичными пятнами, прожилками и корочками зеленого) и в связи с недоразведанностью месторождения, протоколом ЦКЗ запасы отнесены к забалансовым. Добычные работы производились в 1973—1975 гг. За это время добыто 6081 кг сырья и 5095 кг сортового жадеита. В связи с высокой себестоимостью, низкими ценами и резким сокращением спроса на жадеит, добычные работы в 1976 г. прекращены. Прирост запасов возможен на глубину. Ориентировочные прогнозные ресурсы составляют 1—2 тыс. т.

В северной части гипербазитового массива Рай-Из известно проявление *Каровое II* (II-6-42) жадеититы тяготеют к зоне серпентинитового меланжа.

Проявления нефрита установлены как в коренном залегании, так и в аллювиальной россыпи в зоне Райизского меланжа. Типичным представителем является проявление *Нырдовоменшорское* (II-6-51) и ряд других представленных тектоническими линзами нефрита мощностью до 5 м и протяженностью до 20 м [168]. Преобладает нефрит низкосортный, зеленовато-серый, серый и белесо-серый, грязно-серовато-зеленый до серовато-зеленого с голубым оттенком. В краевых частях линз нефриты сланцеваты. Происхождение метаморфогенно-метасоматическое.

Проявления сагвандитов (II-6-66, 72, 81) приурочены к центральной части зоны Осевого разлома массива Рай-Из и представлены линзовидными телами мощностью до 20 м и протяженностью до 200 м северо-восточного простирания [168]. Общая протяженность зоны сагвандитов достигает 1000—1200 м, при ширине 150—200 м. Кристаллы энстатита образуют сфероидально-лучистые агрегаты до 3—5 см, иногда 10 см в диаметре. Генезис метаморфогенный. Породы обладают потенциальными возможностями использования в качестве поделочного, коллекционного и облицовочного сырья.

Проявления бронзититов (II-6-58, 59, 62) представлены жилами в гарцбургитах райизско-войкарского комплекса, выявленными в развалах и в коренном залегании. Мощность жил крупно-гигантозернистых бронзититов 0,3—0,8 м, по простиранию прослежены от 2—3 до 15 м. Ширина зон развития бронзититов достигает 30 м, и по простиранию — до 70—100 м. Простирание жил северо-западное, залегают они согласно полосчатости вмещающих гарцбургитов. Блочность — до 0,2—0,5 м. Хорошо полируются. Пресвечивают с иризацией в пластинках на глубину до 0,3—0,5 см. Генезис метаморфогенный.

Наряду с описанными выше ювелирно-поделочными разностями на территории листа имеются многочисленные проявления высокдекоративных поделочных камней: туллитизированных габбро, гондитов, голубых мергелей, декоративных известняков, яшм и др.

Среди рудных точек с поделочным сырьем метаморфогенного генезиса наиболее интересно месторождение *Изыкарью* (II-5-50), локализованное в

образованиях хараматолоуской серии. Оно представлено тонкими (мощностью 0,01—0,5 м) четковидными, линзообразными и пластообразными телами гондитов, фрагментарно прослеживающимися на расстояние до 5 км. Текстуры преимущественно плейчатые и полосчатые, структуры гранобластовые. Основные минералы: кварц и спессартин; второстепенные — плагиоклаз, амфибол, биотит, магнетит, гематит. Из марганцевых минералов отмечаются родонит, родохрозит, манганокальцит, гаусманит, гранат спессартин-альмандинового ряда. Химический состав гондитов: SiO_2 — 65,3—67,3 %; MnO — 2,6—4,2 %. Художественные достоинства гондитов месторождения обусловлены способностью пород принимать при полировке зеркальную поверхность, контрастностью цвета (черное-красное) и рисунчатыми текстурами. Особенно привлекательны образцы с тонколинзовидно-плейчатой текстурой, характеризующейся обилием микроскладок. Такие гондиты с учетом их коричневатой окраски напоминают отполированную поверхность благородных разновидностей дерева. Предварительно оцененные запасы по категории C_1 на месторождении установлены в количестве 127,5 т сырца, сортового камня — 50,6 т; по категории C_2 — 310 т сырца, 129,7 т сортового камня. Прогнозные ресурсы по категории P_2 до глубины 50 м составляют около 270 т и категории P_3 — 3 тыс. т [375]. На проявлении ведется эпизодическая добыча поделочного сырья.

СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

На территории строительные материалы имеют самое широкое распространение, запасы их очень велики и практически могут удовлетворить любые потребности промышленности и строительных предприятий. Имеются многочисленные выходы магматических пород основного и ультраосновного составов и кислых эффузивов, а также карбонатных, глинистых и обломочных пород. Поэтому охарактеризуем только наиболее значимые разведанные объекты.

Магматические породы

Габбро. Месторождение *Амфиболитовое* (II-6-94) расположено на северной окраине пос. Харп. Породы пригодны для производства минеральной ваты, строительного щебня и др. Запасы по категориям $A + B + C_1 + C_2$ составляют 247 000 тыс. м^3 (Максимов В. Н., 1990).

Диорит. Месторождение *Подгорненское* (II-6-98) расположено на восточной окраине пос. Харп. Представлено значительным по размерам массивом кварцевых диоритов собского комплекса. Качество сырья позволят получать высококачественные (марки «1200») морозоустойчивые щебень и бут. Запасы по категориям $A + B + C_1$ — 107 000 тыс. м^3 , по категории C_2 — 53 000 тыс. м^3 (Мокрый В. Д., 1987). Эксплуатируется с 1970 г. открытым способом.

Карбонатные породы

Карбонатные породы имеют преобладающее развитие на дневной поверхности в пределах Бельско-Елецкой зоны на западном склоне Полярного и Приполярного Урала, а также на поднятиях Чернышева и Чернова. Факти-

чески их ресурсы неограниченны. Поэтому имеющиеся разведанные месторождения отдельных видов карбонатных пород отражают лишь текущие или прошлые потребности Воркутинского и Интинского промышленных районов.

Мрамор. В долине р. Бол. Пайпудына разведаны и ранее эксплуатировались два крупных месторождения мраморов *Пайпудынское* (II-6-14) и *Развильное* (II-6-16), в районе оз. Есто-то эксплуатировалось малое месторождение *Есто-То* (II-6-3). Все они приурочены к отложениям пайпудынской свиты силурийско-девонского возраста. Мраморы — полосчатые серовато-белые и темно-серые, блоки объемом до 2 м³ составляют 29%, преобладающими же являются малогабаритные блоки объемом до 1 м³. Мраморы могут быть использованы для облицовочных работ.

Известняк. В Воркутинском промышленном районе разведаны четыре мелких месторождения, приуроченных к известнякам саргьюской и це-

Параметры месторождений стройматериалов на территории

Номер на карте	Название месторождения	Вид полезного ископаемого (ПИ)	Геологическое строение месторождения
I-5-6	Воркутинское (уч. Гусиный)	Аргиллит	Аргиллиты бельковской свиты (P ₁ bl)
I-5-8,9	Воркутинское (уч. Бельковский)	Аргиллит	Аргиллиты бельковской свиты (P ₁ bl)
I-5-24	Юньягинское	Аргиллит	Аргиллитовая подсвита гусиной свиты (P ₁ gs ₁)
I-5-10	Воркутинское (уч. Правобережный)	Известняк	Цементнозаводская свита (C ₂ cз)
I-5-13	Изьюрвожское	Известняк	Саргьюская свита (C ₁ sf)
I-5-23	Юньягинское	Известняк	Цементнозаводская свита (C ₂ cз)
I-5-12	Воркутинское (уч. 4)	Доломит	Саргьюская свита (C ₁ sf)
I-5-16	Аячъягинское	Доломит	Цементнозаводская свита (C ₂ cз)
IV-2-27	Парнокское (уч. Магнитный-1)	Известняк	Качамьльская свита, верхняя (парнокская) подсвита (O ₂₋₃ kč ₃)

* ПР — предварительная разведка; ДР — детальная разведка.

ментнозаводской свит. Месторождение *Воркутинское* (I-5-10) разрабатывается и используется для производства цемента Воркутинским цементным заводом. В результате физико-механических испытаний и химического анализа карбонатов месторождения установлено, что его известняки пригодны для производства цемента марок «400» и «500» и извести II и III сортов. Месторождение *Юньягинское* (I-5-23) разрабатывается на щебень, остальные законсервированы. Параметры месторождений приведены в табл. 13.

Месторождения *Береговое-I, II* (II-5-26, 25) расположены у железнодорожной ветки Сейда—Лабытнанги и приурочены к рифогенным известнякам большеелецкой толщи верхнего девона. Запасы известняков до глубины 28 м составляют около 3,5 млн м³ в каждом. Известняки пригодны для производства воздушной строительной извести. В период сталинских лагерей здесь действовал завод по производству извести. Кроме того, рифогенные известняки отличаются хорошими декоративными свойствами, значи-

Таблица 13

Воркутинского и Интинского промышленных районов

Область применения	Мощность ПИ вскрыши	Запасы, группа месторождения	Виды проведенных работ*
Кирпичное сырье	40 м; 2—10 м	2,33 млн м ³ (C ₁), малое	ПР
Цементное сырье, кирпичное сырье	28—40 м; 3—10 м	2,35 млн м ³ (A + B + C ₁), малое	Поиски, ПР
Керамзитовое сырье	22—28 м	Аргиллит 3,17 млн м ³ (A + B + C _{1,2}) малое	Поиски, детальная разведка
Цементное сырье, до- рожное строительство	2—60 м; 0,5—15 м	22,85 млн т (A + B + C _{1,2}), малое	ДР
Цементное сырье	30 м; 2,9—5,1 м	4,56 млн т (A + B + C ₁), малое	ПО работы ГЭО
Наполнитель бетона, флюс, химическое сырье, облицовочная плитка	22,7—41,5 м; 0—10 м	29,98 млн м ³ (A + B + C _{1,2}), малое	ДР
Вяжущие материалы, минеральная вата	17,7—43,6 м; 1,2—6,6 м	3,39 млн т (A + B + C ₁), малое	Разведка
Производство магне- зимального цемента, воздушной извести	56 м; 2,7—10,5 м	1,33 млн м ³ (A + B + C ₁), малое	ДР
Дорожное строительство	В контурах карьера на Mn-руды 0—3 м	176,4 тыс. м ³ (C ₂), малое	ПР

тельной блочностью и могут быть использованы для облицовки, а также производства щебня.

В районе пос. Саранпауль известняки близповерхностного залегания развиты в составе рувшорской толщи нижнего—среднего девона на правобережье р. Бол. Люлья. По имеющимся данным [341, 424], известняки здесь обнажаются в виде гряды протяженностью около 5 км при ширине выходов 300—500 м при видимой их мощности до 10 м. Все это позволило геологам условно рассматривать эти выходы как *Люльинское* месторождение известняков (VI-1-8) с ресурсами категории P_1 . Химический состав известняков следующий (средние значения, %): CaO — 54,74; MgO — 0,09; Fe₂O₃ — 0,14; Al₂O₃ — 0,13; SiO₂ — 0,5; SO₃ — 0,1; n.p.n. — 42,94. Ориентировочные ресурсы составляют около 16 000 тыс. м³. Известняки легко доступны для разработки и могут представлять интерес как сырье для флюса, химической промышленности, производства извести и других нужд строительства [231].

Доломиты. Разведаны два малых месторождения — *Воркутинское* (I-5-12) и *Аячъягинское* (I-5-16), приуроченные к цементнозаводской и сартъюской свитам. Параметры месторождений приведены в табл. 13.

Глинистые породы

Глины кирпичные и гончарные. Месторождения глин связаны преимущественно с моренными и озерно-ледниковыми отложениями четвертичной системы. На территории листа в разные годы разведано более 20 (в основном малых) месторождений. Охарактеризуем только несколько типичных.

На месторождении *Сейдинское* (II-4-35) ленточные глины имеют мощность более 8 м. Они пригодны для производства кирпича, черепицы и керамзитового гравия. Ориентировочные запасы составляют около 8000 тыс. м³.

На месторождении *Сармаюское* (III-3-21) мощность ленточных глин колеблется от 2,6 до 9,0 м. По заключению лаборатории стройматериалов УГРЭ, глины пригодны для изготовления кирпича. Запасы месторождения составляют около 2334,9 тыс. м³.

Аналогичное стратиграфическое положение занимает месторождение глин *Горняк* (III-3-18), запасы которого составляют около 8000 тыс. м³.

В пределах тюменской части листа разведано лишь одно месторождение строительных глин — *Восяховское* (VI-5-1), связанное с пойменными отложениями Мал. Горной Оби [277]. Средняя мощность полезной толщи составляет 3,2 м, вскрыши — 0,3 м. Усредненный химический состав глин выглядит следующим образом (%): SiO₂ — 72,34; FeO — 1,02; Fe₂O₃ — 3,95; Al₂O₃ — 12,19; CaO + MgO — 2,9; Na₂O + K₂O — 3,61; TiO₂ — 0,89 и SO₃ — 0,1. Число пластичности 7,2—12,3 (в среднем 9,4), а коэффициент вспучиваемости 1,03—1,77. Запасы по категориям (тыс. м³): В — 83,6, C₁ — 130,5. Из глин возможно производство кирпича М-100. Данное месторождение относится к категории «мелкие».

Кроме того, в районе известно пять проявлений глинистого сырья с мощностью продуктивного горизонта от 3—4 до 10—13 м, числом пластичности

9,5—13 и коэффициентом вспучиваемости до 2,3. Судя по приведенной характеристике проявлений, глины могут быть использованы лишь для выпуска строительного кирпича марок «100» и «125».

Обломочные породы

Песчано-гравийный материал. Большая часть месторождений сосредоточена в промышленных районах западной части листа вдоль железнодорожных магистралей и относится к категории малых. Большинство из них в настоящее время законсервировано. Месторождения связаны с аллювиальными, озерно-аллювиальными, аллювиально-морскими, озерно-ледниковыми и водно-ледниковыми четвертичными отложениями.

В Западно-Сибирской части листа в составе рельефообразующей неоген-четвертичной толщи левобережья Оби широким развитием пользуются грубообломочные разности мощностью до 7—12 м. Наряду с этим, при такой благоприятной геологической ситуации в рассматриваемом районе известно лишь восемь месторождений песчано-гравийного материала. Скорее всего этот факт следует объяснять отсутствием здесь потребителя данного вида сырья. Практически все месторождения приурочены к современным русловым и пойменным образованиям, среди которых содержание гравия достигает 45—47 %. Из всех месторождений лишь сырье Собинского (II-6-111) и Усть-Ятринского (VI-1-36) используется для нужд местного дорожного строительства, хотя его основное предназначение — заполнитель в бетонах (М «100»—«200»). Краткая характеристика месторождений приведена в табл. 14: Усть-Ятринская залежь не включена, т. к. ее запасы не разведаны.

Кроме этих месторождений в районе отмечено и 18 проявлений ПГМ, что говорит о высоких перспективах открытия новых крупных скоплений данного вида строительного сырья и может иметь большое значение в связи с решением о строительстве железной дороги вдоль восточного склона Урала.

Таблица 14

**Краткая характеристика месторождений песчано-гравийного материала
Западносибирской части листа**

Индекс клетки и номер на карте	Название	Средняя мощность полезной толщи, м	Модуль крупности (средний)	Объемный насыпной вес, т/м ³	Категория запасов, ресурсов, тыс. м ³
II-6-111	Собинское	5,4	2,98	1,38—4,78	A + B + C ₁ — 11267
III-6-2	Хашсоимское	6,3	2,2	1,54	C ₂ — 55904,1
III-6-3	Хараматолоу	4,0	2,12	1,642	P ₁ — 54524,8
III-6-4	Усть-Ханмейское	5,2	3,06	1,65	C ₁ — 26751,2
V-5-8	Матъеганское	3,2	2,34	1,42—1,51	C ₂ — 739
VI-6-11	Аксаръеганское	2,7	2,89	1,56	C ₂ — 142
VI-6-12	Лейвгортъюганское	3,1	2,81	1,5	C ₂ — 322

Песок строительный связан большей частью с аллювиальными, озерно-аллювиальными и аллювиально-морскими отложениями и в меньшей степени — с ледниковыми, водно- и озерно-ледниковыми отложениями водораздельных участков среднечетвертичного—современного возраста. Все месторождения за исключением крупного *Интинского* (III-1-13) относятся к категории малых и также расположены вдоль железной дороги и в промышленных районах предуральской части листа. В Западно-Сибирской части известно лишь одно *Щекуринское* месторождение (VI-1-11) строительного песка, приуроченная к озерно-аллювиальным отложениям II надпойменной террасы левобережья одноименной реки. Здесь на участке протяженностью около 2 км залегают преимущественно кварцевые (60—65 %) мелко- и среднезернистые пески видимой мощностью до 3 м [232]. Каких-либо поисково-разведочных работ на месторождении не проводилось, хотя пески давно уже используются для местных нужд. По нашим подсчетам, ресурсы строительного сырья на глубину 3—4 м можно оценивать в 1,8—2 млн м³.

Ориентируясь на обобщение материалов проведенной на тюменской части листа ГГС-200 [278], можно говорить о большом геологическом потенциале территории в плане обнаружения промышленных скоплений строительного песка. На это, в частности, указывают 64 точки наблюдения (мелкие скважины, шурфы, каналы), в которых зафиксировано наличие продуктивного пласта мощностью от 3—5 до 10—25 м с лабораторным (гранулометрический анализ) подтверждением в ряде случаев принципиальной пригодности слагающих его песков в качестве строительных.

ПРОЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Битум, асфальтит. Месторождения и проявления природных битумов, представленные преимущественно асфальтами и асфальтитами, находятся в тесной генетической связи с нефтематеринскими формациями. Битумы содержатся в гнездовидно-вкрапленных и жильных формах, иногда выполняют роль цемента в породе или образуют поверхностные скопления. На территории выделяется Талотинская зона битумоаккумуляции.

В Талотинской зоне, связанной с верхневизейско-нижнепермскими отложениями, расположено крупное месторождение асфальтита *Нядейюское* (I-1-2) с запасами 210 млн т. Перспективы зоны оцениваются высоко (около 13,9% от общего количества всех ресурсов провинции).

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

Минеральные промышленные воды йодо-бромные. Пластовые воды нефтяных и газовых месторождений на территории листа, как и в целом на территории Приуралья, относятся к хлор-кальциевому типу, обычно высокоминерализованные, с минерализацией от 95 до 189 г/л и характеризуются повышенными содержаниями (мг/л): йода — до 33,4 (Хасырейское месторождение — I-1-4), брома — до 617 (Подверьюское месторождение — II-1-2), бора — до 45,8 (Хасырейское месторождение), лития — до 9,2

(Южно-Степковожское месторождение — I-2-6), стронция — до 446 (Хасырейское месторождение).

По данным В. М. Милькова (1989), проектируемое производство по переработке пластовых вод Баганского месторождения (на соседнем листе Q-40) с минерализацией от 88 до 176 г/л и содержаниями полезных компонентов (мг/л): йода — 19, брома — 431, стронция — 470, лития — 17, калия — 880 вполне рентабельно. Поэтому представляется целесообразным в процессе дальнейшей разведки месторождений на территории листа Q-41 и подготовки их к промышленному освоению проведение более углубленных исследований состава пластовых вод и оценки промышленного значения содержащихся в них полезных компонентов.

Минеральные лечебные и питьевые воды. На основе накопленного фактического материала по химизму пластовых вод в регионе можно выделить слабоминерализованные воды без специфических свойств, которые можно использовать в качестве лечебных питьевых, и специфические бромные, йодо-бромные, сероводородные и железистые минерализованные воды, которые можно использовать преимущественно для ванн.

Теплые источники *Пымва-Шор* (II-1-9), приуроченные к полосе развития нижнекаменноугольных известняков в долине нижнего течения р. Пымва-Шор, давно известны местному населению и использовались для лечебных целей. Они образуют группу из восьми источников с температурой воды от 18 до 28 °С. Воды хлоридно-натриевого состава с минерализацией 2,0—2,3 г/л. В воде содержится бром в количестве 3,6 мг/л и отмечено содержание радия — 3,10 г/л и радона — 2,1—2,3 МЕ. В составе свободно выделяющихся газов преобладает азот (99%) и присутствует сероводород.

Пластовые йодо-бромные воды верхнепермских и нижнетриасовых отложений, имеющие минерализацию до 60 г/л, могут использоваться для ванн и реже в качестве питьевых при разбавлении.

Сероводородные воды встречены на Падимейской площади. Они развиты преимущественно в верхнефранско-турнейском и визеиско-артинском водоносных комплексах и также могут быть использованы в лечебных целях в виде ванн. Йодо-бромные рассолы содержат в повышенных количествах сероводород — от 20 до 400 мг/л.

На территории листа имеется одно *Янейтивисское* месторождение минеральных подземных вод (I-4-2) с утвержденными эксплуатационными запасами. Месторождение расположено на поднятии Чернова. Минеральные воды приурочены к карбонатным породам верхнего девона и карбона в интервале глубин 352—502 м. По заключению Центрального НИИ курортологии и физиотерапии, минеральные воды являются лечебно-столовыми, малой минерализации (2,45—3,2 г/л), сульфатно-хлоридными кальциево-натриевыми с нейтральной и слабощелочной реакцией. Близким аналогом является Алма-Атинская вода Курамского источника № 8. Запасы утверждены в объеме 1020 м³/сут.

Питьевые пресные воды. На территории листа для хозяйственно-питьевого водоснабжения Воркутинского и Интинского промрайонов разведано 13 ме-

Сводная

учета эксплуатационных запасов пресных подземных вод для хозяйственно-

Индекс клетки и номер на карте	Месторождение (разведанный участок, водозабор)	Водовмещающие породы, их возраст, сведения о напоре	Минерализация и химический состав воды
I-4-3	Изьюрвожское	Каменноугольные известняки и доломиты; воды напорные.	0,2—0,7 г/л; гидрокарбонатная кальциево-натриевая; общая жесткость 1,1—5,8 мг-экв/л
I-4-7	Ярвожское	Нижнепермские песчаники и алевролиты (аячъягинская подсвита); воды напорные	0,2—0,7 г/л; гидрокарбонатная кальциево-магниевая; жесткость общая от 3 до 15 мг-экв/л
I-4-19	Восточно-Воркутское	Нижнепермские песчаники, алевролиты (талатинская свита, рудницкая и аячъягинская свиты); воды напорные и безнапорные	0,15—0,2 г/л; гидрокарбонатная, кальциево-магниевая; жесткость общая от 0,6 до 3,2 г/л
I-4-8	Западно-Воркутское	Нижнепермские песчаники, алевролиты (верхняя аячъягинская подсвита); воды напорные	0,2—0,7 г/л; гидрокарбонатная, кальциево-магниевая; жесткость общая от 1,1 до 6,2 мг-экв/л
III-1-6	Западный участок (Северо-Интинское месторождение)	Пермские песчаники, алевролиты; воды напорные	0,2—0,7 г/л; гидрокарбонатная, кальциево-натриевая; жесткость общая от 0,2 до 5,8 мг-экв/л
IV-1-1	Интинский участок (Южно-Интинское месторождение)	Пермские песчаники, алевролиты; воды напорные	0,2—0,7 г/л; карбонатная кальциево-натриевая; жесткость от 0,7—9,5 мг-экв/л
I-4-13	Усинское	Пермские песчаники, алевролиты (аячъягинская свита); воды напорные	0,4—0,7 г/л; гидрокарбонатная кальциево-магниевая-натриевая; жесткость общая от 0,4 до 7,0 мг-экв/л
I-4-12	Южно-Воркутское	Нижнепермские песчаники, алевролиты и аргиллиты; воды напорные	0,5—0,8 г/л, гидрокарбонатная натриевая, мягкая нейтральная или слабощелочная

таблица
питьевого водоснабжения по территории листа Q-41 по состоянию на 1.01.2005 г.

	Утвержденные эксплуатационные запасы, тыс. м ³ /сут					Год утверждения и номер протокола	Ранг, степень освоенности
	А	В	С ₁	С ₂	Всего		
—	4,3	4,8	—	9,1	15.02.1962 г. ГКЗ № 3595	Малое, в резерве	
—	16,5	—	—	16,5	8.12.1971 г. ГКЗ № 6394	Малое, в резерве	
—	—	3,5	—	3,5	29.09.1964 г. ГКЗ № 4411	Малое, эксплуати- руется	
2,4	14,6	3,6	—	20,6	22.03.1974 г. ГКЗ № 7134		
12,0	8,0	—	—	20,0	8.12.1971 г. ГКЗ № 6394	Малое, эксплуати- руется	
2,4	3,9	0,7	—	7,0	27.06.1963 г. ТКЗ № 13	Малое, эксплуати- руется	
18,1	7,8	10,2	—	36,1	24.09.1976 г. ГКЗ № 7692	Среднее, эксплуати- руется	
8,9	16,7	19,6	—	45,2	20.08.1980 г. ГКЗ № 8562	Среднее, в резерве	
—	0,6	1,2	—	1,8	23.12.1988 г. ТКЗ № 61	Малое, в резерве	

Индекс клетки и номер на карте	Месторождение (разведанный участок, водозабор)	Водовмещающие породы, их возраст, сведения о напоре	Минерализация и химический состав воды
I-4-11	Участок «Незаметный»	Переслаивание тонких алевролитов-глинистых слоев, песчаников, пропластков углито-глинистых аргиллитов аячъягинской свиты перми; воды безнапорные	0,4—0,5 г/л; гидрокарбонатно-натриевая; жесткость 1,28 – 2,24, содержание нитритов 0,01, нитратов 2 мг/л
I-4-9	Дозмершорский	Песчаники, глинистые алевролиты, аргиллиты углито-глинистые интинской свиты перми	0,4 г/л; гидрокарбонатно-натриевая
I-4-10	Малоярвожский	Песчаники, алевролиты, аргиллиты аячъягинской свиты перми; воды напорные	0,5 г/л; гидрокарбонатно-натриевая
I-4-5	Кайташорский	Песчаники, алевролиты сейдинской свиты перми; воды напорные	0,4—0,6 г/л; гидрокарбонатно-магниевая (кальциевая)
I-4-15	Аячъягинское	Карбонатные породы (C ₁₋₂ –D ₂₋₃); воды напорные	0,2 г/л; гидрокарбонатная кальциево-натриевая

сторождений пресных подземных вод, из которых пять эксплуатируются, а восемь находятся в резерве (табл. 15). Два месторождения *Усинское* (I-4-13) и *Интинский участок* (III-1-6) относятся к средним, остальные месторождения малые. Водоносными комплексами являются девонско-каменноугольный карбонатный и пермский терригенный. С целью хозяйственно-питьевого водоснабжения населения поселков Полярный, Харп разведаны месторождения подземных вод в четвертичных отложениях с суммарными эксплуатационными запасами 15,6 тыс. м³/сут [168].

Термальные воды. При испытании нефтепоисковых скважин на разведочных площадях были получены притоки подземных вод с пластовой температурой 23—60 °С, что позволяет отнести их к категории «термальных (теплоэнергетических)», представляющих определенный практический интерес. В пределах Березовского НГР выделено четыре проявления термальных вод с пластовой температурой более 30 °С и дебитами, превышающими 100 м³/сут, а их характеристика приведена в табл. 16.

По химическому составу среди этих вод доминирует хлоридный натриевый тип с весьма незначительным содержанием йода и брома.

Утвержденные эксплуатационные запасы, тыс. м ³ /сут.					Год утверждения и номер протокола	Ранг, степень освоенности
А	В	С ₁	С ₂	Всего		
1,5	1,0	—	—	2,5	15.07.1994 г. РКЗ № 1	Малое, в резерве
0,4	2,0	—	—	2,4	1.04.1995 г. РКЗ № 1	Малое, эксплуатируется
0,8	0,7	—	—	1,5	25.05.1995 г. РКЗ б/н	Малое, в резерве
—	7,4	—	—	7,4	3.08.1998 г. РКЗ № 31	Малое, эксплуатируется
—	—	21,0	—	21,0	17.01.1987 г. НТС ПУПГО № 5	Малое, в резерве

Таблица 16

Основные данные по проявлениям термальных вод Казымско-Обского района

Индекс клетки и номер на карте	Геологический индекс водовмещающих пород	Скважина и интервал испытания, м	Дебит, м ³ /сут	Пластовая температура, °С
V-6-3	PZ	1-ПП (892—898)	140	30
VI-6-6	K ₁ л ₅	15-Р (1154—1156)	300	44
VI-6-8	J ₂₋₃ vg	28-Р (1294—1298)	720	40
VI-6-5	J ₂₋₃ vg	189-Р (1472—1474)	100	51

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПРОГНОЗНЫХ РЕСУРСОВ

МИНЕРАГЕНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

При районировании принято, что самыми крупными минерагеническими подразделениями являются минерагенические провинции, которые в основных чертах соответствуют крупным геотектоническим подразделениям. В рассматриваемом регионе традиционно выделяются три минерагенические провинции:

- Тимано-Печорская, соответствующая чехлу одноименной плиты;
- Уральская, которая соответствует выходам на поверхность западной части Уральской складчатой системы;
- Западно-Сибирская, отвечающая чехлу одноименной плиты.

Между Уральской и Тимано-Печорской провинциями располагается Предуральская минерагеническая мегазона, соответствующая одноименной переходной тектонической мегазоне, вытянутой вдоль всего Урала. Ее северный сегмент (Варандей-Адзвинская зона) в первую очередь из-за нефтегазоносности часто рассматривается как часть Тимано-Печорской провинции. Нами в составе Тимано-Печорской провинции рассматривается только юрско-кайнозойский чехол северо-восточной части листа. В отношении полезных ископаемых в пределах листа он практически бесперспективен.

В составе минерагенических провинций различаются минерагенические мегаобласти и мегазоны, в основном хорошо согласующиеся с элементами структурно-формационного районирования. В мегазонах выделяются минерагенические зоны (угольные бассейны) и рудные районы, которые в одних случаях территориально совпадают со структурно-формационными зонами, в других охватывают лишь их части.

Предуральская минерагеническая мегазона (А)

Главным минерагеническим таксоном на территории листа является Печорский угольный бассейн (9 УБ,УК/Р), охватывающий впадины Предуральского краевого прогиба: Косью-Роговская, Коротайхинская, Варандей-Адзвинская, выполненные молассоидами пермско-триасового возраста и разделяющие их приразломные поднятия — Чернышева и Чернова, в пределах которых выступают также и доорогенные палеозойские образования шельфа. Все угольные объекты относятся к угленосной формации краевых прогибов.

В пределах листа в составе Печорского бассейна выделяются шесть угольных районов.

Варандей-Адзьвинский бурогольный район (9.1 УБ) охватывает территорию одноименной впадины. В его пределах выявлены два месторождения бурых углей — Ватъярское (I-1-8) и Среднеадзьвинское (II-1-10). В обозримом будущем они вряд ли представят практический интерес.

Бурогольный район поднятия Чернышева (9.2 УБ) характеризуется распространением сверхмощных угольных пластов в составе сейдинской и тальбейской свит верхней перми, локализующихся в пределах Тальбейской синклинали, где расположено крупное Тальбейское месторождение бурого угля. Угленосность известна и в северо-западной части поднятия Чернышева, перекрытой мезозойскими отложениями. В воротской свите верхнего девона в районе известен ряд проявлений горючих сланцев. Кроме того, эта свита отличается повышенным содержанием цинка (до 0,1 %) и меди (до 0,1 %). В нижнем карбоне местами отмечается присутствие ангидритов и гипса. В кунгурских отложениях и в залегающей на них адзьвинской свите содержатся анкерит и сидерит. Отмечаются проявления огнеупорных глин и каолина. В разных частях района известны минеральные, в том числе термальные, источники сероводородных и азотных вод. Не исключается нахождение стратиформного полиметаллического оруденения (на среднеордовикско-нижнесилурийском уровне); в разломных зонах возможно проявление телетермальной флюоритовой и сурьмяно-ртутной минерализации [463].

Роговской бурогольный район (9.3 УБ) располагается к востоку от гряды Чернышева. В его пределах разведано крупное Верхнероговское месторождение бурых углей.

Все три вышеописанных района, располагающихся в западной внешней части краевого прогиба, традиционно выделяются на схемах угленосности как *Шарьюско-Тальбейская (Роговская) угленосная зона* Печорского бассейна, характеризующаяся распространением пермских бурых и изредка длиннопламенных углей средней и высокой зольности, приуроченных к печорской серии верхней перми.

Воркутинский каменноугольный район (9.4 УК) занимает северную часть Косью-Роговской впадины. Здесь сосредоточена основная часть всех запасов бассейна, в том числе значительная часть коксующихся углей. Расположены крупнейшие эксплуатируемые и намеченные к эксплуатации месторождения: Воргашорское, Воркутское, Усинское, Сейдинское.

Интинский каменноугольный район (9.5 УК) занимает южную часть Косью-Ровской впадины. Здесь развиты в основном высокзольные энергетические угли и расположено крупное эксплуатируемое Интинское месторождение и ряд перспективных площадей.

Паэмбойско-Хальмерьюский каменноугольный угольный район (9.6 УК) располагается в восточной части Кортаихинской впадины. Здесь разведан целый ряд крупных месторождений энергетических и высококачественных коксующихся углей (в том числе и особо ценных марок К и ОС): Нижнесырьягинское, Верхнесырьягинское и Хальмерьюское (длительное время эксплуатировалось, в настоящее время законсервировано) и Паэмбойское месторождение энергетических углей.

Воркутинский, Интинский и Хальмерьюский угольные районы, приуроченные к внутренней части краевого прогиба, обычно выделяются угольщика-

ми как *Воркутинско-Интинская угленосная зона* Печорского бассейна. Данная зона характеризуется наибольшей (до 4000—6000 м) мощностью угленосной формации с максимальной угленасыщенностью, приуроченной к воркутской серии перми.

Следует упомянуть также, что в кунгурских отложениях и в лекворкутской свите присутствуют анкерит и сидерит.

Представляет определенный интерес изучение минерагенической специализации триасовой трапповой формации, особенно ее корневых частей.

Уральская минерагеническая провинция (Б)

Территориально совпадает с выходом на поверхность западной части Уральской складчатой системы, в составе которой различаются вещественно-тектонические комплексы разного возраста и различного тектонического происхождения. Районы их распространения отвечают различным минерагеническим подразделениям.

В пределах Уральской минерагенической провинции, наряду с хорошо выраженной продольной минерагенической и тектонической зональностью, отчетливо выделяются элементы поперечной зональности Урала, представляющие большой теоретический и практический минерагенический интерес.

На территории листа провинция представлена следующими продольными мегазонами (с запада на восток): Западно-Уральская, Центрально-Уральская и Восточная (Тагило-Магнитогорская).

Западно-Уральская минерагеническая мегазона (Б₁)

Соответствует выходам на поверхность образований, принадлежащих к Западно-Уральской складчато-надвиговой тектонической зоне, которая представляет собой зону коробления пассивной окраины палеозойской Восточно-Европейской платформы.

Западноуральская ММЗ подразделяется на две минерагенические зоны, соответствующие одноименным Бельско-Елецкой и Зилаиро-Лемвинской структурно-формационным зонам.

Бельско-Елецкая боксит-медно-полиметаллическая минерагеническая зона (4Pb, Cu, Al/Є₃—С₃) генетически связана с отложениями мелководного шельфа. Ее минерагенический облик определяют стратиформные и стратифицированные рудные формации (стратиграфически снизу вверх): золотоносных конгломератов (метаморфизованных россыпей) в базальных грубоэригенных частях разреза верхнего кембрия и нижнего ордовика, медистых песчаников в пестроцветной ордовикской терригенной формации, полиметаллического оруденения филизчайского и миргалимсайского типов в терригенных и карбонатных отложениях среднего—верхнего ордовика, карстовых позднеживетских бокситов латеритной формации (пашийский уровень), раннекаменноугольных железорудной осадочной и флюоритсодержащей стратиформной формаций.

Золотое оруденение типа метаморфизованных золотоносных россыпей наиболее проявлено по периферии Ляпинского антиклинория и, очевидно, сформировано за счет золотого эндогенного оруденения в байкалидах, поэтому в специализированном минерагеническом районировании, как прави-

ло, объединяется с эндогенными объектами в одни элементы районирования. Например, Нестеровское рудное поле включается в Малдинский рудный узел байкалид. Однако такой подход в генетическом плане ошибочен, и нами не разделяется. Поэтому *Нестеровское золоторудное поле* (4.2.0.1 Au) рассматривается нами вне рудных узлов в составе *Косью-Кожимского золото-медно-полиметаллического района* (4.2Pb,Cu,Au/Є₃—O₂) Бельско-Елецкой МЗ.

Признаки оруденения типа медистых песчаников прослеживаются вдоль западного склона Урала с перерывами через всю территорию листа. При этом значимое оруденение установлено на Саурипейской и Падьягамусюрской (Падьягинской) площадях, определяемых как отдельные меднорудные узлы (или поля) в составе *Манитанырдско-Саурипейского серебро-меднорудного района* (4.1 Cu,Ag/Є₃—O₂). На южной границе листа находится фрагмент *Косьюнского меднорудного узла* (4.2.1 Cu), входящего в состав Косью-Кожимского района. В целом вероятно связь рудных площадей с палеоподнятиями (Оченьырское, Собское, Ляпинское). Более того, намечаются определенные особенности состава медистых песчаников и оруденения на разных выступах байкалид.

Наиболее значимое полиметаллическое оруденение в пределах минерагенической зоны проявлено также в пределах Косью-Кожимского района, где выделяется *Балбанью-Кожимский полиметаллический рудный узел* (4.2.2. Pb,Zn). Вероятна связь оруденения со «скрытой» зоной Кожимского глубинного разлома.

Бокситоносность, связанная с позднеживетским (пашийским) и нижне-визейским уровнями достаточно значимо представленная в пределах минерагенической зоны к югу и северу, на листе практически не проявлена и только предполагается на пашийском уровне в пределах потенциальной *Усинской бокситоносной зоны* (4.0.0.2 Al/D₂).

Раннекаменноугольная железорудная зона, регионально распространенная вдоль западного склона Урала, в пределах территории листа представлена своим северным окончанием, выделяемым как *Интинско-Косьюнский железорудный район* (на карте не показан). Практического значения в обозримом будущем оруденение не представляет.

Также эпизодически проявлена раннекаменноугольная стратиформная флюоритовая минерализация, не имеющая на листе практического значения.

Минерагения **Зилаиро-Лемвинской золото-барит-марганцевой минерагенической зоны** (5 Mn, Ba, Au/Є₃—P) определяется в первую очередь стратиформным полиметаллическим, баритовым, марганцевым (железо-марганцевым), фосфоритовым оруденением. Данная специализация является типовой для батинальных осадочных комплексов глубокого шельфа, континентального склона и подножия. С начальной рифтогенной стадией развития зоны, характеризующейся широким проявлением контрастного риолит-базальтового магматизма, связано золоторудное оруденение золото-кварц-сульфидной формации, жильное и колчеданное полиметаллическое оруденение. В базальных горизонтах погурейской свиты, аналогично Косью-Кожимскому району имеются признаки метаморфогенных россыпей золота типа золотоносных конгломератов. На Молюдовоожской площади в пестроцветной терригенной ордовикской формации проявлено оруденение типа медистых песчаников.

Золоторудное оруденение концентрируется в основном в пределах *Погурей-Тыкотловского золоторудного района* (5.1 Au), что обусловлено наиболь-

шей сохранностью здесь позднекембрийско-ордовикских образований и максимальным проявлением рифтогенного магматизма. Здесь выделяются *Пожемависский* (5.1.1.Au) и *Лемвинско-Тынагодский* (5.1.2.Au) золоторудные узлы.

Как уже отмечалось, с рифтогенными формациями связано медноколчеданное и полиметаллическое оруденение. Первое проявлено в наиболее восточных вулканогенных фациях и локализуется в *Грубешорском меднорудном районе* (5.4 Cu). Благоприятные предпосылки для оруденения данного типа имеются в Тыкотловском районе.

Полиметаллическое оруденение проявлено достаточно широко. Однако в Южнолемвинском районе это преимущественно мелкие пункты минерализации жильного типа. На севере выделяется *Талота-Байдарацкий полиметаллический рудный район* (5.2 Cu, Pb Zn/O₁₋₂) с месторождениями и проявлениями (за пределами листа) филизчайского типа.

Средне-позднеордовикское гидротемально-осадочное марганцевое оруденение парнокского типа локализовано в пределах *Парнокского германий-железо-марганцеворудного узла* (5.0.1 Mn, Fe, GeO₂₋₃). Кроме того, на данном уровне (в том числе и в пределах Парнокского узла) проявлено стратиформное полиметаллическое оруденение. На севере оно сконцентрировано в пределах *Саурейско-Пайпудынского полиметаллического рудного района* (5.3 Pb, Zn, Cu/O₁₋₃).

Стратиформное фосфоритовое, баритовое и марганцевое оруденение характерно для силурийских, девонских и каменноугольных отложений Зилаиро-Лемвинской МЗ.

В северной части Лемвинской зоны выделяется *Собско-Пальникский фосфорит-марганец-баритовый рудный район* (5.5 Ф, Mn, ba/S—C₃).

Стратиформное баритовое оруденение района приурочено к двум уровням баритонакопления — ранне-среднедевонскому и раннекаменноугольному. Первый из них распространен в южной части района, где расположен Хойлинский баритовый рудный узел (5.5.2 ba) с крупным одноименным месторождением, второй — в северной части, где выделяется *Собско-Пайпудынский фосфорит-марганец-баритовый рудный узел* (5.5.1 ba, Mn, Ф).

Стратиформное марганцевое оруденение приурочено к позднедевонскому уровню (няньворгинская свита) и ранне-среднекаменноугольному (яйюская свита).

Фосфоритовое оруденение представлено рядом проявлений и пунктов минерализации осадочного типа фосфоритовой кремнисто-сланцевой формации. Принадлежат к двум промышленным типам: микрозернистых и желваковых руд. Выделяются два основных фосфатоносных уровня: силурийский, связанный с черносланцевыми отложениями нижнехаротской подсвиты и ниже-среднекарбонный, приуроченный к черным сланцам и известняковым конглобрекциям в верхах воргашорской, западновооргашорской и яйюской свит.

В пределах территории листа на Полярном Урале выделяются Развильненская и Естотинская фосфоритоносные площади в ранге рудных полей. Кроме первично-осадочных руд здесь выделяются развитые по ним фосфатоносные коры выветривания, к которым приурочено наиболее богатое оруденение, в том числе и на единственном разведанном месторождении — Софроновское.

Как видно из приведенной выше характеристики, возраст оруденения в пределах минерагенической зоны определяется стратиграфическим положе-

нием. Верхний возрастной предел формирования оруденения принят пермским, исходя из формирования прежде всего жильных типов оруденения в завершающую стадию каледоно-герцинского тектоногенеза.

Центрально-Уральская минерагеническая мегазона (Б₂)

Представляет собой совокупность выступов доуральских формационных комплексов (байкалит и, отчасти, карелид) в приосевой части Полярного и Приполярного Урала, объединенных в единую минерагеническую мегазону достаточно искусственно. Наиболее существенные поля их разития приурочены к поперечным поднятиям Урала, которые являются следствием северо-западной структурно-формационной зональности байкалит. Поэтому минерагенические различия между ними весьма существенны и являются основанием для выделения минерагенических зон. В Полярно-Уральском секторе мегазоны выделяются Полярноуральская и Харбейско-Марункеуская минерагенические зоны, на Приполярном Урале — Ляпинская минерагеническая зона. Несмотря на то, что основная минерагеническая специализация данных зон обусловлена структурно-вещественными комплексами байкалит, сформированные рудные объекты испытали существенную переработку во время каледоно-герцинского тектоногенеза, поэтому время завершения формирования зон принято пермским.

Ляпинская вольфрамово-золоторудная минерагеническая зона (1Au,W/PR₁—P) соответствует наиболее крупному одноименному поперечному поднятию, сложенному преимущественно байкалитами и, в ядерной части, карелидами. Основные рудные объекты зоны парагенетически связаны с формационными комплексами байкальского Ляпинского вулcano-плутонического пояса и гранитоидным интрузивным магматизмом орогенной стадии байкалит. Весьма существенна роль этапа позднепалеозойского тектоногенеза, с которым связаны кварцево-жильное и пьезооптическое сырье, а также золоторудные объекты типа минерализованных зон.

Месторождения и рудопроявления золота в районе исключительно разнообразны по формационной принадлежности. Широким развитием в пределах зоны пользуются проявления цветных металлов (свинец, цинк, медь) жильного и колчеданно-полиметаллического типа, обычно в комплексе с золотом и серебром. Установлены рудопроявления и многочисленные пункты минерализации урана, серебра, молибдена и вольфрама, редких земель и других полезных ископаемых. С гранитами Лемвинского массива и субинтрузиями риолитов в северной части зоны связаны многочисленные проявления и точки минерализации урана и редких земель.

Район является основной частью крупной *Приполярноуральской хрустальной субпровинции* (18 q/P). В пределах территории листа Q-41 располагается большинство месторождений и проявлений провинции, в которых пьезооптическое сырье сочетается с ювелирным хрусталем (друзы, волосатики, аметист, морион, раухтопаз, цитрин и др.) и кварцевым сырьем для различных целей.

На листе в составе зоны выделяются *Торговско-Народинский полиметалл-вольфрамово-золоторудный район* (1.1 Au, W, Pb), охватывающий центральную часть Ляпинского антиклинория с тяготеющим к нему, но изолированным *Малдинским золоторудным узлом* (1.0.1 Au); *Лемвинский урановорудный район*

(1.2U), объединяющий изолированные блоки доуралид в составе Лемвинского аллохтона и *Неркаюский золото-титановорудный район потенциальный* (1.3 Ti, Au) в пределах одноименного тектонического блока.

В составе Торговско-Народинского района на листе выделяются *Росомахинский* (1.1.1 Au) и *Хобеизский* (1.1.2 Au) *золоторудные узлы*. Первый характеризуется преобладающим развитием золоторудного оруденения золото-кварцевой и золото-сульфидно-кварцевой формаций генетически и парагенетически связанных с интрузивным магматизмом. Второй — полигенным и полихронным золоторудным оруденением золото-кварцевой и золото-сульфидно-кварцевой формаций гидротермально-метаморфогенного генезиса в связи с процессами метасоматоза по тектонически ослабленным зонам.

В целом для района характерно наличие наложенного весьма перспективного золоторудного оруденения типа химических кор выветривания.

Харбейско-Марункеуская молибден-полиметаллическая золоторудная минерогеническая зона (2 Au, Pb, Mo/PR₁—P) на площади листа представлена частью Харбейско-Лонготюганского и Хараматолоуским рудным районом.

Харбейско-Лонготюганский ниобий-тантал-молибденовый рудный район (2.1 Mo, Nb, Ta) характеризуется широким развитием вольфрам-молибденовой и тантал-ниобиевой минерализации, связанной с гранитными комплексами. На описываемой территории представлен Ханмейским молибденовым рудопроявлением жильного (возможно штокверкового) типа (II-6-28), а также признаками редкометалльного оруденения в виде пунктов минерализации (II-6-33) и шлиховых ореолов шеелита. Крупные объекты этих типов оруденения расположены на соседней с северо-востока территории.

Известны также жильные проявления сурьмяной минерализации (II-6-25,32), урана (II-6-7). Есть предварительные данные [467] о возможной золото- и платиноносности углеродистых сланцев ханмейхойской и няровейской свит.

Графитовая, железная, титановая, мусковитовая, гранатовая и высокоглиноземистая (дистен-ставролитовая) минерализации, хотя и отмечаются в районе, но пока не имеют какого-либо практического значения.

Хараматолоуский марганцево-полиметаллический рудный район (2.2 Cu, Zn, Mn) отвечает Хараматолоускому выступу доуралид, включая зону Хараматолоуского меланжа. Для района характерны месторождения и рудопроявления медно-цинковых (иногда со свинцом) колчеданных руд, а также стратиформных марганцеворудных (силикатных и, вероятно, карбонатных) образований и железорудной (магнетитовой) минерализации, связанных с метаморфизованными вулканогенными отложениями.

Колчеданное оруденение сгруппировано на Верхнеелецком, Моталорском и Тышорском участках. Два последних образуют Тышорское рудное поле. С учетом существующих требований явно промышленно значимых объектов здесь не выявлено, хотя оценки прогнозных ресурсов в объеме первых сотен тысяч тонн по сумме металлов в целом для района не кажутся завышенными. Представляется необходимым в первую очередь проведение дальнейших работ по определению золотоносности и платиноносности этих объектов, результаты которых могут в значительной мере улучшить конъюнктуру колчеданного оруденения.

Марганцевые силикатные образования (гондиты) вообще не относятся к промышленным типам. Более привлекательны в настоящее время перспек-

тивы района в отношении камнецветного сырья (гондиты и родонит-родохрозитовое сырье).

Полярно-Уральская медно-молибденово-золоторудная минерагеническая зона (3.Au, Mo, Cu/R₃—P) охватывает западноуральскую часть выходов доуралид на Полярном Урале и связана с островодужными вулканогенными формациями рифейско-вендского возраста. Включает Енганэпейско-Манитанырдский и Оченырдынский рудные районы.

Оченырдынский золото-молибден-меднорудный район (3.2.Cu,Mo,Au) отвечает выступу доуралид на краже Оченырды. На территории листа район представлен только своей малой частью. Здесь широко проявлены зоны пиритизации, колчеданно-полиметаллического золото-серебро-медно-цинкового (I-6-4), штокверкового золотого оруденения (I-6-3), мелкие медные объекты жильного типа. Севернее, на территории соседнего листа, кроме названных типов оруденения, установлено серебросодержащее барит-полиметаллическое стратиформное и медно-порфировое оруденение [463].

Енганэпейско-Манитанырдский золоторудный район (3.1 Au) отвечает выступам доуралид в ядрах антиклиналей Енганэпэ, Манитанырды, Малобадьяшорская и Изьяхойская. Здесь известны коренные золоторудные объекты, россыпепроявления золота (II-5-3,11,12 и др.), пункты минерализации сульфидного и силикатного никеля (I-5-25, I-6-19). Широко проявлены зоны сульфидной минерализации (пиритовой и пирротиновой).

В районе выделяется *Нияуский золоторудный узел* (3.1.2 Au), включающий мелкое месторождение Верхняяюское-II (II-6-22) и ряд проявлений жильного золото-мышьякового оруденения золото-кварц-сульфидной формации (II-6-9,12,19), россыпь золота Естошор (II-6-1), а также перспективное медное рудопроявление, возможно штокверкового типа (I-6-20).

Для Изьяхойской антиклинали характерны проявления жильного и штокверкового свинцового и барит-свинцового оруденения (I-6-14,15). Однако они скорее всего связаны с палеозойским этапом рудогенеза и тяготеют к объектам Саурейско-Пайпудынского полиметаллического рудного района.

Для Енганэпейско-Манитанырдского района характерны также многочисленные, но не имеющие практического значения, проявления жильной борной (аксинитовой) минерализации, проявления горного хрусталя. Заметим, что одно из проявлений хрусталя (II-6-10) ранее [360] даже называлось Манитанырдыским месторождением пьезооптического кварца. Данные объекты относятся к жильному типу и объективно связаны с эпохой каледоногерцинского тектоногенеза.

Тагило-Магнитогорская минерагеническая мегазона (Б₃)

Расположена в пределах восточного склона Урала и соответствует выходам на поверхность образований, принадлежащих к Тагило-Магнитогорской тектонической мегазоне. Ее лицо определяют (за исключением бокситов) в основном рудные формации, связанные с магматическими комплексами океанической и островодужной стадий палеоокеанического сектора уралаид.

В северной части мегазоны на листе выделяется **Райизско-Войкарская титан-медь-хромитовая минерагеническая зона** (6Cr,Cu,Ti/O₂-D₃), пространственно совпадающая с Войкарской СФЗ.

В пределах гипербазитовых массивов в составе зоны выделяются *Войкаро-Сынинский хромитовый рудный район* (6.1 Cr/O₂) и изолированные *Райизский хромоворудный узел* (6.0.1 Cr/O₂), лицо которых в значительной мере определяет промышленное хромитовое оруденение, генетически связанное с гипербазитами райизско-войкарского комплекса. Кроме того, в хромитовых рудах содержатся металлы платиновой группы (осмий, иридий и др.). Отмечаются также повышенные концентрации золота, кобальта, никеля. В пределах гипербазитового массива Рай-Из расположены месторождение и проявления рубинов, жадеита, нефрита и везувианита, которые локализуются в зонах контакта гипербазитов с вмещающими породами и в зоне меланжа.

В пределах Войкаро-Сынинского района выделяются три хромитовых рудных узла: *Хойлинско-Пайерский* (6.1.1 Cr), *Погурейский* (6.1.2 Cr), *Лантонайский* (6.1.3 Cr), включающих многочисленные хромитовые поля.

Кершорский золото-платино-меднорудный район (6.2 Cu, Au, Pt/O₃—S₁) выделен в рамках данной работы в контурах расслоенного дунит-верлит-клинопироксенит-габбрового кершорского комплекса, с которым связана железорудная титаномагнетитовая и платино-золото-палладиево-меднорудная минерализация. В настоящее время начата промышленная оценка этих типов оруденения. В районе выделены *Пятиреченский* (6.2.1 Cu, Pd, Au) и *Лагортинско-Хулгинский* (6.2.2 Cu, Pd, Au) рудные узлы.

Малоуральский медь-молибден-железорудный район (6.3 Fe, Mo, Cu/S₁—D₃) соответствует области развития островодужных карбонатно-терригенно-вулканогенных образований малоуральской, варчатинской и дзеляворчатинской свит, прованных интрузиями тоналитов собского, монцититов конгорского и лейкогранитов янаслорского комплексов. Для района наиболее характерны скарново-магнетитовое (с золотом) и медно-молибден-порфиоровое (также с золотом) оруденение. В пределах района выделяются *Усть-Конгорский золото-медно-железорудный* (6.3.1 Fe, Cu, Au), *Таньюский молибден-медно-железорудный* (6.3.2 Fe, Cu, Mo) и *потенциальный Сынинско-Нелкаеганский молибден-медно-железорудный* (6.3.3 Fe, Cu, Mo) узлы.

В южной части зоны выделяется *Олысямусюрский медно-никелево-хромитовый рудный узел потенциальный* (6.0.2 Cr, Ni, Cu/O₂—S₁), охватывающий расположенные здесь мелкие гипербазитовые массивы райизско-войкарского и образования кершорского полосчатого комплексов.

В южной части листа в составе Тагило-Магнитогорской ММЗ выделяются **Западно-Тагильская платино-железо-меднорудная** (7 Cu, Fe, Pt/O₂—D₁) и **Центрально-Тагильская золото-железо-бокситоносная** (8 Al, Fe, Au/O₂—D₁) **минерагенические зоны**.

Первая отвечает полосе развития массивов платиноносного пояса и в других вариантах районирования выделялась как Качканаро-Ревдинская МЗ. На территории листа она представлена частью *Малохорасюского* (7.0.2 Fe, Cu, Pt/O₂—D₁) и *Щекурьинским* (7.0.1 Cu, Pt, Au/O₂—D₁) *потенциальными рудными узлами*.

Вторая отвечает области развития островодужных вулканитов и окаймлявших вулканические острова карбонатных построек. На территории листа зона представлена северной частью потенциального *Северо-Сосвинского бокситоносного района*.

Минерагеническое районирование мезо-кайнозойского платформенного чехла Урало-Сибирской области завершённой складчатости, сформирован-

ной после завершения каледоно-герцинского тектоногенеза, представляет собой самостоятельную задачу.

В Предуралье все образования платформенного чехла традиционно относятся к Тимано-Печорской минерагенической провинции. Рудный потенциал ее на территории листа весьма ограничен. Здесь выделяется Усинский рудный район, территориально совпадающий с одноименной впадиной, выполненной верхнемеловыми отложениями. В его пределах разведан ряд месторождений опок хорошего качества, пригодных для изготовления пуццоланового цемента и в качестве гидравлических добавок. Прогнозные запасы сырья достаточно велики: например, в Сармаюском месторождении они составляют 45 926 тыс. т, в Бадьяельском — 420 тыс. м³. В восточной части Усинской зоны известен ряд пунктов марганцевой минерализации в аллювиальных отложениях I и II надпойменных террас по рекам Пага, Кокпела, Юньяга. Практического значения эта минерализация не имеет.

Западносибирская минерагеническая провинция (В)

Представлена на территории листа целой серией минерагенических подразделений, как правило, приуроченных к определенным возрастным срезам.

На уровне позднего триаса—средней юры выделяется **Сосьвинско-Салехардский буроугольный бассейн** (10 УБ, Al/T₃—J₂) с двумя районами — *Северо-Сосьвинским боксит-буроугольным* (10.1 УБ, Al) и *Хулгинско-Салехардским буроугольным* (10.2 УБ).

На уровне позднего мела—палеогена территория листа является частью **Обской опалитоносной минерагенической области** (11 ор/K₂—Р) с тремя потенциальными районами — *Сынинско-Куноватским* (11.1 ор/K₂), *Северо-Сосьвинско-Обским* (11.2 ор/Р) и *Приуральским* (11.3 ор/K₂).

Кроме того, на территорию листа частично заходит *Казымско-Обский район* (12.1 J, Br) **Кондинско-Березовской зоны** (12 J, Br/J—K₂) промышленных бромисто-йодистых вод.

Районирование территории на нефть и газ не совпадает с районированием на твердые полезные ископаемые и дается ниже параллельно с прогнозной оценкой. Гафически дано на карте прогноза на нефть и газ масштабба 1 : 1000 000.

ПРОГНОЗНАЯ ОЦЕНКА ТЕРРИТОРИИ ЛИСТА

Из всего разнообразия видов полезных ископаемых наиболее важными и перспективными на территории листа являются: нефть и газ, каменный и бурый уголь, хромиты, марганец, медь, свинец, цинк, золото, платиноиды, пьезооптическое и кварцевое сырье, бариты, фосфориты.

Нефть и газ. В пределах территории распространены части двух нефтегазоносных провинций — Тимано-Печорской и Западно-Сибирской.

Тимано-Печорская нефтегазоносная провинция охватывает попадающую в пределы листа части Тимано-Печорской эпибайкальской платформы и Предуральского краевого прогиба. Восточная граница провинции совпадает с контуром развития пермских отложений прогиба как на девной поверхности, так и под покровом Лемвинского аллохтона.

Нефтегазоносность в провинции установлена практически по всему разрезу палеозойских осадочных отложений. Выделяются восемь промышленных нефтегазоносных комплексов (НГК): среднеордовикско-нижнедевонский карбонатный; среднедевонско-нижнефранский терригенный; доманиково-турнейский карбонатный; ниже-средневизейский терригенный; средневизейско-нижнепермский карбонатный; нижнепермский терригенный; верхнепермский терригенный и триасовый терригенный [9].

Основными продуктивными комплексами в провинции являются средневизейско-нижнепермский (32,2% начальных суммарных ресурсов УВС провинции), среднедевонско-нижнефранский (19,4%), среднеордовикско-нижнедевонский (17,0%) и доманиково-турнейский (15,7%).

По латерали в нефтегазоносной провинции выделяются шесть нефтегазоносных областей (НГО), соответствующих региональным (I порядка) тектоническим структурам. Внутри НГО в соответствии с особенностями их геологического строения выделены нефтегазоносные районы (НГР), которые совпадают с субрегиональными (II порядка) структурами. На территории листа Q-41 присутствуют части двух НГО — Варандей-Адзвинской и Северо-Предуральской.

Варандей-Адзвинская НГО (13, Н, Гз) выделена в границах одноименной сложно-построенной структурно-тектонической зоны. Месторождения, приуроченные к узким валам и горстообразным поднятиям, как правило, контролируются глубинными разломами. Область считается нефтеносной. В пределах области выделено два нефтегазоносных района.

Сорокинский НГР (13.1, Н, Гз) приурочен к одноименному валу. Выявлены три месторождения нефти — Осовейское (I-1-5), Хосолтинское (I-1-9) и Подверьюское (II-1-2). Залежи нефти установлены в верхнесилурийских (Осовейское, Хосолтинское месторождения) и нижнедевонских (Осовейское, Хосолтинское и Подверьюское месторождения) карбонатных отложениях среднеордовикско-нижнедевонского НГК. В рамках доманиково-турнейского НГК залежь нефти установлена в известняках позднефранского возраста рифового массива на Хосолтинском месторождении.

Верхнеадзвинский НГР (13.2, Н, Гз) охватывает территорию Варандей-Адзвинской структурной зоны к востоку от вала Сорокина. Все три известных месторождения нефти (Нядейюское — I-1-1, Хасырейское — I-1-4 и Черпаюское — I-1-7) приурочены к валу Гамбурцева. Залежи нефти установлены в нижнедевонских (Хасырейское месторождение) карбонатных отложениях среднеордовикско-нижнедевонского НГК. Прогнозные ресурсы района связаны с выявлением в его пределах пяти нефтеперспективных структур — Западно-Вашуткинской (I-2-2), Вашуткинской (I-2-1), Панэчатинской (I-2-4), Восточно-Морейюской (I-1-3) и Кыктысской (I-2-8). Из них две структуры являются достаточно крупными — Восточно-Морейюская (32,9 млн т нефти категории C₃) и Панэчатинская (40,5 млн т нефти и 1,9 млрд м³ газа категории D₁). Остальные структуры на порядок менее значимы.

Общие прогнозные ресурсы всех категорий района и НГО на территории листа Q-41 составляют 80,3 млн т нефти и 2,3 млрд м³ газа.

Северо-Предуральская НГО (14, Н, Гз) приурочена к впадинам Предуральского краевого прогиба и является наименее изученной глубоким бурением территорией. По соотношению потенциальных ресурсов область является газонефтеносной. В пределах территории листа Q-41 в зоне выделяются пять НГР.

Кортаихинский перспективный НГР (14.1,Н,Гз) является единственным нефтегазоносным районом НГО, промышленная нефтегазоносность которого пока не подтверждена. Его перспективы связываются с карбонатными отложениями средневизейско-нижнепермского НГК. В пределах листа Q-41, охватывающего лишь незначительную часть района, учитываются [350] три перспективные структуры — Верхнесырьягинская-II (I-6-25), Нижнесырьягинская (I-5-7) и Луньвожская-II (I-4-1). В первых двух прогнозируются ресурсы нефти категории D_1 , а в последней — ресурсы газа категории D_1 . Наиболее значима из них Нижнесырьягинская структура (11,3 млн т нефти). Две другие структуры характеризуются очень малыми ресурсами. Общие прогнозные ресурсы всех категорий района составляют 11,8 млн т нефти и 1,9 млрд m^3 газа.

Хоседаюский НГР (14.2,Н,Гз) приурочен к гряде Чернышева. В северной части гряды в нижнедевонских карбонатных отложениях среднеордовикско-нижнедевонского НГК выявлена малая залежь нефти на Южно-Степковожском (I-2-6) месторождении. На этом же месторождении выявлена залежь нефти и в доманиковых карбонатных образованиях доманиково-турнейского НГК.

На учете в районе стоят восемь нефтегазоперспективных структур, из которых достаточно крупными ресурсами обладают: Южно-Адзьвинская (II-1-4) — 37,1 млн т нефти и 4,2 млрд m^3 газа категории C_3 ; Нижнеадзьвинская (II-1-14) — 19,4 млн т нефти и 2,2 млрд m^3 газа категории C_3 и Воргамусюрская (II-1-15) — 19,4 млн т нефти категории C_3). Значительно меньшими ресурсами (в основном нефти) обладают Нядейтинская (I-2-5), Кушвожская (I-2-7), Западно-Кушвожская (I-2-9), Северо-Попадьювожская (II-1-5) и Южно-Попадьювожская (II-1-11) структуры. Общие прогнозные ресурсы всех категорий района составляют 93,5 млн т конденсата и 7,4 млрд m^3 газа.

Воркутский НГР (14.3,Н,Гз) соответствует одноименному поднятию на севере Косью-Роговской впадины. В пределах НГР залежь УВ промышленной значимости выявлена в отложениях средневизейско-нижнепермского НГК на Падимейском нефтяном месторождении (I-3-6). На учете стоят девять нефтегазоперспективных структур с незначительными объемами прогнозных ресурсов нефти, газа и конденсата. Наиболее значимые из них: Южно-Ярвожская-II (II-4-1) — 5,6 млн т нефти категории C_3 ; Южно-Роговская (I-3-8) — 1,9 млн т нефти и 0,1 млрд m^3 газа категории C_3 ; Восточно-Роговская (I-3-7) — 2,3 млрд m^3 газа категории C_3 и Ховрашорская (I-3-3) — 0,5 млн т конденсата и 1,6 млрд m^3 газа категории D_2 . Общие прогнозные ресурсы всех категорий района составляют 7,9 млн т нефти, 0,8 млн т конденсата и 5,1 млрд m^3 газа.

Кочмесский НГР (14.4,Н,Гз) приурочен к внешнему крылу Косью-Роговской впадины. Основными продуктивными горизонтами в районе являются коллекторские толщи в рифовых и биогермных массивах среднекаменноугольного возраста. К таким коллекторам приурочена газовая залежь Романьельского месторождения (III-1-2). На западной границе листа Q-41 своей небольшой частью расположена Кочмеская структура с непромышленным одноименным месторождением газа (III-1-1). На учете в районе стоит Нерцетинская-II (II-2-2) перспективная структура (4,3 млн т нефти категории C_3).

Интинско-Лемвинский НГР (14.5,Н,Гз) выделен в восточной части Северо-Предуральской НГО — в зоне, граничащей с передовыми структурами

Приполярной части Уральского орогена, и соответствует восточной части Косью-Роговской впадины. Промышленная продуктивность (газоносность) установлена только в отложениях средневизейско-нижнепермского НГК на территории листа Q-40 (Интинское и Кожимское мелкие газовые месторождения). Однако, по нашему мнению, определенные перспективы имеют и более низкие горизонты, например верхнеордовикско-нижнедевонский карбонатный уровень, экранированный сульфатно-доломитовой пачкой пражского возраста или глинистыми толщами надотамылькской свиты и доманиково-нижнетурнейский карбонатный уровень, экранированный глинистой толщей заполнения нортничской свиты, которые на территории района практически не изучены бурением.

В целом в пределах НГР на территории листа выявлены (особенно работами последних лет) довольно многочисленные структуры, из которых 24 учитываются в настоящее время как нефтегазоперспективные (в основном на газ). По количеству прогнозируемых запасов УВС все они относятся к малым. Наибольшие ресурсы определены для структур: Додьяшорской-I (III-3-10) — 2,0 млн т конденсата и 12,3 млрд м³ газа категории D₁; Лемвинской (III-2-30) — 10,1 млрд м³ газа категории C₃; Среднехарутинской (III-2-13) — 5,5 млрд м³ газа категории D₁; Юсьнырской (III-3-5) — 0,7 млн т конденсата и 4,5 млрд м³ газа категории D₁; Северо-Пагинской (III-3-6) — 4,2 млрд м³ газа категории C₃; Анкудинской (III-1-7) — 3,6 млрд м³ газа категории C₃. Общие прогнозные ресурсы всех категорий района составляют 5,1 млн т конденсата и 68,3 млрд м³ газа.

В то же время, по сейсмическим данным, структуры краевого прогиба прослеживаются еще далее к востоку под Лемвинский аллохтон, в связи с этим эта часть района представляется не менее перспективной и именно здесь наиболее вероятен вследствие недостаточной изученности дополнительный прирост ресурсов углеводородов. Эта зона согласно (Острижный, 2002ф) выделена нами в самостоятельный потенциальный *Восточно-Лемвинский НГР* (14.6, Н, Гз) в составе Северо-Предуральской НГО. Хотя, вообще говоря, данный район должен относиться уже к самостоятельной Западноуральской НГО, так как помимо традиционных нефтегазоносных комплексов Предуральского краевого прогиба, здесь весьма вероятно наличие газовых залежей, экранированных подошвой Лемвинского аллохтона, а также связанных с неструктурными ловушками УВ в полосе сочленения лемвинских и елецких фаций [515, 516]. При этом интерес могут представлять также крупные резервуары, связанные с полосой барьерных рифов силурийско-раннедевонского и позднедевонско-каменноугольного возраста, перекрытые Лемвинским аллохтоном. По наблюдениям в обнажениях они характеризуются весьма высокой открытой пористостью, как первичной, так и образованной за счет выщелачивания при доломитизации. Прогнозные работы по неструктурным ловушкам в этой зоне не проводились и могут быть рекомендованы в качестве первоочередных с целью обеспечения дальнейшего прироста прогнозных ресурсов.

Существенное значение, с точки зрения предварительного выявления ловушек антиклинального типа под подошвой Лемвинского аллохтона, имеют результаты картирования структуры самого аллохтона. Как было показано [516], аллохтон в целом представляет собой пологоволнистую пластину, смятую в третий этап деформаций конформно структурам автохтона. Поэто-

му антиформы аллохтона отвечают антиклинальным структурам автохтона и могут служить одним из первичных прогнозных критериев для выявления перспективных поднадвиговых структур антиклинального типа. Одним из наиболее перспективных объектов такого типа является Грубеинская антиформа, расположенная в районе слияния рек Прав. и Лев. Грубею, которая после проведения детализационных сейсморазведочных работ может быть рекомендована для постановки параметрического бурения. Ее ресурсы на природный газ по категории D_2 предварительно были оценены в размере 2 млрд m^3 [515]. Наиболее типичными из неструктурных ловушек, по нашему мнению, являются рифовые массивы и примыкающие к ним с востока клиноформы склоновых образований, а с запада — клиноформа ранневизейской толщи заполнения некомпенсированной доманикоидной впадины, располагавшейся на месте центральной части Косью-Роговской впадины Предуральского прогиба (рис. 4).

Учитывая примесь сероводорода в большинстве известных газовых залежей восточной части Предуральского прогиба, вероятно, таковыми будут и другие прогнозируемые залежи. Прямым доказательством вероятного наличия таковых под покровом Лемвинского аллохтона могут служить сероводородные источники в долине р. Лемва, непосредственно ниже по течению от линии Хайминского надвига, являющегося в районе подошвой Лемвинского аллохтона.

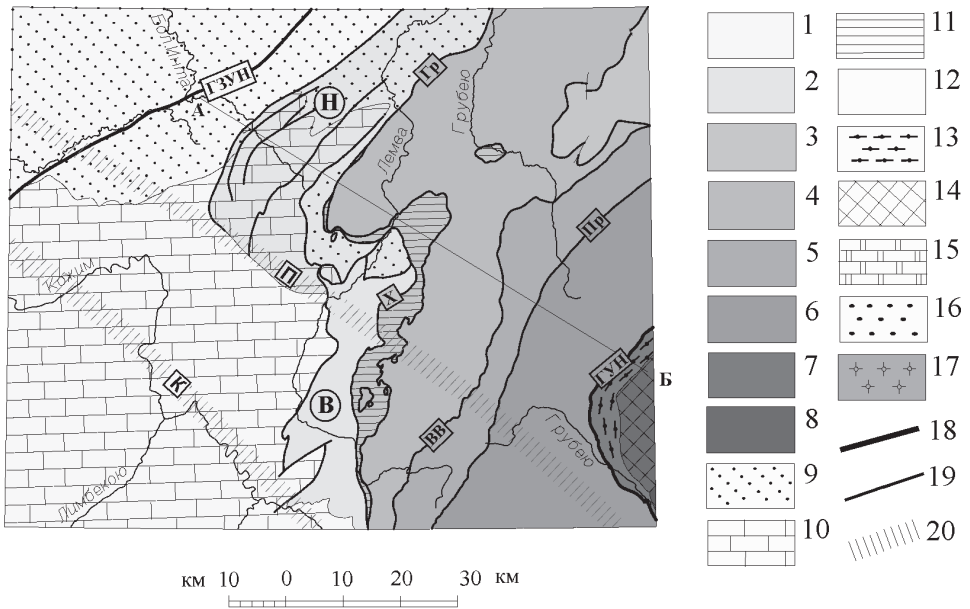
Общеприняты представления о высокой степени катагенетических преобразований карбонатных пород восточного борта Предуральского прогиба и отсутствии поэтому перспектив в отношении залежей нефти в этой зоне. Однако бурение первой на западном склоне Севера Урала параметрической скв. 1-Верхняя Сочь (глубина забоя 5700 м) на листе Р-40 привело к совершенно неожиданным результатам. Получены данные, что максимальные температуры прогрева в поднадвиговой части в интервале глубин 4882—4887 м не превышали 200 °С, тогда как в верхней аллохтонной части составили 250–300 °С (Глубинное..., 1997).

Согласно гравиметрическим и сейсмическим данным, кровля карбонатов в пределах восточного борта Предуральского краевого прогиба на такой глубине находится только в его центральной части и затем воздымается в направлении Урала. Поэтому нельзя исключать вероятности наличия в поднадвиговой зоне и нефтяных залежей [516].

Общие прогнозные ресурсы газа в Восточно-Лемвинском НГР оценены М.Ю. Острижным (Острижный, 2002ф) для средневизейско-нижнепермского карбонатного комплекса в 89, 4 млрд m^3 на площадь 3, 27 тыс. км². По нашим построениям площадь НГР составляет 3,55 тыс. км², поэтому прогнозный потенциал составит не менее 97 млрд m^3 .

Прогнозный потенциал девонско-каменноугольного комплекса для этой зоны предположительно может быть оценен по аналогии с соседним Интинско-Лемвинским НГР с коэффициентом аналогии 1,0 в 10,7 млрд m^3 . Хотя его продуктивность несомненно выше, учитывая охарактеризованные варианты неструктурных ловушек УВС.

Общие прогнозные ресурсы всех категорий Северо-Предуральской НГО на территории листа Q-41 составляют 117,5 млн т нефти, 5,9 млн т конденсата и 190,4 млрд m^3 газа. Общие прогнозные ресурсы всех категорий ТПП на территории листа Q-41 составляют 197,8 млн т нефти, 5,9 млн т конденсата и 192,7 млрд m^3 газа.



Схематический разрез по линии АБ

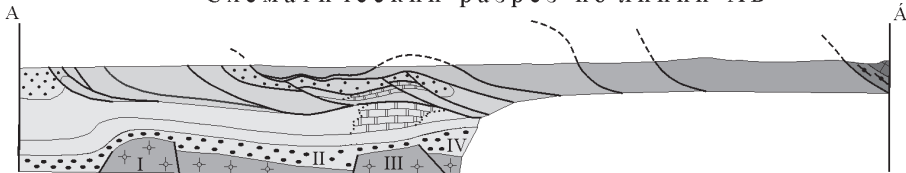


Рис. 4. Главные тектонические элементы покровно-надвиговой структуры в Южно лемвинском районе по М. А. Шишкину [516].

1—6 — Западно-Уральская складчато-надвиговая зона: 1 — автохтон, 2 — паравтохтоны (Н — Нерцетский, В — Верхнелемвинский); 3—6 — Лемвинский аллохтон, в том числе покровы (3 — Хайминский, 4 — Грубеинский, 5 — Верхнепарноокско-Воровожский, 6 — Приводораздельный); 7 — зона Главного Уральского надвига, 8 — Восточно-Уральская складчато-надвиговая зона, Дзеляюский террейн; 9 — формации коллизионного этапа (флиш и моласса), 10 — шельфовые формации карбонатной платформы (только на схеме), 11 — шельфовые формации среднего-верхнего ордовика в составе Хайминского покрова (только на схеме), 12 — батиальные формации в составе Верхнелемвинского паравтохтона и Лемвинского аллохтона, 13 — глаукофаниты зоны ГУН, 14 — габбро-амфиболиты Дзеляюского террейна, 15 — барьерные рифы (только на разрезе), 16 — рифтогенные формации (только на разрезе), римскими цифрами подписаны структуры рифтогенного этапа: палеогорсты (I — Саледский, III — Балбаньюский), палеограбены (II — Малдынырдский, IV — Росомахинский); 17 — байкальский фундамент (только на разрезе), 18 — главные разломы (ГЗУН — Главный Западно-Уральский надвиг, ГУН — Главный Уральский надвиг); 19 — прочие разломы, в том числе надвиги (X — Хайминский, Гр — Грубеинский, ВВ — Верхнепарноокско-Воровожский, ПР — Приводораздельный); 20 — отраженные разломы фундамента (П — Парноокский, К — Кожимский).

Западно-Сибирская нефтегазоносная провинция охватывает всю попадающую на лист часть Западно-Сибирской плиты. В качестве варианта минерагенического районирования в пределах листа принята соответствующая карта, опубликованная Г.П. Мясниковой и А.В. Шпильманом в сборнике «Пути реализации нефтегазового потенциала ХМАО» (2001). По мнению этих авторов, здесь выделяются Восточно-Уральская и Приуральская нефтегазоносные области (НГО).

Восточно-Уральская перспективная НГО (15Н6Гз/PZ—K₁) занимает практически всю площадь юго-восточной части листа, а ее восточная граница проходит приблизительно по восточной окраине Аксарской мегатеррасы [254]. Ранее эти земли многими исследователями [136, 137, 199], считались бесперспективными и малоперспективными с плотностью первоначальных ресурсов до 1—3 тыс. т/км². Подобная отрицательная оценка была дана по комплексу гидрогеологических и геологических показателей, полученных при бурении одиночных скважин до вскрытия пород складчатого фундамента на профиле Азовы-Мужи и многих разведочных площадях. В частности здесь предполагалось распространение по всему разрезу инфильтрационных вод и малая мощность (не более 1—1,2 км) осадочного чехла, что в целом неблагоприятно сказывалось на процессах генерации УВ.

Наряду с этим, даже при явно недостаточной изученности территории глубоким бурением и сейсмикой представляется возможным в какой-то мере по-новому оценить ее перспективы. В данном случае в первую очередь учитывались такие критерии, как структурно-тектонические, закономерности размещения уже выявленных залежей по разрезу и площади, литолого-фациальные условия формирования отложений, потенциально образующих нефтегазокомплексы и резервуары, наличие глинистой покрышки над предполагаемыми скоплениями УВ. То есть в основу прогноза были положены материалы составленных нами «Схемы геологического строения фундамента», «Тектонической схемы платформенного чехла», «Карты литолого-стратиграфических подразделений, залегающих на фундаменте» и выполненных В.А. Галунским [324] региональных обобщений результатов геофизических работ, представленных в виде структурных карт по горизонтам «А» и «Б».

Предполагается, что основные перспективы в Восточно-Уральской НГО связываются с терригенно-карбонатными палеозойскими и терригенными юрскими отложениями, а также с корами выветривания, иногда достигающих на гранитных массивах мощности 60—75 м. Что касается нефтегазоносности палеозойских образований, то она подтверждена [232], в частности, наличием в разрезе живецкого яруса среднего девона правобережья р. Бол. Люля битуминозных трещиноватых известняков мощностью 80 м. Территориально этот участок отвечает Тагило-Магнитогорской структурно-формационной мегазоне, нефтегазоносность которой в целом положительно оценивается в публикации Э.В. Киркина и др. в № 6 журнала «Геология нефти и газа» за 1997 г. По их мнению, отмеченные на листе Р-41 многочисленные проявления нефти и битума связаны с турнейской толщей известняков, аргиллитов и алевролитов. Все изложенное позволяет с определенной условностью экстраполировать эти факты и на другие участки развития в разрезе палеозойского фундамента рассматриваемой части ЗСП девонско-каменноугольных терригенно-карбонатных образований (на кар-

те доюрских образований с индексами D_3-C_1, C_1), в основном благоприятных для локализации залежей нефти.

Следует подчеркнуть, что прогнозируемые объекты подобного типа в плане часто совпадают с рифтогенными зонами и рифтоподобными структурами, выделенными ранее по комплексу геофизических данных. Впервые роль рифтов в формировании месторождений УВ была отмечена в работах Ю. Т. Афанасьева (1977), А. А. Нежданова (2002) и многих других исследователей Западной Сибири.

Из юрских стратонов определенный интерес представляет тюменская свита, часто представленная толщей (35—45 м) разнозернистых песчаников и алевролитов, иногда с линзами гравелитов и конгломератов и продуктивными в соседних районах пластами «ЮК₂—ЮК₄». Ее распространение на площади исследуемого объекта отражено на упомянутой ранее «Карте литолого-стратиграфических подразделений...», где она заполняет структурные понижения кровли палеозойского фундамента. Основным же перспективным геологическим объектом в районе является вогулкинская толща (до 60—80 м) средней—верхней юры. В разрезе иногда четко картируются две литопачки: нижняя (пласт «П₂₋₃») — разнозернистые песчаники с прослоями гравелитов и конгломератов, выше — пачка (пласт «П₁») органогенно-обломочных известняков, спонголитов, песчаников, гравелитов и конгломератов. Песчаники характеризуются высокими значениями открытой пористости (до 38 %) и проницаемости [136, 137]. Следует подчеркнуть, что именно с этими коллекторами связаны основные залежи Березовской группы месторождений газа на соседней Приуральской НГО. Некоторый интерес представляют также даниловская серия и абалакская свита (фациальный аналог вогулкинской толщи), а именно — встречаемые в нижней части их разреза («пахомовская толща») прослой до 8—11 м песчаников и алевролитов, формирующих продуктивный пласт «Ю₂⁰».

Среди меловых подразделений несомненно внимания заслуживает леушинская свита готерива—апта, характеризующаяся наличием в ее составе двух литопачек («Н» и «М») соответственно мощностью до 60 и 40 м, в основном представленных чередованием песчаников и алевролитов при участии известняков. Пласт «Н» этой свиты участвует в строении некоторых месторождений газа Березовского ГР [136, 137].

Таким выглядит перечень возрастных подразделений (стратонов) палеозойско-мезозойского разреза Восточно-Уральской НГО, с которыми в определенных структурных условиях залегания могут быть связаны перспективы обнаружения залежей нефти и газа. Предполагается, что на рассматриваемой территории наиболее вероятно широкое развитие ловушек на бортах прогибов. В первую очередь это касается зон их сочленения с крупными положительными структурами. Для платформенного чехла к числу таковых структурных «соседей» можно отнести Шурышкарскую впадину — Тильгимский выступ и Хашгорский мегавал, Ляпинский мегапрогиб — Висимский мегавал и Аксарскую мегатеррасу. Основными продуктивными комплексами здесь являются отложения даниловской и леушинской свит, а также кора выветривания по породам складчатого основания. При выделении на «Карте прогноза на нефть и газ» перспективных геологических объектов (площадей) учитывалось обязательное наличие в их пределах надежной глинистой покрывки и глубины (не менее 0,8—1,0 км) залегания предполагаемой залежи.

Наряду с вышеизложенным, теоретически нельзя полностью отвергать возможность обнаружения скоплений УВ и на некоторых структурах II порядка (структурный мыс, малый вал, куполовидное поднятие) в пределах изогипс 0,9—1,0 км в ловушках в породах коры выветривания.

Приуральская НГО (16Н, Гз/PZ—К₁) расположена в юго-восточном углу площади листа, в тектоническом отношении отвечающей Верхнеполюйской моноклинали и Чуэльскому выступу Зауральского геоблока [254], а также восточному периклинальному окончанию Аксарской мегатеррасы — структурам надпорядковым и I порядка. Здесь уже открыто четыре месторождения газа, в основном связанных с юрским продуктивным комплексом. В минералогическом плане рассматриваемая территория полностью входит в состав *Березовского газоносного района* (16.1Гз). Судя по структурным картам отдельных возрастных подразделений платформенного чехла, здесь наблюдается общее восточное погружение этой зоны [324]. Так, по горизонту «А» абс. отметки в этом направлении изменяются от — 1,1—1,2 до — 1,6—1,7 км, а по горизонту «Б» — в диапазоне — 1,1—1,6 км.

Все разведанные в Березовском ГР месторождения (Северо- и Южно-Алясовское, Похромское, Деминское) и два проявления газа приурочены к Алясовскому малому валу. За исключением Похромского все месторождения представлены 2—3 залежами высотой от 2—9 до 71—129 м, стратиграфически связанными с отложениями вогулгинской толщи (пласт «П») средней верхней юры и леушинской свиты (пласт «Н») нижнего мела. Следует подчеркнуть, что пласт «П» в некоторых случаях предположительно объединяет зону контакта осадочного чехла и фундамента — кору выветривания и непосредственно трещиноватые породы палеозойского субстрата. Характеристика месторождений газа приведена в табл. 2.

В целом Березовский ГР в границах рассматриваемой площади достаточно хорошо изучен глубоким поисковым бурением: практически все пробуренные вне контуров месторождений скважины при испытании дали притоки (1,8—160 м³/сут) минерализованных вод или оказались «сухими» [136, 137]. Лишь в Похромской скв. 189-Р (глубина 1472 м) и Деминской скв. 28-Р (интервал 1294—1298 м) из отложений вогулгинской толщи были получены незначительные притоки газа соответственно 0,01 и 0,72 млн м³/сут. Все это позволяет связывать перспективы Приуральской НГО лишь с малоизученными здесь отложениями тюменской свиты средней юры, что соответствующим знаком и отражено на «Карте прогноза...». В заключение следует отметить, что при прогнозировании использованы утвержденные для Западной Сибири данные районирования территории по удельной плотности прогнозных ресурсов УВ. Наряду с этим в них внесена и незначительная корректировка — так называемая «бесперспективная территория» нами не выделяется и отнесена к зоне с плотностью ресурсов менее 1 тыс. т/км². Результаты количественной оценки прогнозных ресурсов, охарактеризованных выше НГО, приведены в табл. 17.

Каменный и бурый угли. Наибольший интерес для новых месторождений и перспективных площадей коксующихся и энергетических углей представляет пермская угленосная формация Печорского угольного бассейна. Перспективны на обнаружение новых крупных и средних месторождений бурого угля нижнемезозойские угленосные отложения Сосьвинско-Салехардского бассейна, однако их освоение в обозримом будущем может быть связано с экономическим освоением территории в целом, и в частности с проек-

Подсчет прогнозных ресурсов УВ (тюменская часть листа Q-41)

Индекс клетки и номер объекта на карте	Площадь объекта, км ²	Принимаемая удельная плотность ресурсов, тыс. т/км ²	Прогнозные ресурсы категории D ₂ , тыс. т	Средняя предполагаемая мощность полезной толщи	Геологический индекс продуктивного комплекса*
Восточно-Уральская НГО					
III-6-1	1250	0,6	750	30	KB + J ₂ —K ₁
IV-6-2	220	0,5	110	10	KB
IV-5-3	90	0,5	45	10	KB
IV-5-4	70	0,5	35	10	KB
IV-6-5	50	0,5	25	10	KB
V-5-6	70	0,5	35	10	KB
V-3-7	380	0,3	114	50	D—C
V-4-8	1800	0,8	1440	30	KB + J ₂ —K ₁
V-6-9	75	0,5	37	10	KB
V-5-10	800	0,5	400	15	KB
V-5-11	60	0,5	30	10	KB
VI-3-12	180	0,3	54	50	D—C
VI-6-13	90	0,5	45	10	KB
VI-2-14	320	0,5	160	50	D—C
VI-5-15	1300	0,5	650	50	D—C
Итого:	6755		3930		
Приуральская НГО					
VI-6-16	250	3,0	750	35	J ₂
VI-6-17	400	3,0	1200	35	J ₂
V-6-18	220	3,0	660	35	J ₂
Итого:	870		2610		
Всего по району:	7625		6540		

* KB — кора выветривания пород фундамента (T—J₁)

тируемым строительством железной дороги вдоль восточного склона Полярного и Приполярного Урала. Перспективы выявления промышленных и конкурентоспособных углей в карбоновой угленосной формации и в нижнем мелу проблематичны.

Изученность Печорского угольного бассейна остается пока низкой. Разведанные запасы составляют 5,8 %, а осваиваемые промышленностью — 0,5 % от общих ресурсов.

Оценки геологических ресурсов углей Печорского бассейна производились неоднократно, являясь логическим завершением определенных этапов изучения.

Первые оценки ресурсов углей бассейна относятся к 1930-м годам, когда его контуры только намечались. Первый подсчет ресурсов углей в современных границах был выполнен в 1956 г. Ресурсы были оценены в 344 млрд т, что вывело его в крупнейшие угольные бассейны Европы. Позднее, когда были введены ограничения на глубину подсчета, мощность и зольность угольных пластов, его общие ресурсы уменьшились в 1962 г. до 303 млрд т, а затем в 1968 г. до 214 млрд т без учета прогнозных ресурсов III группы.

Основные параметры прогнозной оценки ресурсов углей приняты в соответствии с «Методическим руководством по оценке прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых» (1988). Нижний предел мощности угольных пластов, включаемых в подсчет ресурсов, принят 0,5 м, верхний предел зольности — 50 %. Кондиционные ресурсы подсчитывались по пластам мощностью 0,7 м и более и с зольностью менее 40 %. Глубина подсчета ресурсов углей 1500 м, включая и бурые угли.

В 2002 г. с использованием данных параметров в рамках очередной переоценки прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых по состоянию на 1.01.2003 г. выполнен пересчет ресурсов углей Печорского бассейна. Подсчет ресурсов бурых углей произведен до глубины 600 м.

Общие геологические ресурсы углей Печорского бассейна составили 267 750 млн т, из которых 15 493 млн т учтены Государственным балансом и 252 257 млн т оценены как прогнозные. К кондиционным отнесено 184 228 млн т, что составляет 68,8 % от общих геологических ресурсов. Из них 8531 млн т учтены Государственным балансом, что составляет 4,6 % от кондиционных ресурсов, 46 254 млн т (18,3 %) оценены по категории P_1 , 64 491 млн т (25,5 %) — по категории P_2 и 64 952 млн т (25,7 %) — по категории P_3 .

Общие ресурсы углей для коксования в Печорском бассейне оцениваются в 40 600 млн т, из которых 4 372 млн т учтены Государственным балансом и 36 238 млн т подсчитаны как прогнозные. К кондиционным отнесено 24 150 млн т, что составляет 59,5 % от общих ресурсов коксующихся углей.

Разведанные запасы коксующихся углей составляют 10,8 % от общих ресурсов углей для коксования. 88 % ресурсов коксующихся углей бассейна располагаются в северо-восточной части Воркутского района и в Хальмерьюском районе (табл. 4).

Общие ресурсы энергетических углей Печорского бассейна составляют 227 148 млн т, из которых 11 118 млн т учтены Государственным балансом и 216 030 млн т подсчитаны как прогнозные категории P_1 , P_2 , P_3 .

К кондиционным отнесено 160 073 млн т, что составляет 70,4 % от общих ресурсов энергетических углей. Среди общих ресурсов энергетических углей доля бурых составляет 17,8 %, каменных — 81,7 % и антрацитов — 0,5 %. Доля длиннопламенных углей составляет 74,7 % от общих ресурсов энергетических углей бассейна.

Ресурсы углей для энергетики расположены во всех угленосных районах бассейна и распределяются следующим образом: Воркутский район (вместе с Роговским) — 179 834 млн т, Интинский — 21 118 млн т, Паэмбойско-Хальмерьюский — 862 млн т, Адзьвинский (в том числе поднятие Чернова и Варандей-Адзьвинский районы) — 21 092 млн т.

В пределах листа Q-41, где расположена основная часть Печорского бассейна, выделено 19 прогнозных площадей (прил. 3). При этом, в связи с многоярусностью угольных пластов и различной их изученностью в разных диапазонах глубин, прогнозные площади могут по-разному соотноситься с контурами месторождений (точнее площадями подсчета запасов на месторождениях) — примыкать к ним, как бы подстилать или перекрывать их (полностью или частично).

Для нетрадиционных направлений использования углей Печорского бассейна пока ни одна существующая программа не предусматривает новых видов использования печорских углей. Опытные исследования с получением конечного продукта проводились только по полукоксуванию и получению формованного кокса. Для полукоксувания используются каменные угли низкой стадии метаморфизма (марки Д, ДГ, Г). По оптимальным показателям качества, перспективным сырьем для получения кокса являются угли Сейдинского, Воргашорского и Паембойского месторождений. Общие ресурсы углей для полукоксувания составляют 6,5 млрд т, в том числе разведанные по категориям $A + B + C_1$ — 2,5 млрд т.

Производство формованного кокса позволяет использовать ресурсы углей марок «Д», «ДГ», «Г», «ГЖО». Обычно доля углей этих марок составляет 5—15 %. Такие угли известны на Воргашорском, Усинском и Сейдинском месторождениях. Общие кондиционные ресурсы углей составляют 4,8 млрд т, в том числе 1,5 млрд т по категории $A + B + C_1$.

Печорский бассейн — единственный в европейской части России, ресурсы которого позволяют пока наращивать мощности по добыче коксующихся и энергетических углей. Потребность в коксующихся углях до 2020 г., по различным данным, оценивается от 14 млн т до 25 млн т в год, в энергетических — до 20—25 млн т в год, при этом для энергетических углей может увеличиться в 2—4 раза за счет Уральского региона при строительстве железной дороги Архангельск—Сыктывкар—Пермь по трассе «Белкомур».

На Воркутском месторождении с увеличением глубины разработки возрастают напряжения горных пород, повышается температура, опасность горных ударов, усложняется проветривание, подъем и водоотлив, что сказывается на технико-экономических показателях и себестоимости добычи на шахтах Воркуты, которая уже близка к мировым ценам на уголь. Через 10—15 лет добыча здесь станет нерентабельной. Необходимо начать новое шахтное строительство на подготовленном фонде запасов на Усинском (Усинская № 1, Усинская № 4), на Воргашорском (Воргашорская № 4) и на Верхнесырьягинском (Верхнесырьягинская № 1) месторождениях.

Необходимо восполнение сырьевой базы коксующихся (особо ценных марок «К» и «ОС») и энергетических углей. Для подготовки запасов коксующихся углей рекомендуется проведение оценочных работ на участке Южный Хальмерьюского месторождения и на участке № 3 Нижнесырьягинского месторождения; энергетических углей — на полях шахт № 5, 8 и 6 в южной части Сейдинского месторождения и на участке Южный Воргашорского месторождения.

В пределах Сосьвинско-Салехардского угольного бассейна в *Северо-Сосьвинском районе* (10.1УБ/Т₃—J₂) пока разведано лишь Люльинское месторождение (VI-1-23), в структурном отношении приуроченное к одноименной grabenoобразной впадине. Прогнозные ресурсы на флангах месторождения оценены по категории P₁ — 101,5 млн т.

К числу объектов, перспективных для поисков залежей бурых углей, можно отнести Сертыньинскую и Ятринскую впадины с аналогичным Люльинскому месторождению геологическим строением. Так, в зоне Ятринской впадины (низовья р. Лямья — приток Ятрии) в поисковых скважинах 4005-Л и 4009-Л в отложениях ятринской и яны-маньинской свит на глубинах 490—540 м было отмечено до восьми пластов углей мощностью 0,7—2,6 м. Прогнозные ресурсы до глубины 300 м оценены по категории P_2 — в 129,4 млн т [451].

Учитывая структурное сходство и пространственную близость к Люльинскому месторождению, прогнозные ресурсы Сертыньинской впадины по методу аналогии по категории P_3 можно оценить, учитывая слабую изученность, в 50% от суммы запасов и ресурсов Люльинской впадины до глубины 300 м в 80—100 млн т.

Угленосность *Хулгинско-Салехардского района* (10.2 УБ/ T_3 —J) в пределах листа изучена очень слабо. По структурной позиции является продолжением Северо-Сосьвинского угленосного района с доказанной угленосностью и на северном своем замыкании, за рамкой листа завершается Обской площадью с установленной угленосностью. Поэтому рассматривается как потенциально перспективный. При геологической съемке [408, 403, 168] в отложениях ятринской, яны-маньинской, тольинской и маурыньинской свит были встречены линзы и прослой от первых сантиметров до 2,6 м бурых углей и лигнитов (0,2—1,9 м).

По результатам работ Хараматолоуской ГСП [408] на основании бурения трех скважин в составе района была выделена перспективная Варчатинская угленосная площадь, с проявлениями углей, приуроченными к отложениям маурыньинской свиты. Бурые угли залегают среди песков и алевролитов в виде линз и прослоев, часто сближенных, достигая, по данным каротажа, мощности суммарного пласта 1,3 м на глубинах 300—400 м. При общей предполагаемой площади продуктивных отложений 30 км², прогнозные ресурсы были оценены по категории P_2 — 90 млн т до глубины 500 м. Учитывая некондиционность пересечений, их более правильно переквалифицировать в категорию P_3 .

По особенностям гравитационного поля в пределах района выделяется еще несколько впадин (Сынинская, Войкарская, Западно-Обская площади), которые потенциально перспективны на угли. Однако пока их оценки крайне противоречивы, даже в отношении развития здесь самих угленосных отложений. Поэтому в районе целесообразно проведение хотя бы по редкой сети сейсмических работ и параметрического заверочного бурения, что позволит произвести картирование продуктивных отложений и более взвешенно дать их прогнозную оценку на бурые угли.

Железо. Наибольший интерес представляют объекты скарново-магнетитовой формации Малоуральского рудного района Райизско-Войкарской ММЗ в связи с интрузиями диоритов конгорского комплекса. Известные железорудные объекты приурочены к двум рудным узлам Усть-Конгорскому и Тяньюскому и соответственно представлены проявлениями Первая и Третья Рудные Горки (III-6-1, III-5-27), авторские оценки ресурсов которых весьма противоречивы, и рядом других, более мелких (Усть-Конгорское, Магнетитовое и др.). Нами, на основании материалов К. К. Золоева [364], прогнозируются средние месторождения с ресурсами по категории P_3 — 67 млн т руды на Первой Рудной Горке и P_2 — 100 + P_3 103 млн т на Третьей Рудной

Горке. Их перспективность повышается в связи с высокой вероятностью обнаружения в скарнах сопутствующего золотого оруденения аналогично месторождению Новогоднее-Монто, которое находится непосредственно за восточной рамкой листа в сходной геолого-структурной позиции.

К югу от Таныюского рудного узла в пределах Малоуральского района выделяется потенциальный Сынинско-Нелкаеганский Cu, Mo, Fe узел. В его составе выделяется Нелкаеганский блок вулканогенно-осадочных пород малоуральской и варчатинской свит, также располагающийся в надинтрузивной зоне образований конгорского комплекса, в центральной части которого известна *Погрышорская* (IV-4-6) магнитная аномалия, которая скорее всего связана с железорудными скарнами, как на Третьей Рудной Горке. Основываясь на ней, прогнозные ресурсы железных руд узла можно оценить по методу аналогии равными сумме ресурсов категорий $P_2 + P_3$ проявления Третья Рудная Горка с коэффициентом достоверности 0,5 в 100 млн т руды.

Весьма перспективной для поисков аналогичных объектов является восточная часть Малоуральского рудного района, перекрытая маломощным мезозойско-кайнозойским чехлом Западно-Сибирской плиты. Здесь рекомендуется проведение современных высокоточных аэрогеофизических работ (МР, АГСМ и др.) масштаба 1 : 50 000. Без них прогнозную оценку данной полосы дать крайне затруднительно. Достаточно уверенно пока можно предполагать, по материалам А. В. Чурсина и др. (2005 г.), только железорудно-скарновую природу магнитных аномалий Пальятурская-1 и 2, находящихся в северной части Центральной-Тагильской МЗ под чехлом Западно-Сибирской плиты, где вышеуказанными авторами выделяется потенциальный Народинский железорудный узел с прогнозными ресурсами категории P_3 — 283 млн т. Однако до подтверждения бурением скарновой природы магнитных аномалий их можно рассматривать только в качестве минерагенического потенциала.

Железо, титан. Перспективность оруденения титаномагнетитового (качканарского) и медно-титаномагнетитового (волковского) типов оруденения на территории листа обусловлена широким развитием в пределах Кершорского рудного района полосчатого дунит-клинопироксенит-габбрового комплекса, по своим особенностям близкого к качканарскому комплексу Платиноносного пояса. Перспективные объекты данного типа располагаются в пределах выделенных нами Пятиреченского и Конгорского Au, Cu, Fe, Ti рудных узлов. Наиболее крупным объектом данного типа является выявленное при ГДП-50 [408] Дзелятышорское проявление. Среди минерагенических факторов I-го рода, контролирующих данный вид, главным является магматический, вследствие которого титаномагнетитовое оруденение приурочено к расслоенным телам пироксенитов и габбро кэршорского комплекса. Среди прямых поисковых признаков оруденения можно выделить наличие на территории проявления руд данного типа. Среди косвенных — фискация оруденения аномалиями магнитного поля (более 6000 нТл). На основании перечисленных выше факторов [408], на Дзелятышорском проявлении (II-5-65) по геофизическим аномалиям прогнозируется крупное месторождение с ресурсами категории P_2 в количестве 1094 млн т титаномагнетитовых руд.

Проявление Гора Черная (II-6-90) расположено на северном склоне горы Черная в диаллаговых пироксенитах; на площади около 1500 × 350 м установлено три зоны минерализации с вкрапленностью титаномагнетита [63,

55, 44]. Содержания компонентов составляют (%): Fe_2O_3 — 4,0—22,77; FeO — 6,05—7,8; TiO_2 — 0,41—0,97; V_2O_5 — 0,12—0,29; Cu — до 0,1. Авторские оценки масштаба оруденения противоречивы. Однако с учетом данных по Дзелятышорскому проявлению и наличию крупной магнитной аномалии нами на проявлении прогнозируется крупное месторождение с прогнозными ресурсами титаномагнетитовых руд по категориям P_2 — 500 млн т, P_3 — 1000 млн т.

Перспективность данных объектов может возрасти в связи с пространственно ассоциирующим меднорудным с золотом, платиной и палладием оруденением волковского типа и строительством железной дороги вдоль восточного склона Урала. Поэтому данные объекты рекомендуются для дальнейшей оценки, прежде всего на глубину. В то же время, по мнению К. К. Золоева [364], они вряд ли могут быть востребованы как железорудные в обозримом будущем, ввиду того, что на Среднем Урале промышленные запасы этих руд могут обеспечить всю металлургическую промышленность Урала на многие десятилетия.

Марганец. В пределах Полярноуральского сегмента Уральской провинции выделяются четыре металлогенические эпохи, характеризующиеся наличием перспектив на обнаружение промышленных месторождений марганца: позднерифейско-ранневендская, позднеордовикская, позднедевонская и позднепалеогеновая.

В пределах листа наибольшие перспективы в настоящее время связываются с позднеордовикской, позднедевонской и позднепалеогеновой эпохами.

Позднерифейско-вендская эпоха представлена на листе в Хараматолоуском рудном районе многочисленными проявлениями спессартин-магнетит-кварцевых пород, классифицируемых по формальным признакам как гондиты. Химический состав гондитов: SiO_2 — 65,3—67,3 %; MnO — 2,6—4,2 %. Ни по составу, ни по содержаниям марганца практического интереса они представлять не могут, несмотря на отдельные пробы с более высокими содержаниями марганца. Не стоит переоценивать роль гондитов и в качестве субстрата олигоценовых кор выветривания, так как в пределах Хараматолоуского блока нет благоприятных геоморфологических факторов для их сохранности. Поэтому оценка прогнозных ресурсов Хараматолоуского района Л. Я. Островским и др. (2006 г.) по категории P_3 в количестве 39 млн т руды представится, по нашему мнению, завышенной и не может рассматриваться даже в качестве металлогенического потенциала.

К позднеордовикской эпохе относится Парнокское железо-марганцевое месторождение и группирующиеся вокруг него проявления в составе Парнокского рудного узла, приуроченные к верхам разреза кремнисто-карбонатной формации качамылькской свиты. Первичное марганцевое и железорудное оруденение имеет стратиформный характер и, вероятно, позднеордовикский возраст. Карбонатные и силикатно-карбонатные руды, относящиеся к главному промышленному типу, отличаются высокими содержаниями Mn — 20—43 % (25,6 % в среднем по месторождению) и низкой фосфористостью P — 0,02—0,05 % (0,03 % в среднем по месторождению).

Верхние горизонты месторождения прошли гипергенную проработку в интервале глубин 30—50 м в эпоху позднепалеогенового корообразования, что привело к образованию окисленных марганцевых руд. Их характеристика дается при описании позднепалеогеновой формации кор выветривания.

**Запасы и ресурсы марганцевых руд Парнокского месторождения
по данным поисково-оценочных и разведочных работ (млн т)**

Участок	Окисленные руды			Карбонатные руды			
	C ₁	C ₂	P ₁	C ₁	C ₂	P ₁	P ₂
<i>Открытая разработка</i>							
Магнитный-1	0,795	0,152		0,547	0,126		
Магнитный-2		0,245			0,710		
Усть-Пачвожский			0,172		1,437		
Восточный		0,139	0,378		0,280	1,490	
Всего	0,795	0,536	0,550	0,547	2,553	1,490	
<i>Подземная отработка, подземное выщелачивание или СГД</i>							
Всего					10,113	11,2	7,781
<i>Месторождение в целом</i>							
Итого	0,795	0,536	0,550	0,547	12,666	12,690	7,781
Итого C₁ + C₂ + P₁ + P₂		1,9			33,7		

При производстве разведочных и поисково-оценочных работ на Парнокском месторождении [517] была дана исчерпывающая прогнозная оценка ресурсов всех типов руд, в том числе и с учетом способов отработки (табл. 18).

Прогнозные ресурсы категории P₂ проявления Дальнее на глубинах свыше 600 м не учитывались, так как их отработка экономически нерентабельна.

Определенные перспективы в приросте запасов окисленных руд в пределах Парнокского узла связываются с магнитной аномалией Южная (IV-2-32), которая предположительно обусловлена залегающими на небольшой глубине железо-марганцевыми рудами. По аномалии методом экспертных оценок подсчитаны ресурсы категории P₂ в размере 2 млн т окисленных и полуокисленных марганцевых руд [515], которые нами в настоящее время предлагается отнести к категории P₃, в виду отсутствия заверки.

При проведении апробации в ВИМС по состоянию на 1.03.2003 г., все прогнозные ресурсы Парнокского узла к учету не были приняты под необъяснимым предлогом достаточности имеющихся запасов. Эта позиция нами не разделяется.

Для оценки прогнозных ресурсов марганцевых руд парнокского типа на других площадях Парнокское месторождение принимается в качестве месторождения аналога.

Важнейшими рудоконтролирующими факторами являются:

— стратиграфический (наличие продуктивных отложений качамыльской свиты среднего—позднего ордовика);

— приуроченность к зоне сочленения относительно глубоководных (Лемвинская СФЗ) и мелководных шельфовых (Елецкая СЗФ) отложений, которая контролируется продольными разломами, заложенными в рифтогенную стадию уралид;

— связь с древними зонами разломов глубокого заложения северо-западной ориентировки, ограничивающими поперечные поднятия западного склона Урала (Кожимское, Собское, Оченырское).

Прямым поисковым признаком является связь с магнитными аномалиями и геохимическими аномалиями марганца.

По комплексу отмеченных выше признаков на западном склоне Приполярного и Полярного Урала выделяются Усинско-Карская перспективная площадь, приуроченная к полосе развития продуктивных отложений качамылькской свиты по северному обрамлению Собского и южному Оченырского поперечных поднятий. С учетом наличия незаверенных магнитных аномалий прогнозные ресурсы оцениваются по аналогии с Парнокским рудным узлом с коэффициентом достоверности 0,5 по категории P_3 — 18 млн т. Технико-экономические показатели освоения ресурсов сопоставимы с Парнокским месторождением ввиду близости от Воркутинского промышленного района.

К позднедевонской эпохе относятся мелкие пункты минерализации и проявления силикатно-карбонатных и карбонатных марганцевых руд (6—10 % Mn), приуроченные к яшмоидной пачке фаменского возраста в разрезе няньворгинской свиты, которая характеризуется повсеместно повышенным геохимическим фоном по марганцу (до 1—2 %). Наибольшей концентрации марганцевого оруденения этого типа достигает в Собско-Пальникском Ва, Mn районе в пределах Собско-Пайпудынского фосфорит-марганец-баритового узла. Поэтому можно сделать вывод, что для оруденения данного типа наиболее благоприятны восточные наиболее глубоководные фации няньворгинской свиты и вероятно рудоконтролирующая роль разломов фундамента, ограничивающих Собское поперечное поднятие. Первоначальный генезис рудопоявлений марганца в няньворгинской свите, по-видимому, гидротермально-осадочный. Как правило, все эти проявления не имеют практического значения из-за низких содержаний марганца, карбонатно-силикатного характера руд, высокого общего содержания кремнезема по породе в целом. ОАО «ПУГПП» проведен значительный объем поисковых работ на этот тип руд, в результате чего был выявлен ряд проявлений, представляющих определенный практический интерес сложенных преимущественно карбонатными родохрозит-манганокальцитовыми рудами при мощностях пластов 0,5—1,0 м, редко до 2 м и более, при содержаниях от 16 до 26 % MnO (средние 16—20 %). Отмечены и более высокие содержания по рудным пересечениям до 35 и даже 39 % MnO, как правило, связанные с окисленными рудами. Ввиду того, что выявленные рудные тела имеют линзовидный невыдержанный характер, подсчет прогнозных ресурсов авторами [374] произведен методом прессования с использованием коэффициента рудоносности при повышенных средних параметрах рудных тел и предполагаемом среднем содержании в руде 20 % Mn. При апробации в ВИМС авторская оценка была скорректирована, и прогнозные ресурсы были утверждены для Собско-Пальникского района в целом (включая Собско-Пайпудынский рудный узел) по категориям P_2 — 20 млн т, P_3 — 25 млн т силикатно-оксидно-карбонатных руд. При этом и данная оценка является завышенной, так как технико-экономическая оценка по результатам технологических испытаний будет явно отрицательной. В то же время высокая концентрация признаков марганценосности в пределах узла позволяет надеяться на выявление здесь небольших промышленных объектов окисленных марганцевых руд.

На территорию листа попадает также южная часть Талота-Байдарацкого марганец-полиметаллического рудного района, пространственно совпадающего с полем орангского аллохтона. А. Я. Ильющенковым и Л. Я. Островским (2006) при оценке марганценосности он рассматривается в качестве Орангско-Талотинской МЗ. Марганценосность района также связана с отложениями няньворгинской свиты, которая раньше ошибочно включалась в состав орангской свиты. Здесь давно известна протяженная (более 20 км) геохимическая аномалия марганца, а также установлены отдельные коренные выходы карбонатных марганцевых руд (3,8—12 % MnO) и элювиально-делювиальные развалы окисленных и полуокисленных руд (16—25 % MnO). Поэтому для прогноза здесь применимы параметры, использованные для Пайпудынско-Собского рудного узла. Протяженность продуктивной полосы составляет в пределах листа 35 км. Средняя мощность рудоносной пачки 150 м, коэффициент рудоносности — 0,02, средняя плотность руды 3,0 т/м³. Коэффициент подобия 0,8. Прогнозные ресурсы руды по категории P₃ до глубины 100 м составят:

$$35\ 000 \times 150 \times 0,01 \times 100 \times 3,0 \times 0,8 = 25 \text{ млн т.}$$

С позднепалеогеновой эпохой связано развитие марганценосных кор выветривания латеритной формации и связанных с ними зон окисления первичных марганцевых руд в пределах низких и высоких предгорий Урала. Типовым объектом является зона окисления Парнокского месторождения, развитая по первичным силикатно-карбонатным рудам и марганцовистым известнякам позднеордовикского уровня. Рудные коры выветривания Парнокского месторождения по морфологическим особенностям относятся к площадному и линейно-трещинному типам. По генезису рудные коры относятся к остаточному и отчасти инфильтрационно-остаточному типам. Кроме того, локально развит контактово-карстовый тип. Запасы и ресурсы богатых окисленных руд участков Магнитный-1, 2 (по категориям C₁ + C₂ + P₁ подсчитаны в количестве 1,9 млн т, что составляет 6 % от общего количества запасов и ресурсов месторождения и 40 % от запасов и ресурсов, пригодных для открытой отработки. Ни более вероятно, что доля окисленных руд на вновь прогнозируемых объектах будет находиться в аналогичных соотношениях.

Также благоприятным субстратом для развития марганценосных кор выветривания являются марганцовистые яшмоиды и фтаниты с прослоями родохрозит-мангано-кальцитовых руд позднедевонского (няньворгинского) марганценосного уровня, что находит подтверждение в результатах работ ОАО «ПУГПП» в пределах Собского рудного поля. Здесь в зонах окисления установлены содержания Mn до 39,1 %. С этой точки зрения больший интерес по сравнению с Собским рудным полем, по нашему мнению, представляет Пайпудынская ЭСД, где уже доказаны широкое развитие, большая мощность линейно-площадных олигоценовых кор выветривания. При их развитии по марганецсодержащим породам няньворгинской свиты вполне вероятно выявление мелких промышленных объектов окисленных марганцевых руд с ресурсами в первые млн тонн. Техничко-экономическая оценка будет положительной ввиду близости транспортной инфраструктуры.

С учетом отмеченных выше соотношений первичных и окисленных руд на Парнокском месторождении прогнозные ресурсы окисленных руд в пределах листа оцениваются в двух вариантах — 6 и 40 % от суммы общих ресурсов. По Усинско-Карской площади — 1,0 (7,2) млн т, по Собско-Пай-

пудынскому рудному узлу — 2,7 (18) млн т, по Талота-Байдарацкому рудному узлу — 1,5 (10) млн т.

Хромиты. Гипербазитовые массивы Полярного Урала по своему строению и геолого-тектонической позиции отличаются от других массивов Урала. Помимо крупных размеров, полярноуральские гипербазитовые массивы выделяет ненарушенное залегание и глубокий эрозионный срез. Этим обстоятельством объясняется широчайшее развитие в гипербазитах средне-высокотемпературного многоэтапного корового метаморфизма, отсутствующего в гипербазитовых массивах более южных частей Урала. Процессы метаморфизма привели к глубокому изменению как гипербазитов, так и хромитовых руд. При метаморфизме из хромшпинелидов выносились алюминий и магний, в результате чего повышалась их хромистость и железистость, особенно наглядно это проявилось на в проявлениях Харотское и Косшорское, наиболее приближенных к зоне ГУН.

Важным критерием хромитоносности гипербазитовых массивов, определяющим развитие разных типов хромитовых руд, является развитие хромитоносных структурно-вещественных комплексов гипербазитов гарцбургитовый, дунит-гарцбургитовый и верлит-дунитовый.

Хромитовое оруденение локализуется в нижней дунитовой зоне, среди полосчатых образований дунит-гарцбургитового комплекса и в дунитах поздней фазы.

Массив Рай-Из характеризуется максимальным развитием дунит-гарцбургитового комплекса (86% площади массива). Здесь выявлены самые крупные дунитовые тела и ряд мощных и протяженных хромитоносных зон с оруденением высокохромистого типа. Основная масса хромитовых объектов расположена в западной и юго-западной частях массива и группируются в три рудных поля (Южное, Северное и Западное). Прогнозные ресурсы приведены в прил. 3, по материалам Б. В. Перевозчикова [452].

На Войкар-Сынинском массиве максимально распространен гарцбургитовый комплекс, занимающий 68 % площади гипербазитов. С этим комплексом связаны объекты хромитовых руд глиноземистого типа. На меньшей площади (19 %) развит дунит-гарцбургитовый комплекс, сформировавшийся по гарцбургитовому комплексу. С этим комплексом пространственно и генетически связаны хромитовые руды высокохромистого типа (Хойлинское, Лаптапайское рудные поля).

Строение Хосаинской группы массивов мало изучено, но они ближе к Войкаро-Сынинскому массиву.

В 1999 г. ОАО «Полярно-Уральская ГПП» завершены продолжительные, с 1985 г., поисковые работы на большой площади северной части Войкар-Сынинского массива [447]. В процессе этих работ составлена Геологическая карта масштаба 1 : 25 000, выделены рудные поля и дана их прогнозная оценка, открыты перспективные рудопроявления Лекхойлинское-I и II хромитовых руд глиноземистого типа. Южная половина массива, где геологосъемочные работы проводились в 1950—1960-х годах, остается слабоизученной, хотя перспективность этой части массива, по результатам поисковых работ и критериям хромитоносности, оценивается очень высоко, причем на руды высокохромистого типа.

В 2000 г. на всю площадь Войкаро-Сынинского массива составлена Карта хромитоносности масштаба 1 : 100 000 и дана оценка ресурсов хромитовых

руд с разделением их по типам и по качеству. Ресурсы хромитовых руд в пределах 11 рудных полей составили 355 млн т, из них 189 млн т (53,1 %) руд высокохромистого типа и 166 млн т (46,9 %) руд глиноземистого типа. Ресурсы хромитовых руд высокохромистого типа распределились по классам следующим образом: 50,4 % — смешанные бедные и богатые руды; 32,1 % — бедные руды; 17,5 % — богатые руды. В рудах глиноземистого типа картина иная: здесь резко преобладают руды богатые (88,8 %) над бедными (11,2 %). Помимо рудных полей выделены ресурсы хромитовых руд за их пределами. Гипербазиты дунит-гарцбургитового комплекса полностью вошли в состав рудных полей, поэтому за их пределами дополнительные ресурсы представлены рудами только глиноземистого типа. Ресурсы по рудным полям и за их пределами в сумме составили 425 млн т, из которых на глиноземистые руды приходится 55,6 %, а на высокохромистые — 44,4 %. По общей величине ресурсов наиболее крупными являются Лаптапайское, Хойлинское и Лекхойлинско-Левопайерское рудные поля, на которые приходится 72,6 % всех ресурсов.

Наиболее перспективными рудными полями по ресурсам хромитовых руд и их плотности являются Лаптапайское, Лекхойлинско-Левопайерское и Хойлинское рудные поля. Верхнехойлинское и Кершорское рудные поля отнесены к средне- и высокоперспективным, Погурейское, Лагортинское и Лабогейское — к среднеперспективным, а Косшорское, Верхнелагортинское и Харотское — к низкоперспективным.

Для постановки поисковых работ объектами первой очереди могут служить центральная хромитовая зона (длиной 17 км) Лекхойлинско-Левопайерского рудного поля (хромитовые руды глиноземистого типа), месторождения и рудопроявления Хойлинского рудного поля (хромитовые руды высокохромистого типа).

Для проведения специализированного структурно-петрографического картирования масштаба 1 : 25 000—1 : 50 000 рекомендуется Лаптапайский рудный узел.

В результате начатых в 1997 г. работ ЗАО «Миреко» в западной части массива выявлено несколько новых крупных рудопроявлений (Косшорское, Юньягинское и др.) и расширены перспективы ряда ранее известных рудных объектов (Харотское, Кечпельское и др.). Оценены в первом приближении валунчатые россыпи (Левокечпельская-1 и Южная) хромитовых руд. Обобщенная прогнозная оценка прогнозных ресурсов Райзско-Войкарской минерагенической зоны с привязкой к конкретным рудным полям, с учетом результатов оперативных материалов незавершенных поисковых работ (в пределах западной его части), приведена в кадастре прогнозных ресурсов (прил. 3). При этом Лаптапайский рудный узел, в связи со слабой изученностью на рудные поля не разделен.

Общие сведения о запасах и ресурсах хромитов по Б. В. Перевозчикову по массивам на территории листа Q-41 приведены в табл. 19.

Медь (молибден), свинец, цинк. Месторождения и рудопроявления меди и полиметаллов на территории листа представлены следующими главными геолого-промышленными типами: колчеданным, ванадий-железо-медным (волковским), молибден-меднопорфировым и стратиформным свинцово-цинковым и медистых песчаников.

Колчеданный тип проявлен на верхнерифейском и раннепалеозойском стратиграфических уровнях. Верхнерифейский уровень приурочен к

**Запасы и ресурсы хромитовых руд Полярного и Приполярного Урала
в пределах листа Q-41**

Массивы	Запасы и ресурсы, тыс. т					
	C ₁	C ₂	P ₁	P ₂	P ₃	Итого
Рай-Из	2804	11 432	81 470	95 140	19 000	209 846
Войкаро-Сынинский		1810	60 367	271 780	238 700	572 657
Хосаинская группа массивов (Олыся-Мусюрский, Лемпуаю-ский)					17 200	17 200
Сертыньинский					7500	7500
Итого:	2804	13 242	149 875	366 820	292 300	807 203

базальт-риолитовой формации ивтысьшорской свиты в Хараматолоуском районе. К северу от описанного типового проявления Тышорское в районе известно малоизученное проявление Монталорское, сульфидно-магнетитовые руды которого, вероятно, могут представлять фланговые части колчеданной системы [364]. Вместе они образуют Тышорско-Монталорское потенциальное рудное поле. Кроме того, на севере района имеются еще два сходных колчеданных объекта — Елецкое проявление и Верхнеелецкое малое месторождение. Все это позволяет считать Хараматолоуский район перспективным на данный тип оруденения.

По состоянию на 1.01.1998 г. МПР были утверждены прогнозные ресурсы меди по категории P₃ в количестве 1000 тыс. т. Приняв известные соотношения полезных компонентов на Тышорском проявлении Cu : Zn : Pb = 2,5 : 10 : 1, К. К. Золоевым [364] прогнозные ресурсы Хараматолоуского рудного района до глубины 400 м по категории P₃ были оценены соответственно 1000, 2900 и 300 тыс. т. В итоге при экспертизе в ЦНИГРИ они не были утверждены и, кроме того, сняты были с учета и прогнозные ресурсы меди. В начале 2006 г. Н. М. Посоховым [387] ресурсы района были скорректированы в сторону уменьшения, соответственно 487, 1165 и 48 тыс. т, однако отнесены к категориям C₂ + P₁ + P₂. В таком варианте они также не были утверждены.

С учетом охарактеризованных выше рудоконтролирующих факторов и прямых признаков в виде проявлений, геохимических аномалий, нам представляется, что ресурсы Хараматолоуского района в отношении колчеданных руд далеко не исчерпаны, и поэтому работы по их выявлению и оценке необходимо продолжить. В связи с этим прогнозные ресурсы района оценить по категории P₃ в соотношении 10 : 1 к подсчитанным ресурсам Тышорского проявления, что составит Cu — 558 тыс. т меди, Zn — 2288 тыс. т, Pb — 243 тыс. т.

Многочисленные мелкие колчеданные проявления нижнепалеозойского уровня группируются в Грубешорском и Погурей-Тыкотловском рудных районах.

Первый охватывает полосу выходов кремнисто-вулканогенных отложений грубешорской свиты, протягивающихся с запада вдоль линии ГУН от

верховьев р. Пага до восточного окончания массива Рай-Из. Основные известные рудопроявления концентрируются в зоне в пределах Нырдуменшорского рудного поля в зоне серпентинитового меланжа во фронтальной части массива Рай-Из и приурочены к блокам, сложенным базальтами грубешорской свиты. Формационная принадлежность вмещающих вулканитов благоприятна для локализации колчеданных объектов кипрского типа, имеются достаточно убедительные признаки колчеданной природы рудных объектов. Имеющиеся оценки прогнозных ресурсов рудного поля по категории P_2 колеблются от 288 тыс. т [387] до 500 тыс. т меди (среднее содержание 2—3,5 %) [419]. Однако, по нашему мнению, в зоне меланжа трудно ожидать сколь-нибудь масштабных рудных объектов, и данные ресурсы представляются завышенными.

Погурей-Тыкотловский район имеет преимущественно золоторудную специализацию. В то же время для большинства золоторудных проявлений района характерен золото-полиметаллический тип руд. При этом на некоторых полиметаллы преобладают. Поэтому часть авторов [365, 387] с учетом связи проявлений с телами риолитов относят данные объекты к полиметаллическому колчеданному (рудноалтайскому типу), полагая при этом, что рудовмещающая контрастная базальт-риолитовая формация имеет рифейский возраст. Как нами было показано еще при ГДП-200 листа Q-41-XX [248], это не так. Практически все отложения района (за исключением отдельных мелких блоков бескорневых доуралид) имеют позднекембрийско-среднеордовикский возраст и сформированы в рифтогенную стадию уралид. Поэтому здесь никак не могло сформироваться колчеданное оруденение рудноалтайского типа, связанное с вулканогенными островодужными поясами. В то же время в районе на уровне раннего ордовика широко проявлен подводный рифтогенный базальтоидный вулканизм, образования которого в основном входят в состав кокпельской свиты, в терригенные осадки грубеинской и погурейской свит внедрены многочисленные силлы габбро-долеритов орангьюганско-лемвинского комплекса, что также свидетельствует о масштабности рифтогенного магматизма. По аналогии с Южным Уралом, здесь можно предполагать развитие медноколчеданного оруденения кипрского типа или по аналогии с Байдарацкой зоной — филизчайского типа. В районе имеются геохимические ореолы меди и отдельные пункты минерализации, проявления гидротермальных яшмоидов типа джасперитов. Поэтому утвержденные для района прогнозные ресурсы меди по категории P_3 в количестве 1000 тыс. т Cu и 1000 тыс. т Zn нам представляются обоснованными и здесь рекомендуется проведение прогнозно-поисковых работ или ГМК-200. Но при этом выявление крупных объектов маловероятно.

Ванадий-железо-медный (платиново-золото-палладиево-медный) тип. Представления о наличии «волковского типа» оруденения на Полярном Урале впервые были высказаны К. К. Золоевым и др. [88, 364] на материалах по Пятиреченскому проявлению. На основе параметров типового Волковского месторождения прогнозные ресурсы Войкаро-Сынинского массива были оценены по категории P_3 в 1700 тыс. т меди и 28 т МПГ и были отклонены при экспертизе ЦНИГРИ. Однако уже в 2002 г. они получили реальное подтверждение при ГДП-200 листа Q-41-XI [249], когда было открыто Озерное проявление. При этом ресурсы только одного Озерного рудного поля по категории P_2 по меди оказались сопоставимы с предлагавшимися ранее цифрами, а по МПГ превысили более чем в два раза, кроме того, появились значительные ресурсы золота (табл. 20).

Подсчет прогнозных ресурсов проявления Озерное [249]

Параметры рудной зоны				Средние содержания по рудному телу			
Протяженность, м	Мощность, м	Глубина подвески, м	Плотность руды, т/м ³	Сu, %	Au, г/т	Pt, г/т	Pd, г/т
Юго-Восточная рудная зона							
3100	50	350	3,2	0,51	0,27	0,05	0,28
Ресурсы, т (P ₂)				885360	46,9	8,7	48,6
Северо-Восточная рудная зона							
1300	15	350	3,2	0,51	0,27	0,05	0,28
Ресурсы, т (P ₂)				111384	5,9	1,1	6,1
Итого: Озерное: ресурсы, т (P₂)				996744	52,8	9,8	54,7

В результате стало совершенно очевидно, что в пределах Войкарской СФЗ выявлен ранее неизвестный в районе тип меднорудной минерализации с платиной, палладием, золотом. По своим показателям он близок к известным месторождениям Платиноносного пояса Урала (Волковскому, Баронскому), но локализуется в расслоенных клинопироксенитах альпинотипного кершорского комплекса. Принципы дифференциации рудного вещества представляются, по предварительным результатам работ, конвергентно схожими, что не учитывалось предыдущими исследователями. Учитывая, что ванадий-содержащее титаномагнетитовое оруденение в настоящее время промышленного значения не имеет, было бы более логично, по нашему мнению, данный тип классифицировать как платиново-золото-палладиево-медный.

При обобщении полученных материалов установлены три основных типа зон оруденения в пределах Кершорского рудного района.

1. Сингенетическое оруденение в протопироксенитах, протOVERЛИТАХ и протодунитах, формирующих ритмичную расслоенность в нижней (проявление Озерное) и средней части (проявление Пятиреченское) расслоенного структурно-вещественного комплекса, характеризуется следующими типоморфными особенностями:

— отчетливое ритмичное строение вмещающих образований, выдержанный состав и мощности ритмов;

— однородные среднекристаллические полигональнозернистые структуры, со слабо выраженной порфирировидностью в нижних частях ритмов;

— равновесные минеральные парагенезисы: оливин(I) + клинопироксен + плагиоклаз + титаномагнетит + зеленая шпинель + халькопирит + минералы платиноидов (Pd,Pt) и золота;

— тонкая, относительно равномерная вкрапленность титаномагнетита и сульфидов (халькопирит, пирротин), сидеронитовые структуры руд.

2. Регенерированное оруденение в дунитах, верлиито-, лерцолитоподобных породах, оливиновых клинопироксенитах и вебстеритах (проявление Озерное) характеризуется:

— однородным, линзовидно-полосчатым строением толщи, обусловленным высокотемпературными деформациями;

— появлением в разрезе «аллохтонных» дунитов (апофизы краевых дунитов?);

— весьма неоднородными от средне- до гигантокристаллических порфи-робластическими структурами, гнейсоватыми текстурами;

— неравновесными минеральными парагенезисами: оливин (II) + клинопироксен (II) + амфибол + плагиоклаз + магнетит + ильменит + халькопирит + борнит + минералы платиноидов (Pd, Pt) и золота;

— неравномерной вкрапленностью рудных компонентов, обособляющихся в виде скоплений относительно крупных зерен, шлиров и гнезд.

3. Регенерированное оруденение в продуктах диоритизации пород дунит-верлит-клинопироксенитового комплекса (Пятиреченское).

Основными факторами, контролирующими оруденение данного типа, являются магматический и тектонический. Вследствие первого вкрапленное сульфидное оруденение данного типа локализуется в пироксенитах среди расслоенных пород первой фазы кершорского комплекса, вследствие второго пострудные тектонические процессы вызывают частичное перераспределение рудного вещества в ослабленные зоны и кливажные трещины. К прямым поисковым признакам оруденения относятся: наличие проявлений данного типа, присутствие ВГХО, геофизических аномалий.

В итоге работ по ГК-1000/3 выделен новый Кершорский Cu, Au, Pt рудный район. В его пределах выделены два рудных узла Пятиреченский, в состав которого входят Озерное, Пятиреченское и потенциальное Трубаюское рудные поля и потенциальный Лагортинско-Хулгинский рудный узел. Основанием для выделения последнего является наличие образований кершорского комплекса на юге Войкарской зоны, наличие в его пределах, по данным предшествующих работ, пунктов минерализации меди *Ишорское* (III-4-22), геохимических аномалий серебра, золота, меди (IV-3-34), многочисленных проявлений и пунктов минерализации ванадийсодержащих титаномагнетитовых руд с медью: *Кокпела-Игдейское* (III-4-36) — Cu — 0,08—0,48 %, *Правококпельское* (III-4-35) и перспективных на них магнитных аномалий: *Лантопайская* (IV-4-7), *Ламбеюган* (IV-4-10), *Грубее-Ю* (IV-3-33). Все они не изучались с точки зрения вероятного наличия данного типа оруденения.

Прогнозные ресурсы Пятиреченского рудного узла по категории P_3 принимаются равными ресурсам Озерного рудного поля категории P_2 и составят: Cu — 1000 тыс. т, Au — 50 т, Pt — 10 т, Pd — 55 т, так как с учетом отмеченных выше благоприятных факторов предполагается выявление по крайне мере еще одного объекта, сопоставимого с проявлением Озерное. Предпосылки для этого имеются в виде наличия в средней части узла недоизученного в отношении сингенетического оруденения проявления *Пятиреченское* (III-5-20), в южной части — титаномагнетитовых проявлений *Баня* (III-5-25), *1-561* (III-5-22), *1-619* (III-5-21) и наличия расслоенной зональной интрузии в районе Трубаю.

Прогнозные ресурсы потенциального Лагортинско-Хулгинского рудного узла оцениваются равными сумме ресурсов категорий $P_2 + P_3$ Пятиреченского узла с коэффициентом достоверности — 0,5 и составят таким образом: Cu — 1000 тыс. т, Au — 50 т, Pt — 10 т, Pd — 55 т.

Ввиду того, что сходные закономерности установлены нами при прогнозно-минерагенических исследованиях и в пределах Шекуринского массива Западно-Тагильской МЗ, вся площадь Шекуринского массива выделена в одноименный Cu, Pt, Au потенциальный рудный узел, ресурсы которого по категории P_3 оцениваются методом аналогии с Пятиреченским рудным узлом с коэффициентом подобия 0,5. Учитывая, что площадь Шекуринского узла составляет примерно половину от площади Пятиреченского, прогнозные ресурсы по нему составят: Cu — 500 тыс. т, Au — 25 т, Pt — 5 т, Pd — 22 т.

Молибден-меднопорфировый тип. К основным минерагеническим факторам, контролирующим оруденение, относятся: связь с островодужными образованиями Малоуральского вулcano-плутонического пояса, наличие интрузий монцодиоритов конгорского и лейкогранитов янаслорского комплексов, приуроченность оруденения к эндоконтактовым зонам апикальных частей интрузий и зонам экзоконтактов, наличие проявлений, пунктов минерализации, вторичных и первичных геохимических ореолов меди и молибдена. Прогнозные ресурсы Элькошорского рудного поля (площадь около 25 км²), по результатам предшествующих работ [404], составляют по категории P_2 — Cu — 400 тыс. т, Mo — 20 тыс. т, Au — 2,4 т. Ресурсы Янаслорского проявления (площадь около 5 км²) по категории P_2 составляют: Cu — 178 тыс. т, Mo — 42 тыс. т.

Прогнозные ресурсы Варчатинского блока (около 250 км²), который охватывает выходы осадочно-вулканогенных образований малоуральской и варчатинской свит в надинтрузивной зоне можно оценить, исходя из площадной продуктивности Элькошорского рудного поля с коэффициентом достоверности 0,25 по категории P_3 — Cu — 1000 тыс. т, Mo — 50 тыс. т, золото — 10 т. Суммарные ресурсы Таньюского рудного узла (1237 км²), включающего в том числе и область распространения гранитоидов собского, конгорского и янаслорского комплексов с потенциальными объектами янаслорского типа, составят с коэффициентом достоверности 0,3 по категории P_3 — 2300 тыс. т Cu, Mo — 75 тыс. т и Au — 15 т.

Отмеченные выше благоприятные минерагенические факторы для оруденения медно-молибден-порфирового типа характерны и для южной, крайне слабоизученной части Малоуральского рудного района. Здесь выделяется Нелкаеганский блок (160 км²), для которого характерно развитие осадочно-вулканогенных пород в надинтрузивных зонах аналогично Варчатинской площади. В пределах блока известна *Погрымишорская* (IV-4-6) магнитная аномалия, которая скорее всего связана с железорудными скарнами и указывает на неглубокое залегание «подстилающих» осадочно-вулканогенных образований интрузивов. К западу и югу от блока в пределах полей развития гранитоидов собского и конгорского комплексов отмечается целый ряд интрузий янаслорского комплекса. Это дает основания для выделения в южной части Малоуральского района потенциального Сынинско-Нелкаеганского Cu, Mo, Fe рудного узла, прогнозные ресурсы которого по категории P_3 можно оценить в цифрах, сопоставимых с Таньюским рудным узлом, с коэффициентом достоверности 0,5 ввиду отсутствия проявлений: 1150 тыс. т Cu, Mo — 32 тыс. т и Au — 7 т.

Медистые песчаники. Все известные объекты данного типа достаточно хорошо изучены, и открытие новых перспективных объектов на территории листа маловероятно. Сведения о ресурсах были приведены при описании соответствующих месторождений и проявлений.

Стратиформный свинцово-цинковый тип. Основные перспективы связываются нами с Балбанью-Кожимским полиметаллическим рудным узлом. Полиметаллическое оруденение приурочено к карбонатным отложениям грубепендишорской свиты и имеет гидротермально-метасоматический характер. Рудоотложение из гидротермальных растворов происходило, вероятно, уже в литифицированном осадке на геохимических барьерах в благоприятных по пористости проницаемых пачках детритовых известняков путем метасоматического замещения части субстрата, что обусловило эшелонированный многоярусный характер оруденения.

Ввиду того, что возрастной диапазон развития оруденения ограничен средним—поздним ордовиком, мы склонны связывать время его формирования с той же самой вспышкой гидротермальной деятельности в позднем ордовике, которая привела к формированию железо-марганцевого оруденения Парнокского узла. Основанием этому является наличие аналогичного по составу и характеру распределения полиметаллического оруденения в районе Парнокского железо-марганцевого месторождения. Таким образом, в Кожимском районе вырисовываются контуры существовавшего в среднем—позднем ордовике достаточно крупного железо-марганцево-полиметаллического Кожимско-Парнокского рудного района, конвергентно схожего с Атасуйским, но расположенного в иной геотектонической позиции в пределах пассивной окраины ВЕК. Оруденение локализуется в пределах опущенного блока шельфа, в зоне резкого изменения мощностей и фаций шельфовых образований. Отмечается пространственная связь с узлами пересечения продольных разломов рифтогенной стадии и зонами поперечных Кожимского и Парнокского разломов. По латерали намечается смена гидротермально-осадочного сингенетического железо-марганцевого оруденения эпигенетическим полиметаллическим, которая происходит по направлению к шельфу. Интенсивность проявления полиметаллической минерализации по мере приближения к шельфу увеличивается, что обусловлено более широким развитием в зоне перехода к мелкому шельфу зернистых известняков, благоприятных для метасоматической проработки и циркуляции рудоносных растворов.

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, фиксирующие породы, благоприятные для локализации рудных тел.

Прогнозные ресурсы Балбанью-Кожимского полиметаллического узла по категории P_3 оцениваются: Zn — 2,2 млн т, Pb — 1,4 млн т [465].

Основываясь на закономерностях, установленных для Кожимско-Парнокского района, развитие стратиформного свинцово-цинкового оруденения карбонатной формации может быть спрогнозировано в аналогичных геотектонических обстановках на Полярном и Северном Урале. Помимо общих теоретических предпосылок, для этого есть и прямые признаки в виде проявлений и месторождений свинцово-цинковой минерализации.

На Полярном Урале — это проявления *Медвежье* (на карте не показано), *Спокойное* (I-6-18), *Придорожное* (II-6-6), локализованные в полях развития малопайпудынской и качамылькской свит по восточному краю Пайпудынского палеогорста. К этому же типу тяготеет Саурейское полиметаллическое месторождение, находящееся за восточной рамкой листа. В целом здесь окон-

турируется Саурейско-Пайпудынский полиметаллический рудный район, приуроченный к зоне сочленения елецких и лемвинских фаций для эпохи среднего—позднего ордовика, перспективный также и на железо-марганцевые руды парнокского типа. Основные прогнозные ресурсы района локализируются за пределами листа на флангах Саурейского рудного поля.

Никель, кобальт. Перспективы данных металлов на территории листа прежде всего связываются с никеленосными корами выветривания по гипербазитам в пределах Райизско-Войкарской МЗ, повсеместно отличающихся повышенными содержаниями силикатного никеля и кобальта. При попадании их в зону гипергенеза вероятно образование по ним богатых никеленосных кор выветривания, аналогичных кемпирсайским. Однако в основном условия для сохранности кор выветривания на территории листа неблагоприятны. Это прежде всего относится к Райизскому и Войкаро-Сынинскому массивам, которые располагаются в наиболее приподнятой осевой зоне кряжа, где преобладают эрозия и экзарация. В то же время геоморфологическая позиция Олыся-Мусюрского и Лемпуаюского массивов в этом отношении может рассматриваться как весьма благоприятная. Они располагаются в зоне низких предгорий восточного склона Приполярного Урала с абсолютными отметками 200—300 м, с хорошо сохранившимися поверхностями выравнивания олигоценного возраста. В пределах последних по аналогии с западными предгорьями Приполярного Урала могли сохраниться как фрагменты площадных, так и, безусловно, линейные коры выветривания. Прямым подтверждением данных выводов являются известные проявления никеленосных кор выветривания *Кедровое* (V-2-41) и *Синотвожское* (V-2-38).

Общая площадь гипербазитовых массивов 230 км². Предположим, что сохранившиеся коры составляют 1% от площади массивов или 2,3 км². Средняя мощность кор по аналогии с западными предгорьями 20 м. Средние содержания никеля 0,8%.

Подсчет прогнозных ресурсов произведен по формуле:

$$P_3 = S \times h \times g \times C,$$

где P_3 — прогнозные ресурсы категории P_3 (т), S — площадь, h — глубина оценки, g — объемная масса, равная 1,7 т/м³, C — среднее содержание никеля;

$P_3 = 2\,300\,000 \times 20 \times 1,7 \times 0,8 / 100 = 625$ тыс. т, прогнозные ресурсы кобальта будут на порядок меньше — около 60 тыс. т.

Особый интерес с точки зрения обнаружения никеленосных кор представляет обширная зона меланжа ГУН у северного окончания Неркаюского блока, площадь которой около 45 км².

Другим потенциально перспективным объектом на никелевое оруденение является сама зона Главного Уральского надвига. Известно, что при метаморфизме ультрабазитов происходит высвобождение силикатного никеля из решеток породообразующих минералов и концентрация его в породе в виде рассеянной сульфидной вкрапленности. Процессы эти изучены пока крайне слабо. По видимому, к такому типу относится выявленный при ГДП-200 [249] пункт минерализации на руч. Тышор (II-5-55), содержания Ni в котором близки к промышленным (0,7 % Ni). Для количественной оценки прогнозных ресурсов зоны ГУН пока нет эталонных объектов, однако при проведении дальнейших работ на проблему образования концентраций суль-

фидного никеля при метаморфизме необходимо обратить самое пристальное внимание.

Определенный интерес в отношении гипергенных концентраций кобальта и отчасти никеля представляют площадные и линейные коры выветривания, развитые в истоках р. Бол. Надота и хр. Ярней-Мусюр в пределах прогнозируемого Надотинского рудного поля. Проведенные технологические испытания показали принципиальную возможность получения из них кобальтового концентрата, пригодного для металлургической переработки. Прогнозные ресурсы кобальта оценены по категории P_2 и составляют 78 тыс. т [515], однако представляется, что поскольку на глубину проявления не были изучены, отнести их к категории P_3 .

Вольфрам, молибден, тантал, ниобий, редкие земли являются весьма характерными для Ляпинской и Харбейско-Марункеуской МЗ. Однако все перспективные объекты этих полезных ископаемых находятся в основном за пределами листа.

Определенный интерес представляет только прогнозируемое на Тынагодской площади стратиформное вольфрамовое оруденение (Иванов, раб. мат.). В результате детальных шлиховых поисков на водоразделе руч. Амбаршор и Воргашор выявлен ореол шеелита (V-2-5) с содержаниями в отдельных пробах от 100 до 1000 знаков и более. При этом некоторые зерна достигают размеров 3×4 мм. Максимальные концентрации шеелита в рыхлых отложениях локализируются в пределах площади развития вулканогенно-осадочных образований кокпельской свиты, в частности эффузивов основного состава. Отсутствие поблизости каких-либо интрузивных образований гранитоидного состава и околорудно-измененных пород позволяет прогнозировать здесь вольфрамовое оруденение стратиформного характера (сульфидно-кварцитовый рудноформационный тип). Прогнозные ресурсы участка оценены методом аналогии. За эталонный объект принято месторождение Фелбертал, расположенное в Восточных Альпах (локализация оруденения в сланцево-вулканогенной толще кембрийско-ордовикского возраста, отсутствие метасоматически измененных пород). В пределах контура шлихового ореола прогнозируется наличие рудной залежи со следующими параметрами: мощность — 20 м; длина — 700 м; ширина — 200 м; среднее содержание WO_3 — 0,6 % (бортовое содержание WO_3 эталона — 0,3 %). Тогда при средней плотности пород (эффузивы основного состава) — 2,9 т/м³ и коэффициенте аналогии 0,5 прогнозные ресурсы триоксида вольфрама категории P_3 составят 18 тыс. т (Иванов, раб. мат.).

Предполагается, что прогнозируемый продуктивный горизонт протягивается в северо-восточном (IV-2-50) и юго-западном (шлиховые потоки с весовыми содержаниями шеелита — V-2-5,9) направлениях еще на 3—4 км и как минимум вмещает еще одну аналогичную рудную залежь. В итоге суммарные ресурсы составят 36 тыс. т WO_3 , что соответствует рангу среднего месторождения (Иванов, раб. мат.).

О более широком развитии минерализации этого типа свидетельствуют многочисленные шлиховые потоки шеелита (от единичных знаков до весовых содержаний), выявленные в водотоках дренирующих преимущественно вулканогенно-осадочные образования кокпельской свиты, реже верхней подсвиты погурейской свиты. Перспективы данного типа оруденения будут уточнены в процессе ведущихся на листе Q-41-XXVI работ по ГМК-200.

Бокситы. По общегеологическим предпосылкам, в пределах листа выделяются три бокситоносных уровня — эйфельско-живетский (субровский), позднеживетский (пашийский) и позднетриасовый (платформенный).

Первый уровень связан с обазованиями Центрально-Тагильской зоны на Северном Урале и приурочен к массивам рифогенных известняков, окаймлявших Тагильскую островную дугу. В пределах листа проявлений бокситов данного уровня не установлено. Потенциально перспективными для их выявления являются ограниченно развитые поля рифогенных известняков рувшорской толщи.

По имеющимся геологическим данным, аналогичные рифогенные массивы развиты и в составе варчатинской свиты Малоуральского района (О.А. Кондаином, 56) они объединялись в титовскую свиту. По общегеологическим предпосылкам, они могут вмещать бокситы субровского типа. К.К. Золосевым и др. [364] здесь выделяется потенциальный Восточно-Войкарский бокситоносный район, охватывающий поля выходов девонских отложений в центральной части Малоуральского рудного района. На основе аналогий СУБРом здесь прогнозируется развитие диаспор-бемитовых и бемит-диаспоровых бокситов с содержанием глинозема 40% и выше, кремнезема 10%. Прогнозные ресурсы района оценены, исходя из общетеоретических параметров (протяженность площади рудовмещающей формации 70 км, ширина по падению 950 м, средняя мощность рудного пласта 2,4 м, объемный вес 2,5 т/м³, коэффициент рудоносности 0,3), в 120 млн т по категории Р₃. ВИМС ресурсы района утверждены в количестве 35 млн т и, кроме того, в количестве 22 млн т для Тыкотловской перспективной площади, охватывающей поля развития девонских отложений в южной части Малоуральского района. Однако пока перспективных проявлений бокситов в обоих районах не установлено. Поэтому приведенные выше оценки прогнозных ресурсов на данной стадии изученности нам представляются преждевременными, и их можно с большой натяжкой рассматривать лишь в качестве металлогенического потенциала. Очевидна недоизученность проблемы и района на стадии региональных геологосъемочных работ.

Позднеживетский (пашийский) уровень характерен для шельфовых карбонатных разрезов Бельско-Елецкой МЗ. Известные проявления бокситов на этом уровне располагаются к северу от рамки листа в Карском бокситоносном районе. При этом необходимо отметить, что представления о наличии в Карском районе нескольких уровней бокситообразования [387] ошибочны, так как авторами поисковых работ, по нашему мнению, не учитывался фактор наличия эшелонированных карстовых залежей и одновременно проводились малообоснованные сопоставления с СУБРом.

На территории листа установлены признаки континентального перерыва и формирования аллитов и сиаллитов в верхах шервожской толщи позднего живета и осадочных переотложенных диаспоровых аллитов в подошве перекрывающего их пашийского горизонта (ПМ II-5-18, 23). При этом масштаб проявлений увеличивается в восточном направлении, что связано с возрастанием роли более чистых и хорошо карстующихся известняков рифогенных массивов внешнего края шельфа. С учетом того, что и в Карском районе бокситопроявления тяготеют к полосе краевых рифов, нами выделяется Усинская потенциальная бокситоносная зона, охватывающая поля развития естовисской рифогенной толщи живета. Ожидаемый тип бокситов — диаспоровые латеритные и переотложенные осадочные. Прогнозные ресурсы катего-

рии P_3 оцениваются по аналогии с утвержденными для Карской площади ресурсами категории P_2 с коэффициентом достоверности 0,5 в 15 млн. т. Наиболее перспективным участком, с точки зрения поисков, является междуречье Естовис—Бол. Уса.

Позднетриасовый бокситоносный уровень приурочен к основанию семейинской свиты позднего триаса в Люльинской впадине в приуральской части Западносибирской провинции и связан с латеритными остаточными и переоотложенными корами выветривания. По составу бокситы каолинит-гипсбитовые, высококремнистые. Прогнозные ресурсы бокситов Люльинской площади оценены по категории P_2 в 8,4 млн т [387]. К.К. Золоевым [87] прогнозные ресурсы бокситов данной площади были оценены по категории P_3 — 35 млн т. Однако промышленное значение их проблематично из-за низкого качества руд.

Золото коренное. Перспективы коренной золотоносности связываются с Уральской минерагенической провинцией, в основном — с докембрийскими Ляпинской и Полярно-Уральской минерагеническими зонами (МЗ). Однако в последнее время появились данные о значительном золоторудном потенциале и в пределах палеозойских зон листа — Бельско-Елецкой, Зилаиро-Лемвинской и Райизско-Войкарской.

Ввиду многообразия проявления золоторудной минерализации специфики соответствующих минерагенических зон и их пространственной разобщенности, прогноз коренной золотоносности дается нами по минерагеническим зонам.

Ляпинская вольфрамowo-золоторудная минерагеническая зона ($1Au, W/PR_1-P$) представлена на листе Торговско-Народнинским рудным районом, который характеризуется развитием вулканогенных, субвулканических и интрузивных образований наложенного позднерифейского—вендского краевого вулканно-плутонического пояса и орогенных гранитоидов позднего венда—раннего кембрия, зональным метаморфизмом, двухэтапным тектоногенезом (в раннем кембрии и триасе). Все это определяет высокую перспективность района в отношении золотого оруденения, которое представлено следующими главными золоторудными формациями: золото-(сульфидно)-кварцевой, золото-кварц-сульфидной, фуксит-палладиево-золоторудной и золотоносных кор выветривания.

Золото-кварцевая и золото-сульфидно-кварцевая формации генетически неоднородны. Часть объектов данного типа имеет магматогенно-гидротермальный генезис и, судя по расположению известных проявлений *Синильга* (V-1-57) и *Пологое* (V-1-60), они связаны с орогенными гранитоидами сальнерско-маньхамбовского комплекса. Это дает основание считать время формирования оруденения поздневендско-раннекембрийским. Основные факторы контроля оруденения — близость интрузий, связанные с ними метасоматические ореолы и благоприятный субстрат.

Вторая часть имеет метаморфогенно-гидротермальную природу и тяготеет к зонам тектонических нарушений и приуроченных к ним ореолам метасоматитов. Данное оруденение, несомненно, полигенно и полихронно, и завершение его формирования приходится на поздний палеозой. Главным фактором контроля оруденения в этом случае являются зоны разрывных нарушений, благоприятный субстрат, изначально содержащий повышенные концентрации полезных компонентов.

Основные объекты первого типа локализованы в основном в пределах Росомахинского золоторудного узла. Наибольшее количество прямых поисковых признаков (пункты минерализации, проявления, наиболее богатые ложковые россыпи с крупным металлом, такие как Сюрась-Рузь-Вож, Южный, геохимические аномалии) приурочены к его южной части, выделяемой в *Пелингичейское золоторудное поле* (площадь около 100 км²). Поэтому предлагается учитывать ресурсы золота Пелингичейского рудного поля по мало-сульфидному золото-кварцевому и золото-сульфидно-кварцевому оруденению (геолого-промышленный тип — жилы и жильные и зоны), по категории P_3 в объеме 50 т. Оценка производится по удельной площадной продуктивности 800 кг/км² [421] с понижающим коэффициентом $\kappa = 0,6$.

Кварцевые и сульфидно-кварцевые жилы с признаками золотоносности и ложковые россыпи с крупным металлом имеют широкое распространение также в северо-западной части Росомахинского рудного узла, где выделяются *Ланчавожское золото-молибденово-рудное поле* и *Каталамбинское золоторудное поле*, а также восточнее, за пределами узла, где выделяется потенциальное *Николайшорское золоторудное поле*. Перспективные площади располагаются в зоне влияния гранитных массивов, то есть в обстановке, определяемой как благоприятная. Это дает основание прогнозировать здесь ресурсы коренного золота категории P_3 в количестве 5 т по каждому из рудных полей. Оценка произведена методом аналогии по удельной площадной продуктивности для объектов подобного типа, равной 200 кг/км² [421] с понижающим коэффициентом 0,5. Всего — 15 т.

Основные объекты второго типа распространены в пределах Хобеинского рудного узла, а наиболее известные из них концентрируются в пределах Хальмерьинского золоторудного поля. Представлены целой серией проявлений, а также месторождением Сосновое, приуроченных к зоне рудоконтролирующего фронтального надвига Лемвинского аллохтона на образования Хобеизского блока. Несомненно, что аналогичные опережающие рудные зоны должны быть как выше, так и ниже подошвы надвига. Апробированные в 2003 г. ЦНИГРИ прогнозные ресурсы Хальмерьинского рудного поля до глубины 300 м составляют: по месторождению Сосновое — 5 т (категория P_1), проявлению Кедровое — 5 т (категория P_2), Качаиз — 15 т (категория P_2), Тэлаиз — 14 т (категория P_2) и 14 т (категория P_1). Всего по полю: P_1 — 19 т, P_2 — 34 т.

В значительной степени в сходной обстановке находится потенциальное Золотошорское рудное поле, которое прогнозируется на основании малой промышленной россыпи Золотошор с относительно крупным металлом, благоприятной структурной позиции (поле вытянуто вдоль линии надвига Лемвинского аллохтона), развития черносланцевых отложений пуйвинской свиты. Прогнозные ресурсы золота категории P_3 при использовании в качестве эталона Хальмерьинского рудного поля (запасы и ресурсы 54 т) при коэффициенте подобия 0,6 и коэффициенте достоверности 0,5 оцениваются в 16 т.

Золото-кварц-сульфидная формация также широко развита в районе. Относится к геолого-промышленному типу минерализованных зон, которые, как правило, приурочены к зонам долгоживущих разломов. Ввиду того, что данные зоны имеют обычно северо-восточное простирание, формирование оруденения в современном виде произошло в позднем палеозое в

завершающий этап каледоно-герцинского тектоногенеза. Такими рудоконтролирующими разломами являются Малдинский, Западный Народнинский и ряд других, показанных на карте. Наиболее широко оруденение данного типа проявлено в пределах Пелингического рудного поля Росомахинского узла, где располагаются типичные проявления этого типа: Караванное-1, Караванное-2 и Лебединое, охарактеризованные выше. В золоторудных проявлениях необычайно широк спектр рудных минералов (более 20), что является характерным признаком крупных золоторудных объектов. Преобладание полиметаллической (галенит, сфалерит) минеральной ассоциации, а также пространственная сближенность с месторождениями пьезокварца и хрусталя свидетельствуют о неглубоком эрозионном срезе золоторудных объектов. Суммарные прогнозные ресурсы категории P_2 по этим проявлениям оцениваются (по состоянию на 1.01.2003 г.) в 8 т.

В составе Хобеизского рудного узла к золото-кварц-сульфидной формации обычно относится Яроташорское золоторудное поле, входящее по характерному одноименному золото-полиметаллическому проявлению (VI-1-8). Прогнозные ресурсы поля приняты при апробации ЦНИГРИ в 35 т по категории P_3 . Однако необходимо иметь в виду, что в пределах поля весьма вероятно выявление и объектов золото-кварцевой формации, так как металл разрабатываемых в настоящее время в пределах поля россыпей Няртаю и Нестершор — крупный (отмечались находки самородков более 400 г), в элювиальной россыпи по левобережью руч. Надежда отмечаются сростки золота. Поэтому предлагается 25% ресурсов или 10 т отнести на долю золото-кварцевой формации.

Золотоносные коры выветривания представлены в первую очередь типовым объектом — Каталамбинским месторождением, охарактеризованным выше. Каталамбинское месторождение входит в состав одноименного рудного поля (примерная площадь — 120 км²), в северо-восточной части Росомахинского рудного узла. Прогнозные ресурсы ($P_1 + P_2$) флангов Каталамбинского месторождения оценивались (по состоянию на 1.01.2003 г.) в 5,4 т, что вместе с запасами категории C_2 составляет 7 т. Это дает основание предполагать, что в корях выветривания Каталамбинского рудного поля ресурсы золота по категории P_3 могут быть не менее 10 т.

ОАО «Интагео», по результатам ранее проведенных поисковых работ на коры выветривания к юго-западу от Каталамбинского участка, оценивает прогнозные ресурсы золота в аналогичных корях выветривания на участках Караванный (2 т категории P_2 при содержании 2 г/т) и Сюрась-Рузь-Вож (1 т категории P_2 при содержании 2 г/т). Поисковые работы на этих участках проведены в крайне небольших объемах и, вероятно, для оценки прогнозных ресурсов категории P_2 пока нет оснований. В то же время эти участки входят в площадь потенциального *Пелингического рудного поля* с крупными прогнозными ресурсами эндогенного золота. Поэтому представляется целесообразным оценить прогнозные ресурсы золота в корях выветривания Пелингического рудного поля по категории P_3 в объеме 8 т по площадной удельной продуктивности Каталамбинского рудного поля равной 80 кг/км² с коэффициентом подобия $K = 1$.

Тип безсульфидных прожилковых фуксит-палладиево-золоторудных зон является нетрадиционным не только для Приполярного Урала, но и для Урала в целом; формационная принадлежность его в настоящее время не определена. Пока известен только в пределах Малдин-

ского золоторудного узла, где находится типовое месторождение Чудное. Характеристика и прогнозная оценка месторождения были приведены выше. Сумма запасов и ресурсов месторождения $C_2 + P_1 + P_2$ составляет 13,3 т. Учитывая значительную (не менее 30 км) протяженность хр. Малды-Нырды, стабильность основных рудоконтролирующих факторов и признаков золотоносности на всем его протяжении, в пределах Малдинского золоторудного узла прогнозируется наличие еще одного объекта с подобным типом оруденения и прогнозными ресурсами категории P_3 — 15 т. Прогнозные ресурсы оценены методом аналогии с эталонным объектом — месторождением Чудное; принятый коэффициент подобия $k = 1$.

Согласно прогнозным оценкам ЦНИГРИ в состав Росомахинского узла (рудоносной зоны) были включены Правобережная и Бадьяшорская перспективные площади.

Правобережная площадь протягивается на 10 км по правому борту р. Балбанью в ее нижнем течении. По данным ОАО «Интагео» со ссылкой на ЦНИГРИ прогнозные ресурсы площади на золото-сульфидно-кварцевое оруденение по категории P_3 оценены в 50 т. Геологическое строение ее определяется положением в борту эрозионно-структурной депрессии. В пределах структур такого типа, по мнению авторов прогноза, находятся Воронцовское и Светлинское месторождения. Однако каких-либо реальных фактов о наличии в карбонатах среднего ордовика признаков золоторудного оруденения нет. Эта площадь входит в состав Балбанью-Кожимского полиметаллического узла и не имеет никакого отношения к Росомахинской зоне (узлу). А золотоносные коры выветривания, действительно установленные здесь, связаны с выветрелым палеогеновым малдинским аллювием палеодолины р. Балбанью и таким образом не имеют отношения к эндогенному оруденению. Поэтому приведенные выше цифры прогнозных ресурсов не обоснованы и, по нашему мнению, учету не подлежат.

Бадьяшорская перспективная площадь находится на правобережье р. Кожым, приурочена к палеозойским образованиям Лемвинской зоны, не имеет таким образом отношения к Росомахинскому узлу (зоне), а входит в состав Погурей-Тыколовского золоторудного района и будет охарактеризована ниже.

Точно так же фактически не относится к Росомахинскому и Малдинскому золоторудным узлам, традиционно учитываемая в их составе, формация золотоносных конгломератов, которая развита на самом деле в составе Бельско-Елецкой МЗ (см. ниже).

Полярноуральская медь-молибден-золоторудная минерогеническая зона (3Au, Mo, Cu/ R_3 —P) представлена на листе Енганэпэйско-Манитаньрдским (3.1Au) и Оченьрдским (3.2Cu, Mo, Au) рудными районами, которые характеризуются преобладающим развитием вулканитов и субвулканических образований риолит-андезит-базальтовой островодужной формации. Интрузивные массивы в пределах листа развиты ограниченно. Все это определяет в целом невысокую перспективность района на золотое оруденение. Фактически в районе представлена золото-кварц-сульфидная формация и прогнозируются объекты, связанные с золотоносными корами выветривания и мелкие объекты золото-кварцевой формации.

Золото-кварц-сульфидная формация представлена в пределах зоны двумя подтипами — золото-мышьяковым (пирит-арсенипиритовым) и золотосульфидным (борнит-халькопирит-пиритовым).

Первый характерен для Енганэпэйско-Манитанырдского района, где находятся выявленные еще в 1950-е годы объекты жильного золото-мышьякового типа. Выявленное оруденение локализуется в пределах Нияюского рудного узла (3.1.2Au), где обособляются два рудных поля — *Верхняяюское* (3.1.2Au) с одноименным мелким месторождением и *Нияхойское* (3.1.1Au). В соответствии с предыдущей оценкой ресурсов золота по Республике Коми (по состоянию на 1.01.2003 г.) сумма запасов (C_2) и ресурсов категории P_1 Верхняяюского месторождения составляла 8,4 т. С учетом близко расположенного рудопроявления Верхняяюское-1 предполагается наличие еще одного мелкого месторождения, ресурсы которого (категория P_2) по параметрам Верхняяюского с коэффициентом подобия, равным 0,6 оцениваются в 5 т. Таким образом, суммарные ресурсы ($P_1 + P_2$) Верхняяюского рудного поля составляют 10 т.

На Нияхойском рудном поле, с учетом возможного объединения известных рудных участков (рудопроявлений 1 и 2) в одну протяженную (до 3,3 км) зону, прогнозные ресурсы золота категории P_2 до глубины 300 м оцениваются (по состоянию на 1.01.2003 г.) в 5 т при средней мощности жил 0,6 м и содержаниях золота 5 г/т. Перспективность поля подкрепляется наличием крупной контрастной литохимической аномалии золота и мышьяка, не совпадающей с уже известными рудными жилами или их возможным продолжением.

Золотосульфидный тип установлен в Оченырском районе и представлен описанным выше проявлением Западноборзовское (I-6-3), на котором, по результатам ГДП-200 [250], прогнозируется среднее месторождение золота с ресурсами по категориям P_1 — 1 т и P_2 — 10 т. Других объектов прогноза данного формационного типа на территории листа в районе не выявлено.

Золото-(сульфидно)-кварцевая формация. Основанием для прогнозирования данного типа оруденения является наличие в Енганэпэйско-Манитанырдском районе малой россыпи по руч. Естошор (II-6-1), которая характеризуется относительно крупным (до 2—3 мм) золотом разнообразной формы и окатанности, в том числе — слабоокатанным и неокатанным. В россыпи присутствуют минералы группы платины, серебро, аргентит; в концентрате установлен широкий спектр рудных минералов. Очевидно, что это — россыпь ближнего сноса, и рудный источник по всей видимости находится в верховьях ручья. При общей перспективной площади развития рифейско-вендских отложений порядка 1000 км² и широкого распространения среди них кварцевых жил, предполагается выявление в пределах Манитанырдского района одного мелкого месторождения данного типа с прогнозными ресурсами категории P_3 — 5 т. Оценка проведена методом аналогии, эталонный объект — Хальмерьюское месторождение с прогнозными ресурсами в 53 т; коэффициент подобия принят равным 0,1.

Данный тип прогнозируется также на восточном склоне хр. Манитанырд, где располагаются Оленье, Подснежное и Водораздельное проявления. Данная площадь оценена Полярной горной компанией (Скибин, Мурадымов, 1999ф) при поисковых работах на рудное золото. Прогнозные ресурсы золота по проявлению Оленье (II-6-27) составили порядка 3,2 т по категории P_1 , по категории P_2 — 7,7 т, в сумме ~ 9,9 т при среднем содержании золота 4 г/т. Таким образом, на проявлении прогнозируется малое месторождение золота. Прогнозные ресурсы остальной части территории по категории P_3

оценены авторами в 40 т, что представляется явно завышенным. Нами они оцениваются по категории P_3 по аналогии с проявлением Оленье (с коэффициентом достоверности 0,5) в 5 т.

Золотоносные коры выветривания. Развитие линейно-контактовых и реликтов площадных кор выветривания зафиксированы по северному обрамлению, в межгорных депрессиях и низких водораздельных плато хребтов Енганэпэ и Манитанырд, где они накладываются на минерализованные сульфидами осадочно-вулканогенные породы. При этом в ряде случаев (участки Широкий, Камышор) в аллювии водотоков наблюдаются устойчивые шлиховые ореолы золота, нередко — с высокопробными каймами, указывающими на нахождение его в корях химического выветривания. На Верхнеиякутском месторождении установлено наличие реликтовых фрагментов зоны окисления с высокими (до 220 г/т) содержаниями золота. Прогнозные ресурсы золота в корях выветривания при предполагаемой суммарной площади их развития на площади около 50 км² методом аналогии с Каталамбинским рудным полем (удельная продуктивность 0,4 т/км², коэффициент аналогии — 1) оцениваются в пределах Енганэпэйско-Манитанырдского рудного района в 20 т по категории P_3 .

Перспективы золотоносности *Бельско-Елецкой боксит-медно-полиметаллической минерагенической зоны* (4Pb, Cu, Al/С₃—С₃) связываются прежде всего с формацией золотоносных конгломератов (метаморфизованных россыпей). Как уже отмечалось выше, в разделе «Минерагеническое районирование», данный тип учитывается на основании пространственной близости, как правило, в составе Росомахинского и Малдинского золоторудных узлов, чем игнорируется факт образования золотоносных конгломератов в иную металлогеническую эпоху и первично осадочно-механическое происхождение рудных залежей. Главным рудоконтролирующим минерагеническим фактором для данного типа является происхождение золоторудной минерализации за счет перемива подстилающих байкальских образований и соответственно ее приуроченность к базальным горизонтам уралид, каковыми на Приполярном Урале являются низы разреза обеизской свиты (алькесвожская толща), на Полярном Урале — низы разреза манитанырдской серии. Более того, сходные признаки золотоносности установлены и в базальных горизонтах погурейской свиты Лемвинской зоны. Поэтому граница несогласного налегания позднекембрийско-ордовикских отложений на подстилающие образования байкальского фундамента выделена нами на карте закономерностей в качестве основного металлотекта, контролирующего данное оруденение. Как показывает анализ имеющихся данных по золотоносности базальных горизонтов уралид, для возникновения рудных концентраций необходимы дополнительные благоприятные факторы. Одним из наиболее важных является наличие коренных золоторудных объектов на допозднекембрийском эрозионном срезе, которые могли размываться и поставлять золото. Для возрастания концентраций золота в осадках желателен их многократный перемиыв. Последняя ситуация реализуется на границах палеогорстов и палеограбенов рифтогенного этапа [516]. Такое сочетание благоприятных факторов как раз и реализуется на южном замыкании антиклинали Малдынырда, где выделяется *Нестеровское золоторудное поле* (4.2.0.1Au), включающее одноименное проявление (V-1-23), а также проявления Самшитовое (V-1-18) и Альбовское (V-1-14). Источником формирования палеороссыпей являлось

месторождение Чудное, поэтому специфическое палладистое золото преобладает и в составе золота Нестеровского поля, наряду с высокопробным золотом, прошедшим стадию кембрийских кор выветривания. Точно так же палладистое золото преобладает в современной аллювиальной россыпи руч. Алькесвож и составляет определенную долю среди золота россыпи Балбанью. Таким образом, очевидна повторяемость обстановок россыпеобразования из одних и тех же источников в разные металлогенические эпохи. Прогнозные ресурсы Нестеровского рудного поля прошли апробацию в 2005 г. в ЦНИГРИ и составляют по категориям: P_2 — 10 т, P_3 — 50 т [358].

Ввиду того, что граница Балбаньюского палеогорста трассируется вдоль хр. Малдынырд на его северное окончание, где также наблюдается скачкообразное увеличение мощности обеизской свиты, этот район может рассматриваться как перспективный в отношении выявления золотоносных конгломератов и выделяется нами в качестве потенциального *Зеленого золоторудного поля* (4.2.0.2Au). В качестве дополнительных факторов прогноза могут рассматриваться также шлиховые потоки золота по левобережным ручьям — притокам р. Балбанью. Принимая за эталон рудопроявление Нестеровское, с коэффициентом подобия $K = 0,9$, прогнозные ресурсы оруденения типа золотоносных конгломератов на северном замыкании антиклинали Малдынырд оцениваются в 9 т по категории P_3 .

Другого района с таким сочетанием благоприятных факторов на Приполярном Урале в пределах листа нет, поэтому другие объекты данного типа нами не прогнозируются, несмотря на ряд имеющихся мелких проявлений.

На Полярном Урале сочетание описанных выше благоприятных минерогенических факторов отмечается вдоль западного борта Пайпудынского палеогорста в полосе сочленения его с Манитанырдским палеограбенем. В современной структуре эта полоса отвечает западному борту долины р. Бол. Пайпудына. Здесь имеется ряд проявлений золота в терригенных отложениях манитанырдской серии, например проявление Оленье (II-6-27), которые, однако рассматриваются в настоящее время как кварцево-жильные объекты. Отметим, что кварцево-жильный процесс скорее всего вторичен по отношению к кластогенному золоту в песчаниках. Поэтому здесь с четом отмеченных выше благоприятных факторов также вероятно выявление объектов типа золотоносных конгломератов. Прогнозные ресурсы оцениваются, исходя из объекта аналога — проявления Нестеровское с коэффициентом подобия 0,5 по категории P_3 в 5 т.

Необходимо также отметить, что перспективы золотоносности Бельско-Елецкой МЗ на других уровнях палеозоя до настоящего времени недостаточно оценены. Так, в Кожимском районе имеется целый ряд россыпей, источники сноса которых со всей очевидностью находятся на водоразделах, сложенных терригенно-карбонатными осадками Бельско-Елецкой зоны. Это, в первую очередь, средняя россыпь Лыесшор (VI-1-18), россыпепроявления Ярнейшорское (IV-1-17), Гурий (IV-1-10), непоказанный на карте шлиховой поток по руч. Воргавож (правый приток р. Бол. Таврота). Вторичных кайнозойских коллекторов на этих водоразделах нет, зато развиты линейно-площадные коры выветривания. Вопрос происхождения металла данных россыпных объектов еще ждет своего исследователя.

Перспективы золотоносности *Зилаиро-Лемвинской золото-барит-марганцево-рудной минерогенической зоны* (5 Mn, Ba, Au/Є₃—C₃) связаны с *Погурей-*

Тыкотловским золоторудным районом (5.1Au), расположенным в приводораздельной части Полярного Урала, в бассейне рек Колокольня, Лемва, Погурей, Тыкотлова. В административном отношении территория относится частично к Республике Коми, частично — к Ямало-Ненецкому и Ханты-Мансийскому автономным округам). Район в основном сложен вещественными комплексами рифтогенного этапа уралид, представленными вулканогенно-терригенно-сланцевыми верхнекембрийско-нижнеордовикскими отложениями погурейской, кокпельской и грубеинской свит, с многочисленными силлообразными телами габбро-долеритов орангюганско-лемвинского комплекса и малыми интрузиями риолитов пожемского комплекса.

Оруденение обычно локализуется в эндо- и экзоконтактовых зонах малых интрузий габбро-долеритов и риолитов, что напрямую указывает на их рудогенерирующее значение. Данные по типам руд в известных рудопроявлениях и материалы шлиховых и геохимических съемок позволяют предполагать в прогнозируемых месторождениях основным золото-сульфидный тип руд с вариациями от золото-пиритового до золото-полиметаллического. Кроме того, значительная часть золотого оруденения, несомненно, связана с тектоническими зонами приуроченными к основаниям крупных шарьяжей, формировавшихся в завершающую стадию герцинского тектоногенеза в пермское время. Для этих зон более характерен золото-сульфидно-кварцевый тип оруденения. Также район перспективен на объекты, связанные с золотоносными корами выветривания.

В пределах Погурей-Лемвинского золоторудного района выделяются два *рудных узла* — Пожемависский и Лемвинско-Тынагодский (5.1.2 Au).

Пожемависский рудный узел (5.1.1Au) включает Няньворгинское (5.1.1.1Au) и Дальнее (5.1.1.2 Au) золоторудные поля. Перспективы прироста прогнозных ресурсов связываются с Няньворгинским рудным полем, расположенным в северной части района, в бассейне р. Харута (приводораздельная часть западного склона Полярного Урала). Здесь, в результате комплекса работ, проведенных в процессе ГДП-50 [418], были получены новые положительные результаты по известному рудопроявлению *Двуглавое* (IV-3-16) и выявлено новое проявление — Горняцкое. На рудопроявлении Двуглавое рудоносная зона прослежена на 2 км по простиранию при ширине порядка 100—150 м. Всего установлено шесть минерализованных тел альбит-кварцевых метасоматитов протяженностью от 100 до 500 м при мощности от 0,3 до 3,2 м. Установленные содержания золота — от 0,11 до 6,7 г/т. Тип минерализации золото-пиритовый; золото субмикроскопическое и пылевидное, реже — очень мелкое (0,05—0,12 мм). Форма золотин комковидная изометричная, реже присутствуют чешуи и идиоморфные кристаллы. Проба золота преимущественно низкая и колеблется от 600 до 820. На глубину оруденение не изучено. Прогнозные ресурсы металла (P₂) до глубины 150—200 м, по данным поисковых работ, оценены в объеме около 2 т при средневзвешенных содержаниях Au 1—2 г/т. Помимо золотоносных минерализованных зон на участке установлена карбонатная жила протяженностью около 10 м, мощностью до 1 м с редкой тонкой вкрапленностью галенита, сфалерита, халькопирита и пирита. Золото присутствует в самородном виде; содержание от 6,0 до 18,0 г/т. Содержание сопутствующих полиметаллов составляет (%): Pb — 0,51—1,65, Zn — 0,37—0,65, Cu — 0,13—0,15. С учетом присутствия на участке высококонтрастных (с изоконцентрами 0,1—1 и 0,01—0,1 г/т) вто-

ричных ореолов золота вероятно выявление здесь новых золотоносных минерализованных зон и жильных тел. Прогнозные ресурсы (P_2) оцениваются в 10 т [421].

Рудопоявление *Горняцкое* (IV-3-13) расположено в 7 км от рудопоявления Двуглавое и выявлено при производстве ГДП-50 по шлиховым делювиальным ореолам мелкого золота, пространственно совпадающим с литохимической контрастной моноэлементной аномалией свинца. Золоторудная минерализация приурочена к субсогласной минерализованной зоне мощностью до 30 м, с установленной протяженностью около 300 м; полная ее протяженность неизвестна. Сульфиды представлены в основном галенитом и пиритом. Основная масса рудных прожилков согласна со сланцеватостью вмещающих терригенных пород; рудные жилы отчасти наложены и на долериты. В ряде проб содержания золота от десятых долей до 4,7 г/т на интервал до 2 м. В кальцит-кварцевых прожилках с сульфидами содержания золота колеблется от 0,67 до 3,4 г/т, в одной пробе — 47 г/т. Содержание серебра в пробах от 18 до 81 г/т. Золото относится к классам мелкого и очень мелкого. По данным микрозондовых исследований, проба золота варьирует от 734 до 932 (среднее 845). На более широкое проявление золоторудной минерализации в районе рудопоявления указывают потоки самородного золота по делювию и основным водотокам участка (руч. Олений, р. Колокольня), а также наличие крупной (протяженностью более 2,5 км) полосы литохимических аномалий цинка, свинца и меди.

При протяженности 2500 м и средней мощности зоны 5 м прогнозные ресурсы (P_2) проявления Горняцкое на глубину до 200 м оцениваются в 15 т золота (при среднем содержании 2 г/т) [421].

Суммарные ресурсы золота Няньворгинского рудного поля до глубины 300 м (при прогнозируемом среднем содержании 2 г/т) составляют 30 т (категория P_2).

Прогнозные ресурсы проявления *Дальнее* (IV-3-24) оценены по категории P_1 в 8 т [420]. Наличие поблизости еще целого ряда золоторудных проявлений (Подкова, Северное, Пожемависское) дает основание для прогнозирования в пределах Дальнего рудного поля как минимум еще двух объектов, сопоставимых с проявлением Дальнее, в связи с чем ресурсы поля оцениваются по категории P_2 в 15 т Au.

В пределах Пожемависского узла рекомендуется постановка поисковых работ с обязательным изучением оруденения на глубине для более обоснованной прогнозной оценки и выбора первоочередных объектов для оценки.

Лемвинско-Тынаготский золоторудный узел (5.1.2Au) включает Верхнелемвинское (5.1.2.1Au), Тыкотловское (5.1.2.2Au), Бадьяшорское (5.1.2.3Au), Малотынаготское (5.1.2.4Au) и Сараншорское золоторудные поля (5.1.2.5Au).

В границах Верхнелемвинского поля ранее прогнозировались ресурсы категории P_2 в объеме 10 т лишь по району Лемвинского рудопоявления (IV-2-51). В последующие годы при проведении ГДП-200 [515], к югу от проявления были выявлены аналогичные по составу и размещению новые перспективные проявления золоторудной минерализации Подснежное и Водораздельное, которые были оценены в результате последовавших поисковых работ [431].

Проявление *Водораздельное* (IV-2-54) расположено в 0,7 км к юго-западу от Лемвинского, непосредственно по простирацию тех же рудовмещающих

отложений. Рудная зона прослежена по элювиально-делювиальным развалам и частично вскрыта одной канавой. Мощность рудной зоны 1 м, прослежена по обломкам — 600 м. В штучных пробах содержания золота от 1,1 до 9,9 г/т; среднее — 1,5 г/т. Прогнозные ресурсы по категории P_2 прямым расчетом составляют 0,7 т. Учитывая тот факт, что Водораздельное находится в непосредственной близости от рудопроявления Лемвинское, в 600 м, по простиранию его, и имеет сопоставимую протяженность, для подсчета прогнозных ресурсов категории P_3 , приемлемо взять оценочные параметры Лемвинского рудопроявления. Соответственно: $6 \times 600 \times 300 = 1\,080\,000 \text{ м}^3$. Руды — $1\,080\,000 \times 2,6 = 2\,808\,000 \text{ т}$. Золота — $2\,808\,000 \times 2,5/1000 = 7020 \text{ кг}$ или 7 т.

Проявление Подснежное (IV-2-55) располагается в 2 км к югу от Лемвинского рудопроявления, в верховьях р. Мал. Лемва. Рудопроявление состоит из нескольких тел (не менее пяти) кварц-альбитовых метасоматитов, несущих вкрапленную и прожилковую сульфидную минерализацию (пирит, галенит, халькопирит, сфалерит). Средняя мощность самого крупного тела метасоматитов — 6 м, протяженность по простиранию около 2200 м. Падение рудных тел приблизительно одинаковое (под углом 30—50°) и совпадает с общей ориентировкой сланцеватости пород района. Выявленные содержания золота 0,7—9,7 г/т (по точечным и штучным пробам). Прогнозные ресурсы категории P_2 по участку при бортовом содержании 1 г/т и среднем содержании 1,74 г/т составят 4,7 т. Прогнозные ресурсы категории P_3 рассчитаны исходя из предполагаемой мощности рудных тел в 6 м и протяженности зоны 4 км на юг, средних содержаний, соответствующих таковым на рудопроявлении Лемвинское — 2,4 г/т. Соответственно составят 45,8 т золота.

Кроме того, несмотря на отрицательную оценку с поверхности горными выработками северный фланг проявления Лемвинское остался недоизученным на глубину. При сохранении благоприятных факторов, характерных для проявления в целом, прогнозные ресурсы северного фланга по категории P_3 на основе параметров проявления Лемвинское составят $6 \times 600 \times 300 = 1\,080\,000 \text{ м}^3$. Ресурсы руды — $1\,080\,000 \times 2,6 = 2\,808\,000 \text{ т}$, золота — $2\,808\,000 \times 2,5/1000 = 7020 \text{ кг}$ или 7 т. Общие прогнозные ресурсы по рудному полю составят по категориям: P_1 — 6,8 т; P_2 — 5,4 т; P_3 — 59,8 т.

При подсчете прогнозных ресурсов *Тыкотловского золоторудного поля* за эталонный объект принято одноименное проявление, относимое к золото-полиметаллическому минеральному типу золото-сульфидной формации. На проявлении выделены две рудные зоны. Одна из них (зона II) приурочена к риолитам пожемского комплекса; вторая (зона I) — к зоне надвига и локализуется как в риолитах пожемского комплекса, так и в сланцах верхней подсвиты погурейской свиты. Главными рудными минералами являются: галенит, халькопирит, сфалерит и пирит. Прогнозные ресурсы проявления категории P_2 оценены в 17 т Au, 120 т Ag [372].

Типовым объектом золото-сульфидно-кварцевого типа в районе является *Малотынагодское золоторудное поле*, расположенное к северу от Хальмерьюского. Золотое оруденение имеет скорее всего метаморфогенно-гидротермальный характер [104] и приурочено к минерализованным зонам в отложениях погурейской свиты. Золоторудные тела представлены кварцевыми жилами и телами метасоматитов существенно серицитового состава (серицитолитов), которые контролируются зонами разрывных нарушений субпарал-

лельных фронтальному надвигу Лемвинского аллохтона. Работами РЭП «Березовское» здесь выявлены два золоторудных проявления — *Воргавож* (V-2-17) и *Тынагота* (V-2-14). Прогнозные ресурсы Малотынагодского рудного поля приняты в 2003 г. ЦНИГРИ в количестве 60 т по категории P_2 . В долине р. Мал. Тынагота, дренирующей рудное поле, разведана промышленная россыпь Мал. Тынагота (V-2-19).

Сараншорское потенциальное золоторудное поле располагается в аналогичной тектонической позиции вдоль линии надвига Лемвинского аллохтона к югу от Малотынагодского рудного поля. Основаниями для прогноза являются наличие в пределах поля малой россыпи Омрасьшор (V-1-115) и устойчивых шлиховых потоков (фактически россыпепроявлений) по ручьям Сараншор (V-1-112) и Пальникшор (V-1-121), а также прямые поисковые признаки в виде выявленных работами РЭП «Березовское» золотосодержащих минерализованных зон. Площадь Сараншорского поля сопоставима с Малотынагодским, что позволяет, приняв последнее за эталон, оценить прогнозные ресурсы поля с коэффициентом подобия 1,0 в размере 60 т, но по категории P_3 .

Работами ЦНИГРИ на правом берегу р. Кожым выделено и ошибочно включено в Росомахинский рудный узел (зону) потенциальное *Бадьяшорское золоторудное поле* (5.1.2.3 Au) на правом берегу р. Кожым, в бассейне ее притоков — Мал. Бадью, Бол. Бадью, Селемью и Яротаю. Фактически оно входит в Лемвинско-Тынагодский рудный узел и находится на продолжении к северу Малотынагодского рудного поля в аналогичной геологической позиции. В пределах поля отмечаются прямые признаки золотоносности в виде малой россыпи Гранатовый (V-1-27), шлиховых потоков золота по рекам и ручьям, дренирующим поле. ЦНИГРИ прогнозные ресурсы площади (поля) оценены по категории P_3 в 50 т. Учитывая отсутствие на данный момент конкретных золоторудных проявлений на территории поля, крайне малую вероятность наличия здесь золотоносных кор выветривания, предполагавшихся ЦНИГРИ, оценка ресурсов поля снижена нами до 10 т.

В то же время в Погурей-Тыкотловском районе в целом достаточно широко проявлены площадные и линейные мел-палеогеновые коры выветривания. В южной части района, на Пачвожско-Лемвинской площади ГДП-200 [515], их мощность достигает 50—100 м. Представлены коры сиаллитным, ферритным и силицитовым типами, что определяется в основном составом субстрата. Учитывая широкое развитие в районе золотоносной сульфидной минерализации, можно предполагать возможность выявления золотоносных кор выветривания. Однако для подготовки количественной прогнозной оценки и объектов для постановки поисковых работ рекомендуется проведение на первом этапе специализированных тематических исследований.

Золотоносность *Райизско-Войкарской* ($6Cr, Cu, Ti/O_2 - D_3$) и *Западно-Тагильской* ($7Cu, Fe, Pt/O_2 - D_3$) *минерагенических зон* связана в основном с золотосодержащими рудными формациями: (медно)-железо-скарновой, ванадий-железо-медной (платиново-золото-палладиево-медной), медно-молибден-порфировой, колчеданной.

(Медно)-железо-скарновая формация представляется весьма перспективной на золотое оруденение, которое по аналогии с месторождением Новогоднее-Монто может стать основным. Однако объекты скарново-

магнетитовой формации хорошо выражены в магнитных полях и на территории минералогической зоны их не так много. Реально относительно высокие содержания золота известны только на проявлении Третья Рудная Горка (III-5-27), где по категории P_2 они оценены в 10,4 т [386]. С учетом возможного выявления высоких содержаний золота на глубоких горизонтах проявления Первая Рудная Горка, Магнетитовое, заверке Погрымшорской аномалии ресурсы золота данного формационного типа по категории P_3 можно оценить в процентном отношении от ресурсов железных руд, взяв за эталон соотношение ресурсов на хорошо изученном Новогодненском рудном поле. Ресурсы железных руд поля по сумме категорий $P_1 + P_2 + P_3$ составляют по К. К. Золоеву 211 млн т [364]. Ресурсы и запасы золота по категории $C_1 + P_1$ — 39 т. Соответственно соотношение составляет 0,18 т/млн т. При общей прогнозной оценке на железные руды скарново-магнетитового типа Малоуральского рудного района по категориям: $P_2 + P_3$ — 371 млн т, прогнозные ресурсы золота по категории P_3 составят: $(371 \times 0,18) = 10,4$ т (имеющиеся ресурсы P_2) = 56 т.

Ванадий-железо-медная (платиново-золото-палладиево-медная) формация. Прогнозные ресурсы попутного золота в данном формационном типе только на проявлении Озерное оценены по категории P_2 в 52,8 т [249]. Также на проявлении установлена достаточно уверенная корреляция содержаний золота и меди [249]. Это дает основание для оценки прогнозных ресурсов золота Кершорского Cu, Au, Pt района (6.2) и потенциального Шекуринского Cu, Au, Pt узла (7.0.1) в составе Западно-Тагильской МЗ по категории P_3 в зависимости от оцененных ресурсов меди по объектам прогноза. Прогнозные ресурсы золота составят в этом случае: по Пятиреченскому рудному узлу (6.2.1) — 50 т; по Лагортинско-Хулгинскому потенциальному рудному узлу (6.2.2) — 50 т; по Шекуринскому потенциальному рудному — 25 т. Дополнительными факторами, повышающими надежность прогноза, являются россыпепроявления и шлиховые потоки золота (Лагорта, верховья — III-5-23; Лагорта — III-4-39; Лаптапай — IV-4-9), шлихосборы которых находятся в пределах перечисленных выше объектов прогноза. В пользу этого говорит наличие знакового шлихового потока россыпного золота в одном из ложков, дренирующих проявление Озерное.

Медно-молибден-порфировая формация практически всегда характеризуется наличием попутного золота. Прогнозные ресурсы золота этого типа оценены по категории P_2 для Элькошорского рудного поля в 2,4 т, для Маникуйского рудного поля в 30 т [364]. Прогнозные ресурсы Варчатинского блока, который охватывает выходы осадочно-вулканогенных образований малоуральской и варчатинской свит в надинтрузивной зоне можно оценить, исходя из площадной продуктивности Элькошорского рудного поля с коэффициентом достоверности 0,25 по категории P_3 — 10 т золота. Суммарные ресурсы Таньюского рудного узла в Au — 15 т.

Отмеченные выше благоприятные минералогические факторы для оруденения медно-молибден-порфирового типа характерны и для южной, крайне слабоизученной части Малоуральского рудного района. Это дает основания для выделения здесь потенциального Сыннинско-Нелкаеганского Cu, Mo, Fe рудного узла, прогнозные ресурсы которого по категории P_3 оцениваются в цифрах, сопоставимых с Таньюским рудным узлом, с коэффициентом достоверности 0,5 (ввиду отсутствия проявлений), и составят по золоту — 7 т.

Колчеданная формация. Объекты с установленной золотоносностью в составе формации имеются только в составе Хараматолоуского марганец-полиметаллического рудного района (2.2). Прогнозные ресурсы золота Тышорского проявления по категории P_1 составляют 7,9 т (Анохин, 1992). Прогнозные ресурсы района в целом по категории P_3 оцениваются нами как и по основным компонентам (см. выше) в соотношении 10 : 1 к подсчитанным ресурсам Тышорского проявления и составляют 79 т золота.

Золото россыпное. Разведанные балансовые запасы россыпного золота на территории листа Q-41 составляют около 48 т, из них 44 т в Кожимском золотороссыпном районе (0.4) в Республике Коми и 4 т в Ляпинском (0.7) районе Ханты-Мансийского АО. При этом представляется наиболее вероятным, что в целом, при имеющихся данных о россыпной золотоносности, вряд ли можно прогнозировать новые крупные мелкозалегающие россыпи с содержаниями золота не менее 0,3 г/м³.

В Кожимском районе практически все прогнозные ресурсы мелкозалегающих аллювиальных россыпей уже реализованы, и некоторые надежды связываются с прогнозом элювиально-делювиальных россыпей, ложковых россыпей. Несколько выше перспективы остаются у Ляпинского района, и пока не ясны перспективы потенциальных Хулгинского, и Войкаро-Сынинского районов.

Другие районы с известной непромышленной золотоносностью (Енганэпэйско-Манитанырдский и Лемвинский в Республике Коми, Харбейско-Щучинский в Ямало-Ненецком АО) в настоящее время оцениваются как еще менее перспективные.

Минерагеническое районирование россыпной металлоносности и прогноз показаны на соответствующих картах-врезках по Полярному и Приполярному Уралу.

Енганэпэйско-Манитанырдский золотороссыпной район (0.1) располагается в пределах горных массивов Енганэпэ, Манитанырд и их обрамлений. Общая площадь района порядка 2000 км². В районе выявлены месторождение и ряд рудопоявлений золото-мышьяковых (арсенопиритовых) руд золото-сульфидно-кварцевого типа, установлены многочисленные пункты золото-содержащей сульфидной минерализации и прогнозируются объекты золотоносных кор выветривания.

С 1980-х годов в районе выявлены мелкая аллювиальная россыпь Есто-Шор с относительно крупным металлом, представляющая интерес для старательской добычи, и большой ряд явно непромышленных россыпей и шлиховых потоков золота.

Поисковыми работами Интинской ГРЭ в 1986—1987 гг. оценены ресурсы по участкам в бассейне рек Нияю и Лек-Елец [357]:

1. Участок Верхненияюский — категория P_1 — 53 кг, при среднем содержании 609 мг/м³, мощности торфов 8,6 м и песков 0,9 м.

2. Участок Нижненияюский — категория P_1 — 434 кг, P_2 — 98 кг, при мощности торфов 11,4 м, песков 1,6 м и среднем содержании 312 мг/м³.

3. Участок Шервожский — категории P_1 — 108 кг, при среднем содержании — 108 мг/м³, мощности торфов 17,4 м и песков 0,6 м.

4. Участок Изъявожский — категория P_1 — 17 кг, при мощности торфов 3,6 м и песков 0,5 м.

5. Юго-восточный борт Нияюской депрессии — категория P_3 — 1162 кг.

Данные ресурсы к учету не предлагались, так как они являются забалансовыми по условиям Кожимского района, в первую очередь из-за высокой мощности торфов. Все наиболее богатые установленные содержания приурочены к днищам разновозрастных палеодолин плиоцен-среднеплейстоценового возраста. Однако в отличие от Кожимского района палеодолины в основном «запечатаны» ледниковыми или ледниково-морскими отложениями и не выведены на уровень современного эрозионного среза. Поэтому перспективы района в отношении аллювиальных россыпей нами оцениваются как низкие, и прогноз на них не дается. Принятые по состоянию на 1.01.1998 г. ресурсы категории P_3 по району — 1 т.

В то же время определенные перспективы могут иметь прибрежно-морские плиоцен-эоплейстоценовые россыпи вдоль восточного борта Няюской ЭСД. По данным канатно-ударного бурения, вдоль северо-западного склона хр. Манитаньрд реконструируется фрагмент погребенного абразионного уступа, выработанного в коренных породах, в пределах которого на всех профилях зафиксирована знаковая и весовая золотоносность, что является прямым поисковым признаком для прогнозирования плиоценовых россыпей прибрежно-морского генезиса.

Косвенными поисковыми признаками для прогноза россыпей являются:

- наличие месторождений и проявлений коренного золота в верховьях ручьев и рек, выходящих к перспективной площади;
- присутствие кор выветривания (промежуточного коллектора и зон обогащения золота) как в пределах площади, так и в ареалах месторождений рудного золота.

На основании перечисленных факторов и признаков с учетом линейной продуктивности юго-восточного борта Няюской депрессии 48,4 кг/км [357], прогнозные ресурсы Няюского золотороссыпного узла (0.1.1) по категории P_3 нами оцениваются:

$$48,4 \text{ кг/км} \times 35 \text{ км} = 1694 \text{ кг.}$$

Харбейско-Шучьинский золотороссыпной район (0.2) представлен на листе частично. Здесь выделяется Пайпудынский золотороссыпной узел (0.2.1), охватывающий бассейн рек Бол. и Мал. Пайпудына. Характеризуется устойчивыми знаковыми и весовыми шлиховыми ореолами золота. Для расчета прогнозных ресурсов принято среднее содержание металла 0,215 кг/м³, (по россыпи руч. Развильный) и удельная золотоносность 50 кг/км, прогнозные ресурсы россыпепроявления Пайпудына по категории P_3 оцениваются: 24 км × 50 = 1200 кг.

Прогнозные ресурсы попадающей на лист части россыпепроявления Бол. Ханмей (16 км) по этим параметрам составят 800 кг.

Войкаро-Сынинский золотороссыпной район (0.4) рассматривается в качестве потенциального, так как известных россыпей за исключением россыпи участка Дальний здесь не установлено. Россыпеобразующих объектов, за исключением Пожемавиского рудного узла здесь нет. Однако в золотосодержащих объектах медно-железо-скарновой формации присутствие золота установлено в широком диапазоне от 0,005 до 10 г/т. И они могут являться источником россыпей золота в силу присутствия в них существенной доли крупного металла (0,5—1 мм и более). Кроме того, район благоприятен для сохранности олигоценых кор выветривания, в которых могло происходить

высвобождение и концентрация металла из других золотосодержащих типов района (медно-порфирового, колчеданного, ванадий-железо-медного). О реальности такого процесса свидетельствуют золотоносные коры проявления Дальнее. Учитывая существенный прирост ресурсов коренного золота в Кершорском и Малоуральском рудных районах перспективы выявления промышленных россыпных объектов оцениваются нами положительно. Весьма показательным является распределение в районе известных россыпепроявлений. Все они (за исключением Лаптапайского) тяготеют к шлихосборам известных коренных золотосодержащих объектов. И с другой стороны, имеющиеся россыпепроявления следует рассматривать как прямые поисковые признаки рудных объектов в их шлихосборах и по иному оценивать возможные параметры известных пунктов минерализации и проявлений.

По бассейнам шлихосбора в районе выделяются пять потенциальных золотороссыпных узлов: Хараматолоуский, Таньюский, Войкарский, Пожемависский и Лаптапайский.

Хараматолоуский потенциальный золотороссыпный узел (0.4.1) охватывает бассейны рек Бол. и Мал. Хараматолоу. В пределах узла располагаются перспективные золотосодержащие проявления Озерное, Тышорское, Монталорское. К долине р. Мал. Хараматолоу приурочено россыпепроявление. При длине 17 км и продуктивности 50 кг/км ресурсы P_3 составят 850 кг. Определенные перспективы может иметь также р. Бол. Хараматолоу, для которой характерна знаковая золотоносность. В расчет взята только часть реки ниже каньонообразного участка прорыва ледниковой подпруды до каньона перед слиянием с р. Мал. Хараматолоу. Этот участок реки представляет собой естественную ловушку и имеет достаточный объем горной массы. Отдельные притоки, в частности Изъякырю имеют каньонообразные долины и не представляют интереса в отношении россыпной металлоносности. Ресурсы составят: $16 \text{ км} \times 50 \text{ кг/км} = 800 \text{ кг}$. Всего по узлу — 1650 кг. В то же время, если исходить не из теоретической линейной продуктивности, а из ресурсов коренного золота Хараматолоуского узла, которые по категории P_{1+2} составляют 60,7 т, то прогнозные ресурсы россыпного золота по узлу могут быть оценены в размере 10% от коренных и составят не менее 6 т. Данная оценка нам представляется вполне реальной и ее предлагается учесть как металлогенический потенциал.

Таньюский (Манюкуюский у А. Я. Ильюшенкова и К. К. Золоева) потенциальный золотороссыпный узел (0.4.2) охватывает бассейн р. Танью, поэтому наше название более логично. В верховьях находят известные проявления ванадий-железо-медной формации — Пятиреченское, Бая, меднопорфировой — Мокрый Лог, Осеннее, золоторудно-медно-железо-скарновой — Третья Рудная Горка. К долине р. Танью и ее притокам приурочены россыпепроявления Лагорта низовья (Танью), Лагорта верховья, общей протяженностью 30 км. Содержания золота на косах, по данным П.М. Кучерины [408], 10—27 мг/м³. Прогнозные ресурсы узла по категории P_3 , исходя из продуктивности 50 кг/км оцениваются в 1500 кг. Ресурсы коренного золота P_2 в пределах узла составляют 34 т, P_3 — 69 т, исходя из которых металлогенический потенциал россыпного золота оценивается нами в 10 т.

Войкарский потенциальный золотороссыпный узел (0.4.3) охватывает бассейн р. Войкар. В пределах узла располагаются золотосодержащие проявления Изшорское, Янаслорское, Нижнелабогейское 1,2. Известны два россы-

пепроявления — Лагорта и Войкар общей протяженностью 40 км. Данных о содержаниях нет. Прогнозные ресурсы P_3 — $40 \text{ км} \times 50 \text{ кг/км} = 2000 \text{ кг}$.

Пожемависский потенциальный зотороссыпной узел (0.4.4) охватывает площадь одноименного золоторудного узла, в пределах которого располагаются многочисленные проявления золото-кварц-сульфидной формации, наиболее известным из которых является проявление Дальнее. Известная продуктивность россыпей ближнего сноса на участке 100 кг/км . Суммарная протяженность мелких дренирующих водотоков 80 км. Прогнозные ресурсы P_3 составят $40 \text{ км} \times 100 \text{ кг/м}^3 = 8000 \text{ кг}$. Утвержденные ЦНИГРИ ресурсы по узлу — 1 т по категории P_3 . Последняя цифра ближе к реальности, так как водотоки узла приурочены к водораздельной части Урала, проходят по троговым долинам позднеплейстоценовых ледников и соответственно не имеют достаточного объема горной массы. Кроме того, перспективы россыпенности узла не могут быть велики и исходя из ресурсов участка Дальний, которые составляют по категории P_1 8 т.

Лаптопайский потенциальный золотороссыпной узел (0.4.5) охватывает бассейны рек Мокрая и Сухая Сыня. В верховьях водотоков расположена серия проявлений и пунктов минерализации золотосодержащей ванадий-железо-медной формации (Южно-Чигим-Харутское, Верхнеколокольненское, Пожемаю), медно-порфировой формации (Средне-Мокросынинское). В верховьях р. Лаптопай, дренирующего шлихосборы с них, известно россыпепроявление Лаптопайское. Данных о содержаниях нет. Прогнозные ресурсы P_3 составят, исходя из протяженности: $25 \text{ км} \times 50 \text{ кг/км} = 1200 \text{ кг}$. Минерагенический потенциал узла оценивается исходя из прогнозных ресурсов коренного золота узла категории P_3 — 200 т с коэффициентом достоверности 0,5 (учитывая отсутствие подтвержденных проявлений) в 10 т.

Таким образом, общие прогнозные ресурсы россыпного золота по Войкар-Сынинскому району по категории P_3 — 7,3 т. Минерагенический потенциал — 26 т. Последняя цифра представляется вполне реальной, исходя из имеющихся ресурсов коренного золота по району. Однако необходимо иметь в виду, что не следует ожидать реальных золотороссыпных объектов в современном аллювии и позднеплейстоценовом террасовом комплексе. Скорее всего этот потенциал может быть реализован в пределах эрозионно-структурных депрессий в погребенной речной сети, сведения о которой ввиду редкости буровых работ в долинах рек практически отсутствуют. Однако закономерности ее развития на севере Урала одинаковы, и этапность развития долин в пределах предгорной зоны Малого Урала будет аналогична Кожимскому району. Уровень эрозионного среза, по нашей оценке, также близок.

Кроме того, появились данные о наличии прибрежно-морских россыпей в зоне сочленения Урала и Западно-Сибирской низменности. Поэтому Войкар-Сынинский золотороссыпной район рассматривается нами как потенциально перспективный.

Лемвинский золотороссыпной район (0.5) охватывает практически весь бассейн р. Лемва и на юге непосредственно примыкает к Кожимскому россыпному району. Общая площадь района около 4000 км^2 . В районе известны золоторудные проявления и многочисленные пункты минерализации, в основном золото-сульфидного типа. По результатам специализированных поисковых работ (1980—1985 гг.) на большей части территории района от р. Харута на севере до р. Бол. Надота на юге установлена почти повсеместная

золотоносность долин и палеодолин. На четырех участках палеодолин и 11 участках современных долин с использованием линейной удельной продуктивности аналогов из Кожимского района подсчитаны прогнозные ресурсы категории P_2 общим объемом 10,7 т. В то же время большинство выявленных бурением россыпей проявлений приурочены к днищам переуглубленных палеодолин и из-за большой мощности торфов не представляют практического интереса.

На водоразделе рек Лемва и Кожым в погребенных палеодолинах «лемвинской» части водораздела общей протяженностью 105 км с учетом материалов детальных поисковых работ на участке Водораздельный (1989 г.) подсчитаны прогнозные ресурсы категории P_3 в объеме 20 т. При этом по содержанию золота (в среднем порядка 200 мг/м³) и мощности торфов в среднем 25 м и мощности песков в среднем 2,0 м эти ресурсы относятся к некондиционным и к учету также не предлагались.

В итоге при апробации ЦНИГРИ по состоянию на 1.01.1998 г. приняты к учету ресурсы по району в объеме 1 т категории P_2 и 1 т категории P_3 без локализации по площадям, что не представляет практического интереса.

В 2002 г. по результатам ГДП-200 [514] в качестве перспективной выделена Пернашорская россыпь, расположенная в верховьях р. Бол. Лемва, которая по своему геоморфологическому и геологическому положению сопоставляется с россыпью Бол. Каталамбию. При расчетах принято среднее содержание золота в 2 раза меньше, чем у аналога, т. е. 0,25 г/м³. При протяженности 1,7 км, ширине 200 м и мощности песков 2 м ресурсы составляют 0,2 т. Мощность торфов от 3 до 5 м. Россыпь может представлять интерес для старательской отработки. Кроме того, в районе выявлена малая делювиальная россыпь Лемвинская. Содержание металла в шлихах из пятен-медальонов делювиально-солифлюкционных отложений достигает 840 мг/м³. На площади 1000 × 650 м, при мощности песков 3 м прогнозируются ресурсы категории P_2 в объеме 0,3 т со средним содержанием 0,2 г/м³.

Признаки наличия делювиальных россыпей есть также и на участках рудопроявлений Двуглавое и Горняцкое. В частности последнее было выявлено путем прослеживания делювиального шлихового ореола золота. Поэтому в связи с расширением перспектив коренного золота в районе в настоящее время есть смысл оценить прогнозные ресурсы элювиально-делювиальных россыпей в районе в первом приближении в 1 т по категории P_3 .

Таким образом, в Лемвинском районе, несмотря на значительные объемы поисковых работ, в том числе с применением канатно-ударного бурения, к настоящему времени не выявлено локальных объектов с промышленно значимыми оцененными прогнозными ресурсами. Это свидетельствует о том, что несмотря на хорошо развитую и хорошо сохранившуюся в районе сеть древних эрозионно-структурных депрессий, вероятно, содержащих значительные объемы россыпного металла, в зоне низких предгорий они не выведены на современный эрозионный срез, и вся эта зона не представляет практического интереса в отношении россыпной металлоносности.

Суммарные ресурсы россыпного золота по категории P_{2+3} в районе составляют порядка 3 т.

Кожимский золотороссыпный район (0.6) в геоморфологическом плане расположен на стыке низких и высоких предгорий западного склона Приполярного Урала и, кроме того, охватывает и саму зону кряжа. Ограничен водо-

сборным бассейном р. Кожым. В районе выделяется пять золотороссыпных узлов: Нижнекожимский (0.6.1), Тавротинский (0.6.2), Центральнекожимский (0.6.3), Балбаньюский (0.6.4), Верхнекожимский (0.6.5).

С 1979 по 1988 г. в районе велась старательская добыча, вначале артелью «Печора», затем ГПП «Терра». Запасы основных россыпей утверждены ГКЗ СССР и, таким образом, к 1990 г. в результате разведочных работ в Кожимском районе практически полностью реализованы прогнозные ресурсы промышленно значимых россыпей. Остались неразведанными некоторые пойменно-русловые россыпи среднего и нижнего течения р. Кожым (от устья р. Бол. Каталамбию до р. Бетью), отдельные фрагменты в среднем течении р. Балбанью. Прогнозные ресурсы этих россыпей оцениваются в 5 т золота, но расположены они в основном под руслами крупных водотоков и, к тому же, на участках каньонообразных современных долин, а значит отработке с учетом вхождения в настоящее время р. Кожым в Национальный парк «Югы-два» эти россыпи не подлежат.

Имеются значительные ресурсы золота в палеодолинах Кожимско-Лемвинского водораздела (участки Водораздельный, Бол. Таврота, Безымянный), которые являются продолжением известных россыпей Таврота, Балбанью и Хрустальная, связанных палеодолинами санавожского и тавротинского этапов развития речной сети в плиоцене и эоплейстоцене. Однако с учетом отношения «торфов» к «пескам» эти глубокозалегающие ресурсы относятся к забалансовым.

Основные перспективы расширения ресурсной базы россыпного золота в районе могут связываться только с россыпями ближнего сноса.

Россыпи ближнего сноса объединяют элювиальные, элювиально-делювиальные россыпи, развивающиеся по зонам золото-сульфидно-кварцевого оруденения и по корам выветривания, ложковые и аллювиальные россыпи водотоков 1—2 порядков. Установленные и прогнозируемые россыпи ближнего сноса связаны в основном с Малдинским и Росомахинским рудными узлами. Прослеживается вся цепочка эволюции россыпей и россыпного золота. Соответственно Малдинский рудный узел питает Балбаньюский россыпной узел, Росомахинский узел — Балбаньюский и, частично, Верхнекожимский россыпные узлы. Площадная продуктивность элювиально-делювиальных россыпей принята при подсчете ресурсов по аналогии с разведанными участками (Сюрасьрузьвож), где она колеблется от 2—3 до 8 т/км². Среднее содержание свободного золота в россыпи в левом борту руч. Сюрась-Рузьвож составляет 1135 мг/м³, достигая по отдельным выработкам 10—14 г/м³.

При оценке прогнозных ресурсов ложковых и аллювиальных россыпей водотоков 1—2 порядков в 1991 г. учтены лишь водотоки, дренирующие известные рудные зоны и узлы, не охваченные разведкой. Линейная продуктивность аллювиальных россыпей водотоков 2—3 порядков Кожимского района составляет в среднем 75 кг/км и варьирует от 10—20 кг/км для водотоков вне рудоносных зон до 400—500 кг/км на участках долин, смещенных в плане с коренными источниками. Для ложковых и аллювиальных россыпей водотоков 1—2 порядка применен понижающий коэффициент — 0,3.

По состоянию на 1.01.2003 г. оценка прогнозных ресурсов выглядит следующим образом [421]. Ввиду прямой связи с коренными источниками она дается непосредственно по коренным золоторудным узлам, но относится в итоге к Балбаньюскому золотороссыпному узлу.

Росомахинский рудный узел. Прогнозные ресурсы в элювиально-делювиальных россыпях, развивающихся по коренным источникам, оцениваются в 15 т категории P_3 . Основные перспективы связываются с Южно-Росомахинским рудным полем, где прогнозируются крупные ресурсы коренного золота золото-сульфидно-кварцевого типа и типа кор выветривания и где разведана (и практически отработана) делювиальная россыпь Сюрасьрузвож.

Прогнозные ресурсы золота в ложковых и аллювиальных россыпях водотоков 1—2 порядков, эродирующих Росомахинский узел, подтверждены разведочно-добычными работами на Каталамбинском участке и оцениваются по категории P_3 в объеме 7 т.

Малдинский рудный узел. Золото в элювиально-делювиальных россыпях, развивающихся по коренным источникам, выявлено на Алькесвожском участке, в пределах месторождения Чудное и проявления Нестеровское. Они оценены по категории P_2 в 3 т.

Прогнозные ресурсы ложковых и аллювиальных россыпей водотоков 1—2 порядков, эродирующих Малдинскую зону, оценены по категории P_3 в объеме 1 т [302].

В итоге по Балбаньюскому узлу суммарный прогноз составит: по элювиально-делювиальным россыпям по категории P_2 — 3 т, P_3 — 15 т, в ложковых россыпях P_3 — 8 т.

Хулгинский потенциальный золотороссыпной район (0.7) охватывает бассейны р. Тыкотлова, Балбанью Восточная и Неркаю. В верховьях р. Тыкотлова располагаются золоторудные объекты Тыкотловского золоторудного поля. По долинам имеются шлиховые потоки золота от е. з. до первых десятков мг/м³.

В прогнозных ресурсах россыпного золота по состоянию на 1.01.1998 г. р. Тыкотлова значится как объект для проведения поисковых работ с прогнозными ресурсами категории P_3 — 1100 кг золота при содержаниях на массу 260 мг/м³. Здесь же числится объект рек Неркаю, Балбанью и др. с общими прогнозными ресурсами категории P_3 — 2200 кг золота при содержаниях на массу — 230 мг/м³.

В тематической работе ЦНИГРИ (Матвеева и др., 2001ф) прогнозные ресурсы долин рек Тыкотлова, Балбанью и Неркаю оцениваются по линейной продуктивности в 70, 100 и 50 кг/км соответственно при длине перспективных участков 15, 30 и 10 км. Всего получается 4500 кг россыпного золота по категории P_3 . Предполагается присутствие платиноидов. Принимаются утверждавшиеся на 1.01.1998 г. прогнозные ресурсы (табл. 21).

Таблица 21

Экспертная оценка прогнозных ресурсов россыпного золота долин Хулгинского россыпного района [365]

Долины рек	Содержание золота, мг/м ³	Прогнозная длина долины, км	Прогнозные ресурсы по категориям, кг		
			P_1	P_2	P_3
Река Тыкотлова	260	10			1100
Река Балбанью	230	20			1400
Река Неркаю	230	8			800
Всего					3300

В северной части Хулгинского россыпного района, которая работами ЦНИГРИ не оценивалась, К. К. Золоевым и др. [365] в верховьях р. Тыкотлова выделяется Тыкотловский золотороссыпной узел, приуроченный к одноименной ЭСД. Дается прогноз по категории P_3 — 7, 45 т, в том числе 20 % МПГ — 1,49 т. По нашему мнению данные ресурсы учету не подлежат, так как для оценки используются, с одной стороны, средние содержания 190 мг/м^3 , которые реально в верховьях р. Тыкотлова не отмечались. С другой стороны, от района слияния рек Бол. и Мал. Тыкотлова вверх долина имеет троговый характер и перекрыта мореной позднеплейстоценового горно-долинного оледенения, что резко увеличивает мощность торфов, и предлагаемые для расчета средние содержания заведомо некондиционны. Присутствие МПГ в россыпях верховьев р. Тыкотлова также более чем проблематично.

Таким образом, в потенциальном Хулгинском россыпном районе прогнозные ресурсы оставлены на прежнем уровне — 3,3 т по категории P_3 .

Кроме того, здесь оценен ЦНИГРИ металлогенический потенциал для участков разгрузки рек в районе Восточно-Уральского уступа, вдоль долины р. Хулга (Матвеева, Яновский, Риндзюнская, 2001ф) в 2,0 т при следующих параметрах: длина 20 км, расчетная ширина 70 м, мощность 10 м, ожидаемое содержание 150 мг/м^3 .

Ляпинский золотороссыпной район (0,8) охватывает бассейны р. Хальмерью, Лемпуаю, Манья, Щекурья. В районе выделяются четыре золотороссыпных узлов: Хобеинский (0.8.1), Народнинский (0.8.2), Хальмерьинский (0.8.3), Маньинский (0.8.4). Характеристика россыпей в них была дана выше. В районе формально действуют кондиции, разработанные ЦНИГРИ еще в 1993 г.: для блока годовой производительности при отсутствии вскрыши — 170 мг/м^3 .

Прогнозная оценка районов представляется в основном по материалам К. К. Золоева и др. [365] на основе указанных выше кондиций (табл. 10), которая представляется нам достаточно объективной. Авторами справедливо указывается, что в шурфовочных линиях далеко не все шурфы добивались до коренных, и средние содержания по многим объектам были явно занижены на уровне $96\text{—}130 \text{ мг/м}^3$, что подтверждает история разведки отработанной в настоящее время россыпи Яроташор. Это дает основание на постановку на учет прогнозных ресурсов по данным объектам.

Хобеинский золотороссыпной узел охватывает бассейны рек Хобею и Маньхобею. В бассейне шлихосбора развиты породы мороинской, пуйвинской, шокуринской и маньхобеинской свит, прорванные интрузиями сальнерско-маньхамбовского комплекса, что определяет высокую перспективность района на коренное золото. Однако здесь известно пока одно золоторудное проявление Маньхобею, зато установлены довольно многочисленные малые россыпи по притокам второго порядка Листапендишор, Воргашор, Кедровое, которые относятся к забалансовым, и россыпь Хобею в нижнем течении реки с балансовыми содержаниями металла. Кроме того, практически по всем притокам отмечаются шлиховые потоки. Содержания металла в пробах достигают $430\text{—}533 \text{ мг/м}^3$ и более. По своим особенностям хобеинский узел близок к Верхнекожимскому золотороссыпному узлу.

Народнинский золотороссыпной узел охватывает бассейн верховьев р. Народа и ее левых и правых крупных притоков — Лемпуаю, Лонгла. Геологическое строение шлихосбора крайне неоднородно. Здесь развит практически

весь разрез протерозоя Ляпинского антиклинория, которые сменяются на восток образованиями Лемвинской и Тагильской зон. Соответственно должен быть разнообразен характер коренных источников, из которых в настоящее время пока не установлено ни одного. Россыпепроявления и шлиховые потоки установлены по большинству основных притоков и самой р. Народа. Разведаны две малые россыпи Рудашор и Омрасьшор со средними содержаниями — 360—494 мг/м³. Примечательно, что обе они приурочены к участкам долин, совпадающих с зонами крупных надвигов, и могут служить прямым поисковым признаком для поисков минерализованных зон золото-сульфидно-кварцевой формации типа месторождения Сосновое. Бассейны правых притоков р. Лонгла и Лемпуау пересекают Щекурыйнский массив платиноносного пояса и одновременно имеют определенные перспективы в отношении россыпной платиноносности.

Хальмерьинский золотороссыпной узел охватывает бассейны рек Хальмерью и Налимаю, Эрэпшор. В его пределах располагаются месторождение Сосновое и многочисленные проявления Хальмерьинского и Малотынагодского золоторудных полей, известны малые промышленные россыпи: Хальмерью, Пальникшор, Малая Тынагота и другие с крупным металлом и средними содержаниями 300—1070 мг/м³. В то же время представляется, что основные золотороссыпные объекты узла, за исключением рек Налимаю и Эрэпшор уже реализованы. Поэтому Хальмерьинский узел может рассматриваться в качестве типового объекта для определения соотношения объемов коренного и россыпного золота для долин зоны кряжа, не обладающих значительным объемом горной массы и разветвленной сетью разновозрастных палеодолин, что характерно для Кожимского района. Сумма запасов и прогнозных ресурсов коренного золота Хальмерьинского рудного поля около 50 т. Сумма запасов и прогнозных ресурсов бассейна р. Хальмерью — 2,7 т. Таким образом, в россыпях сохранилось в данной геоморфологической обстановке не более чем 5,4% от ресурсов коренного золота. Это соотношение можно использовать и в обратном варианте для оценки прогнозных ресурсов коренного золота.

Маньинский золотороссыпной узел охватывает бассейн верховьев собственно р. Манья и ее правых притоков, дренирующих в основном метаморфические образования Хобеизкого блока и отчасти его обрамления. Известные коренные объекты немногочисленны — это проявление Сред. Яроташор и Косумнерское золото-серебряное малое месторождение. В то же время выявлены, разведаны и частично отработаны средние и малые россыпи с крупным металлом: Няртаю, Нестершор, Яроташор, Золотошор, россыпепроявления и шлиховые потоки. Средние содержания в россыпях высокие — 487—847 мг/м³. Наиболее перспективным и недооцененным является нижнее течение р. Манья (урочище Манья-Чигим) с притоком Кедрасью. Геоморфологическая ситуация на этом участке сопоставима с нижним отрезком Балбаньюской ЭСД. Оценка прогнозных ресурсов здесь, вероятно, занижена.

Общие, в целом невысокие, прогнозны ресурсы россыпей Ляпинского района по сравнению с Кожимским объясняются иной геоморфологической ситуацией. В основном здесь присутствуют ложковые россыпи и аллювиальные россыпи ближнего сноса. Отсутствуют обстановки вывода на современный эрозионный срез днищ палеодолин предшествующих этапов развития речной сети и соответственно многократный перемыв и переотложение металла.

Следует согласиться с мнением К. К. Золоева и соавторов [365] о вероятной золотоносности Маньинской ЭСД, которая служит как местом разгрузки современных рек, так и вместилищем неогеновых погребенных долин. Ее прогнозные ресурсы оценены при следующих параметрах: длина 50 км, расчетная ширина 100 м, мощность 10 м, среднее содержание 200 мг/м³, коэффициент неравномерности 0,2, прогнозные ресурсы категории P₃ — 2,0 т россыпного золота. Ввиду отсутствия реальных пересечений нами предлагаются данные ресурсы рассматривать в качестве минерагенического потенциала. Однако среднее содержание более логично принять по россыпи Таврота — 352 мг/м³. В этом случае минерагенический потенциал составит 3,5 т.

Платина и платиноиды. В пределах листа в качестве перспективных на платиноиды формационных типов рассматриваются хромитовая, ванадий-железо-медная (платиново-золото-палладиево-медная), золоторудная и черносланцевая формации.

В составе *хромитовой формации* платиноиды представлены Ir, Os, Ru, Pt. Сведения о об их средних содержаниях в хромитовых рудах приведены в табл. 11. Л.И. Гурской прогнозные ресурсы платиноидов в хромитовой формации оцениваются в следующих количествах. По массиву Рай-Из (т): категории P₂ — 8, категории P₃ — 41,5, всего 49,5, в т. ч. Ir — 8, Os — 9, Pt — 6, Ru — 26,5. По Войкаро-Сынинскому массиву (т): категории P₂ — 14, категории P₃ — 72,5, всего 86,5, в т. ч. Ir — 12, Os — 12, Pt — 26,5; Pd — 18, Ru — 18. Однако несмотря на значительные успехи в изучении платиноидов в хромитовых рудах Полярного Урала и достаточно оптимистичную оценку прогнозных ресурсов, следует признать, что при установленном уровне содержаний и нерешенности вопроса извлечения платиноидов в технологическом цикле обогащения и металлургической переработки хромитовых руд данные ресурсы пока не имеют промышленной значимости и могут рассматриваться только в качестве металлогенического потенциала.

Попутные платиноиды в объектах *ванадий-железо-медной (платиново-золото-палладиево-медной) формации* образуют собственные минеральные формы и технологически извлекаемы в цикле переработки медных руд. Поэтому они должны, безусловно, учитываться. Прогнозные ресурсы попутных платиноидов (платины и палладия) в данном формационном типе только на проявлении Озерное (табл. 20) оценены по категории P₂ в 48,6 т палладия (при среднем содержании 0,28 г/т) и 8,7 т платины (при среднем содержании 0,05 г/т) [249]. Также на проявлении установлена достаточно уверенная корреляция содержаний палладия и меди [249]. Это дает основание для оценки прогнозных ресурсов платиноидов Кершорского Cu, Au, Pt района (6.2) и потенциального Щекуринского Cu, Au, Pt узла (7.0.1) в составе Западно-Тагильской МЗ по категории P₃ в зависимости от оцененных ресурсов меди по объектам прогноза. Прогнозные ресурсы золота составят в этом случае: по Пятиреченскому рудному узлу (6.2.1) 55 т палладия и 10 т платины; по Лагортинско-Хулгинскому потенциальному рудному узлу (6.2.2) также 55 т палладия и 10 т платины; по Щекуринскому потенциальному рудному узлу 22 т палладия и 5 т платины.

Платиносодержащие золоторудные формации на территории листа пока еще недостаточно изучены в отношении платиноидов, за исключением месторождения *Чудное* (V-1-20), для которого характерно палладистое золото. Запасы палладия по месторождению в количестве 172 кг отнесены к забалан-

совым из-за отсутствия конкретных технологических испытаний по их извлечению [358]. Прогнозные ресурсы палладия по категории P_2 по Алькес-вожскому рудному полю оцениваются, исходя из соотношений золота и палладия в подсчитанных запасах как 13 : 1 и составят, исходя из ресурсов золота категории P_2 669 кг. Аналогично прогнозные ресурсы категории P_3 — 1,1 т.

Есть сведения о содержании платины в рудах месторождений Верхнеия-юское-II, Новогоднее-Монто и некоторых проявлениях (Борзовское). Однако имеющиеся прогнозные оценки на данном этапе изученности следует признать завышенными и малообоснованными.

Признаки *платиноидов черносланцевого типа* известны в виде единичных определений штучных проб с содержаниями первые десятые г/т, по данным Л. И. Гурской [62] в Саурейско-Пайпудыньском районе. В углистых сланцах в районе Софроновского фосфоритового месторождения содержания благородных металлов достигают (г/т): Pt — 0,78; Pd — 2,5; Ir — 0,18; Au — 0,18. По данным А. П. Прямоносова [467], на левобережье р. Бол. Пайпудына среди образований качамыльской(?) свиты встречен пункт минерализации в сульфидизированных углистых сланцах с содержаниями Pd — 2,8 г/т; Au — 1,4 г/т. На основании этого Л. И. Гурской методом экспертных оценок прогнозируются ресурсы платиноидов черносланцевого типа по району Софроновского месторождения по категории P_3 — 5 т.

Прогнозируемое платинометалльное оруденение Саурейско-Пайпудыньского района относится Л. И. Гурской к палладиево-платиновому (южно-китайскому) рудно-формационному типу, связанному с окраинно-континентальными геодинамическими обстановками. Из наблюдающейся связи платинометалльной минерализации с полиметаллическим оруденением очевидно, что в образовании повышенных концентраций платиноидов в районе, помимо углеродистого вещества, существенная роль принадлежит гидротермальным подводным системам, связанным с разломами рифтогенной стадии, обновленными здесь в период позднеордовикской деструкции. Именно поэтому на Полярном Урале наибольшее количество точек рудной минерализации наблюдается в Саурейско-Пайпудыньской зоне, приуроченной к восточному краю Пайпудыньского палеогорста.

Нами по аналогии прогнозируется вероятное наличие платинометалльного оруденения в черносланцевых образованиях Кожимско-Парнокского железо-марганец-полиметаллического рудного района, где опробование на металлы платиновой группы в черных сланцах не проводилось [516]. В пределах Парнокского железомарганцевого рудного узла интерес в первую очередь могут представлять черносланцевые прослои в составе пачки «с-2» парнокской подсвиты, которые характеризуются повышенным аномальным фоном полиметаллов.

Весьма интересное подтверждение данному выше прогнозу недавно получено Н. Н. Зыкиным (2003), которым установлены повышенные содержания палладия (0,45 г/т), а также золота (0,81 г/т) в пробе, отобранной из магнетитовых руд Парнокского месторождения.

В пределах Балбанью-Кожимского полиметаллического рудного узла наиболее благоприятными для локализации платинометалльного оруденения, по нашему мнению, являются черносланцевые пачки в составе грубепендишорской свиты, локализующиеся ниже горизонтов с полиметаллическими рудами. Следует также обратить здесь внимание на Юнковожское проявление,

черные сланцы которого отличаются повышенными содержаниями серебра и урана. Количественная оценка ресурсов платиноидов в этом районе пока преждевременна.

Учитывая наличие собственных минеральных форм, вероятно присутствие платиноидов и в россыпях района. Однако количественная оценка для большинства россыпных районов представляется преждевременной до выявления конкретных россыпепроявлений. К.К. Золоевым [365] металлогенический потенциал россыпных МПГ Хулгинского россыпного района оценен в 1 т.

Пьезооптическое сырье. Месторождения прозрачного жильного кварца, горного хрусталя и пьезооптического кварца сосредоточены в пределах Приполярноуральской кварцевожильно-хрусталеносной провинции. Выделяются три крупных кварцевожильных района: Западный, Центральный и Восточный, состоящие из узлов и полей. Основными месторождениями с балансовыми запасами прозрачного жильного кварца для плавки, горного хрусталя, пьезооптического кварца являются: Желанное, Пелингичей, Николайшор, Омегашор, Северная Лапча.

Промышленный спрос на кварцевое сырье, особенно на горный хрусталь и пьезооптический кварц, остается низким. Поэтому в настоящее время учитываются только наиболее достоверные прогнозные ресурсы сырья и только на экономически наиболее важных месторождениях.

Прогнозные ресурсы кварцевого сырья по состоянию на 1.01.1998 г. по Республике Коми утверждены Роскомнедра в следующих категориях и количестве: прозрачный жильный кварц для плавки — всего 4523 т, в том числе по категориям: P_1 — 2887 т, P_2 — 1588 т, P_3 — 48 т; горный хрусталь для плавки — всего 2164 т, в том числе по категориям: P_1 — 1108 т, P_2 — 987 т, P_3 — 69 т; пьезооптический кварц — всего 4984, в том числе P_1 — 1570, P_2 — 2934, P_3 — 480 кг моноблоков. Учтены ресурсы по Желаннинскому и Николайшорскому полям. Подавляющая часть их сосредоточена на месторождениях Желанное и Николайшор. Важно, что эти месторождения являются комплексными. Здесь имеются ресурсы всех видов кварцевого сырья. Добыча горного хрусталя и пьезооптического кварца может производиться попутно с добычей прозрачного кварца.

Следует отметить, что в пределах западного склона Приполярного Урала имеется еще ряд полей, по которым ранее проведена оценка прогнозных ресурсов различных видов кварцевого сырья (табл. 2), но не учтенных или снятых с учета (Вангырское, Росомахинское, Падежавожское поля) в связи с удаленностью и труднодоступностью. В перспективе они могут представлять промышленный интерес как объекты 3-й очереди.

Прозрачный жильный кварц. Ресурсы прозрачного жильного кварца сосредоточены в основном в пределах Желаннинского поля и, в значительно меньшем количестве, — в пределах Николайшорского поля (табл. 1). По существу это месторождения Желанное и Николайшор. Прогнозные ресурсы прозрачного жильного кварца для плавки Желаннинского поля сосредоточены на северо-восточном фланге Западной зоны и участке горы Холодная (Пожидаев и др., 1988). Учтенные ресурсы составляют 4301 тыс. т, в т. ч. по категориям: P_1 — 2809 тыс. т, P_2 — 1444 тыс. т, P_3 — 48 тыс. т. По качеству прозрачный жильный кварц соответствует в основном 2 и 3 сортам. Выход высококачественного кварца (1 и высший сорта) относительно низкий. Разде-

ление сырья по сортам возможно путем ручной разборки. Благоприятными обстоятельствами являются значительная мощность жил и однородность кварца. В пределах Восточной зоны прозрачный жильный кварц практически отсутствует.

Прогнозные ресурсы прозрачного жильного кварца Николайшорского поля сосредоточены на его глубоких горизонтах и составляют 222 тыс. т, в т. ч. по категориям: P_1 — 78 тыс. т, P_2 — 144 тыс. т.

Прозрачный жильный кварц как Желаннинского, так и Николайшорского полей может использоваться не только как сырье для плавки стекла, но и как сырье (шихта) для синтеза искусственных монокристаллов, требования к которому ниже (ТУ 41-07-014-86), как сырье для варки стекла и др.

Из числа других кварцевожильных полей наибольший интерес в отношении прозрачного жильного кварца представляют Вангырское (P_3 — 34 тыс. т) и Росомахинское (P_3 — 50 тыс. т) поля.

Горный хрусталь для плавки. Основные прогнозные ресурсы горного хрусталя сосредоточены в пределах Желаннинского поля и составляют 2019 т, в т. ч. по категориям: P_1 — 1093, P_2 — 857, P_3 — 69 т, а также Николайшорского поля — 145 т, в т. ч. по категориям: P_1 — 15, P_2 — 130 т.

На площади Желаннинского поля ресурсы горного хрусталя находятся на северо-восточном фланге Западной зоны месторождения Желанное и на участке горы Холодная в тех же жильных узлах, что и прозрачный кварц. Ресурсы горного хрусталя для плавки Восточной зоны месторождения Желанное значительно ниже, чем Западной. Это связано с тем, что хрусталеносные гнезда здесь небольшие. Кроме того, содержание элементов-примесей, в частности алюминия и лития в кристаллах кварца нередко выше требований, предъявляемых к плавочному сырью.

Прогнозные ресурсы горного хрусталя для плавки Николайшорского поля во много раз ниже, чем Желаннинского. Ресурсы горного хрусталя для плавки, оцененные по категории P_3 , имеются также в пределах Вангырского (73 т), Росомахинского (137 т), Падежавожского (186 т) и других полей.

Пьезооптический кварц. Основные ресурсы пьезооптического сырья находятся на Желаннинском и Николайшорском полях. Для Желаннинского поля ресурсы пьезооптического кварца составляют в сумме 3684 кг, в т. ч. по категориям: P_1 — 1570 кг, P_2 — 1634 кг, P_3 — 480 кг моноблоков. Они находятся в Западной и Восточной жильных зонах месторождения.

На Николайшорском поле прогнозные ресурсы пьезооптического кварца оценены по категории P_2 и составляют 1300 кг моноблоков. Ресурсы пьезооптического кварца имеются на Вангырском (P_3 — 730 кг моноблоков) и других полях.

Помимо указанных видов кварцевого сырья, в Приполярноуральской кварцевожильно-хрусталеносной провинции имеются гранулированный и молочно-белый кварц.

Ресурсы гранулированного кварца не оценены, хотя изучение такого кварца ранее проводилось (Кораго и др., 1985 и др.). Основным недостатком сырья является присутствие минеральных включений, удаление которых требует довольно глубокого обогащения. В перспективе на основе гранулированного кварца могут быть получены концентраты особо чистого кварцевого сырья, подобные южноуральским месторождениям.

Молочно-белый кварц является относительно низкокачественным и используется для варки стекла. Такой кварц широко распространен в регионе.

Ресурсы оценены в пределах ряда полей, в частности Кустарникового, Падевожского и др. В случае возникновения промышленного спроса ресурсы молочно-белого кварца могут быть значительно увеличены и переведены в запасы.

Бариты. На территории листа баритовое оруденение представлено стратиформным (гидротермально-осадочным) и жильным (гидротермальным) типом. Практическое значение имеет только стратиформный тип, который локализуется в пределах Собско-Пальникского баритоносного рудного района. В результате поисковых, поисково-оценочных и разведочных работ в 1970—1980-е годы большинство месторождений и проявлений баритов были выявлены и оценены. Поэтому прирост прогнозных ресурсов возможен только на их флангах. За счет прогнозных ресурсов возможен прирост запасов и увеличение ранга известных рудных объектов (прил. 3). Сведения о прогнозных ресурсах известных месторождений даны также выше, при их описании.

Здесь остановимся только на проявлении *Вонкурьюганское* (П-5-42). В ходе поисковых работ [415] прогнозные ресурсы Вонкурьюганского проявления были оценены по категории P_2 в 5 млн т барита, а прогнозные ресурсы флангов (Вонкурьюганское рудное поле) на основе имеющихся ВГХО оценены по категории P_3 в 10 млн т. Это дает основание прогнозировать на проявлении крупное месторождение.

Фосфориты. Приведенная выше характеристика известных проявлений фосфоритов позволяет наметить некоторые закономерности локализации фосфоритового оруденения для Лемвинской зоны. Наиболее глубоководные фациальные типы осадков (центральная и восточная подзоны для силура и центральная для карбона) характеризуются исключительно желваковым типом руд, не представляющими практической значимости. В западной подзоне на силурийском и каменноугольном уровнях получают распространение проявления пластовых микрозернистых фосфоритов. Они также не отличаются высокими содержаниями P_2O_5 , но являются благоприятным субстратом для формирования богатых гипергенных фосфоритов типа месторождения Софроновское, проявлений Пограничное, Есто-то, представляющие уже очевидный промышленный интерес.

На башкирском уровне, как для западной, так и для восточной подзон характерны проявления обломочных фосфоритов, представляющих собой пласты склоновых конглобрекчий, образовавшихся, по-видимому, за счет разрушения богатых пластовых каменистых микрозернистых фосфоритов в верхней части склона. Хотя реальные проявления таких фосфоритов пока не установлены.

Причина описанной выше закономерности, заключающейся в нарастании масштаба и качественных показателей фосфоритового оруденения по мере движения вверх по склону, связана, на наш взгляд, с хорошо известным явлением апвеллинга на современных океанических окраинах. Максимум накопления фосфора в осадках приходится на верхнюю часть континентального склона и нижнюю часть шельфа, где находится область смешивания поднимающихся холодных придонных вод, обогащенных фосфором, с теплыми водами мелкого шельфа (Батурин, 1996). При этом важен также момент вторичной концентрации фосфатных зерен за счет перемыва в отложениях современных внешних шельфов.

Согласно нашим палеорекострукциям [516], наибольший палеогеоморфологический уступ склона, начиная с позднего ордовика, приурочен к внешнему краю барьерного рифа и оолитовых отмелей. Палеозона апвеллинга очевидно была приурочена к внешнему склону карбонатной платформы. Поэтому полоса, наиболее благоприятная для фосфатонакопления, прогнозируется нами непосредственно к востоку от этой границы и рекомендуется для постановки поисковых работ на фосфориты в Кожимском и Елецком районах. Необходимо отметить, что она весьма слабо обнажена и поэтому до настоящего времени недостаточно опоскована. Но именно к ней приурочено большинство описанных выше известных проявлений микрозернистых фосфоритов, и к востоку от нее располагаются переотложенные склоновые фосфоритовые конглобрекции проявления Нежданное.

Прогнозные ресурсы известных проявлений микрозернистых фосфоритов вследствие низких содержаний и отсутствия в их составе лимонорастворимых фосфатов, что исключает их использование в качестве фосфоритовой муки, учету не подлежат. Практический интерес пока представляет только гипергенный тип.

Главными минерагеническим факторами прогноза последнего являются: наличие первичного фосфоритового оруденения одного из охарактеризованных выше уровней, развитие кор выветривания линейного типа вдоль тектонических контактов, приуроченность к эрозионно-структурным депрессиям, что обеспечивает сохранность кор. Прямыми поисковыми признаками являются проявления и пункты минерализации гипергенных фосфоритов.

На основании перечисленных факторов и признаков в пределах Саурей-Пайпудынского фосфорит-полиметаллического района к северу от месторождения Софроновское выделяются Развильненское, Пограничное и Естотинское рудные поля.

Развильненское рудное поле (5.3.0.2) охватывает участки Дьявольский и Большеозерный. Прогнозные ресурсы поля оценены (млн т): по категориям P_1 — 4; P_2 — 17,1; P_3 — 16. Здесь и далее оценки даются по Л. Я. Островскому [151].

Пограничное рудное поле (5.3.0.1) охватывает участки Пограничный и оз. Усваты. Прогнозные ресурсы поля оценены (млн т): по категориям P_1 — 9; P_2 — 6,4; P_3 — 33.

Естотинское рудное поле (5.0.0.1) включает известное проявление *Естотинское*. Протяженность перспективной площади составляет 12,5 км при ширине до 5 км. Всего по категории P_1 гипергенных фосфоритовых руд — 16,1 млн т, по категории P_2 — 8,9 млн т [368].

Нелокализованные прогнозные ресурсы желваковых фосфоритов Собско-Пайпудынского узла (5.5.1) оцениваются в 6,3 млн т по категории P_3 .

ГИДРОГЕОЛОГИЯ

Гидрогеологические условия региона характеризуются большим разнообразием, которое определяется его геологическим строением, геоморфологией, историей геологического развития, характером распространения многолетней мерзлоты и другими факторами. Территория листа принадлежит к трем гидрогеологическим областям — Тимано-Печорской артезианской области, Уральской гидрогеологической складчатой области и Западно-Сибирской артезианской области (рис. 5).

Гидрогеологическая изученность территории листа крайне неравномерная. Наиболее подробно в масштабах 1 : 25 000—1 : 50 000 изучены территории Воркутинского и Интинского промышленных районов. В Воркутинском районе проведена Комплексная гидрогеологическая, инженерно-геологическая и геоэкологическая съемка масштаба 1 : 50 000 [382]. В Интинском изучена гидрогеология района Интинского угольного месторождения в процессе разведки шахтных полей. Кондиционные гидрогеологические работы масштаба 1 : 200 000 проведены только на территории листов Q-41-XIV, XV (Карпович, 1986ф). Гидрогеологические карты, признанные некондиционными, составлены в масштабе 1 : 200 000 на листах Q-41-I, II [381], Q-41-III (Горбачев, 1966ф), Q-41-IX (Горбачев, 1966ф), Q-41-X (Горбачев, 1965ф), Q-41-XI [327]. На остальной территории листа гидрогеологические наблюдения проводились попутно с геологическими съемками и доизучением площадей масштаба 1 : 50 000—1 : 200 000. При этом, как правило, составлялись гидрогеологические схемы масштаба 1 : 500 000. Поэтому в целом гидрогеологическую изученность листа можно оценить на уровне данного масштаба.

Тимано-Печорская артезианская область (А)

Характеризуется трехъярусным строением. Первый структурный ярус обычно рассматривается в качестве фундамента и сложен дислоцированными метаморфизованными рифейскими и вендскими осадочными и осадочно-вулканогенными отложениями, прорванными многочисленными интрузиями. Второй структурный ярус сложен относительно слабо дислоцированными преимущественно осадочными отложениями палеозоя и триаса, которые рассматриваются обычно в качестве платформенного чехла послевендской Тимано-Печорской платформы. В пределах шовных структур Варандей-Адзвинской структурной зоны (валы Гамбурцева и Сорокина) и Вашуткинско-Талотинской складчато-надвиговой зоне дислокации и разрывная тектоника проявлены более интенсивно. Выше располагается третий структурный ярус, представленный субгоризонтально залегающими неметаморфизованными и

часто даже слабо литифицированными осадочными отложениями юры, мела и кайнозоя, которые в Хорейверской впадине наращивают чехол Тимано-Печорской платформы, а в Усинской впадине и пределах Западно-Сибирской плиты формируют чехол эпигерцинской Урало-Сибирской платформы.

Породы первых двух структурных ярусов, рассечены большим количеством различных разрывных нарушений. По разломам может осуществляться взаимосвязь между водоносными толщами, залегающими на различных глубинах.

В пределы рассматриваемой территории, согласно Карте гидрогеологического районирования Северо-Запада Российской Федерации [453], попадают входящие в состав Тимано-Печорской артезианской области северо-восточная часть Печорского артезианского бассейна I порядка (AI) и Полярно-Северопредуральская система артезианских бассейнов (AI).

Печорский артезианский бассейн занимает северо-западную часть площади и представлен Северо-Большеземельским криоартезианским бассейном III порядка (AI_1^I), входящим в Большеземельский криоартезианский бассейн II порядка [444]. Одной из важных особенностей бассейна является наличие многолетнемерзлых пород, что в значительной мере определяет разнообразие гидрогеологических условий.

На рассматриваемой площади, в пределах Северо-Большеземельского криоартезианского бассейна, распространены следующие гидрогеологические подразделения.

Неоген-четвертичный криогенно-таликовый водоносный комплекс (N—Q) распространен повсеместно и представлен озерными, ледниковыми, ледово-морскими, аллювиально-морскими и аллювиальными отложениями различного литологического состава.

Наибольшее гидрогеологическое значение имеют аллювиальные отложения, выполняющие долины современных крупных рек Адзья, Морею, Лыаю, Вэснию, где достигают мощности 20—30 м. Водовмещающими породами являются пески с коэффициентом фильтрации (Кф) 0,58—0,68 м/сут, супеси и суглинки. Подземные воды комплекса безнапорные, поровые. Питается он на всей площади распространения за счет инфильтрации атмосферных осадков и речных вод. Разгрузка происходит в речную сеть на уровне низких пойм, где отмечаются многочисленные источники с дебитом 0,05—0,1 л/с. Водообильность отложений определяется дебитом скважин, пробуренных в долине среднего течения р. Морею. Она варьирует от 0,003 до 0,05 л/с, достигая 0,1—0,4 л/с, при понижении уровня до 3,6—4,2 м. Воды пресные, с минерализацией 0,2—0,8 г/л, по составу гидрокарбонатные магниевые-кальциевые.

Водовмещающими породами, приуроченными к приозерным пойменным таликам наиболее крупных озер, являются пылеватые пески, супеси, суглинки.

Дебит скважин, пробуренных на пойменных участках озер, составляет от 0,04—0,05 л/с при понижении уровня на 5,7—6,2 м (оз. Янейты, скв. 6) [83]. Мощность водоносного горизонта меняется от 5—7 до 10—15 м. Воды пойменных таликов гидрокарбонатные магниевые-кальциевые, пресные, с минерализацией 0,3—0,4 г/л, умеренно жесткие (3,0—4,2 мг-экв/л).

Локально-водоносный (водоупорный) субкриогенный нижнеюрско-меловой терригенный комплекс (J_1 —K) распространен на всей площади бассейна и

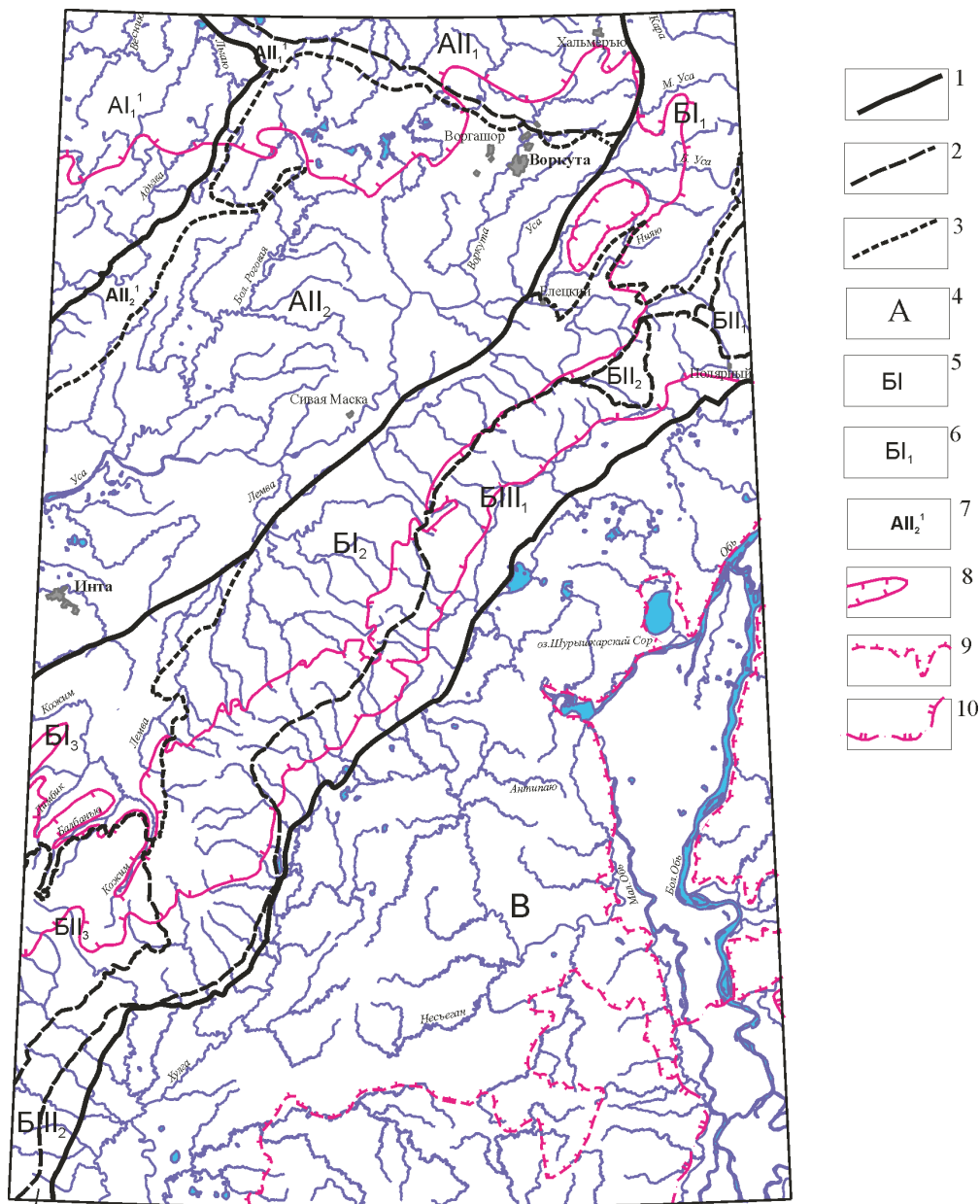


Рис. 5. Схема гидрогеологического районирования территории листа Q41

1—3 — границы гидрогеологических структур (1 — I порядка; 2 — II порядка; 3 — III порядка); 4—7— гидрогеологические структуры: 4 — надпорядковые (А — Тимано—Печорская артезианская область; Б — Уральская гидрогеологическая складчатая область; В — Западно—Сибирская артезианская область); 5 — I порядка (AI — Печорский артезианский бассейн; AI₁ — Полярно—Северопредуральская система артезианских бассейнов; BI — ЗападноУральская система адмассивов, массивов и наложенных адмассивов; BI₁ — ЦентральноУральская система массивов; BI₂ — ВосточноУральская система массивов и адмассивов; 6 — II порядка (AI₁ — Большеземельский криоартезианский бассейн; AI₂ — КосьюРоговской артезианский бассейн; BI₁ — ЕнганэпейскоОченырдынский массив; BI₂ — Лёмвинский наложенный адмассив; BI₃ — Кожимский адмассив; BI₁ — Харбейский массив; BI₂ — Хараматолоуский массив; BI₃ — Ляпинский массив; BI₁ — ВойкароРаизский массив; BI₂ — Тагильский массив); 7 — III порядка (AI₁¹ — Северо Большеземельский криоартезианский бассейн; AI₂¹ — Чернышевский наложенный адмассив; AI₁¹ — ТалотинскоЧерновский наложенный адмассив); 8—10 — границы мерзлоты (8 — сплошной, 9 — массивно островной, 10 — островной).

представляет собой регионально-выдержанную мерзлую толщу меловых и юрских пород различного состава, мощностью 235—740 м, с отдельными несквозными межмерзлотными таликами. Преобладают слаболитифицированные песчаники и алевролиты с прослоями песков и глин. В гидрогеологическом отношении комплекс слабо изучен. В пределах разреза выделяется локально-водоносный субкриогенный* верхнеюрско-нижнемеловой терригенный комплекс (J_3-K_1), промороженный на большей части площади на полную мощность [381]. В пределах вала Гамбурцева комплекс является межкриогенным.

В нижнемеловых подмерзлотных слабо литифицированных песчаниках (пористость достигает 35—40%) и алевролитах с прослоями песков они вскрыты скважинами 8, 9 (инт. 190—230 и 230—270 м соответственно) [461]. Воды слабонапорные.

Водоносный пермско-триасовый терригенный комплекс (P—T) распространен на всей площади бассейна. Водоносность комплекса изучена слабо. Водовмещающими являются пачки переслаивающихся песчаников, алевролитов и аргиллитов. Их водопроницаемость (скв. 9) составляет 0,13—5,0 м³/сут [83]. Подземные воды напорные, трещинные, пластово-трещинные. До глубины 200—250 м, перспективны для организации централизованного хозяйственно-питьевого водоснабжения.

Водоносный среднеордовикско-верхнекаменноугольный терригенно-карбонатный комплекс (O₂—C₃) распространен на всей площади бассейна.

Часть комплекса, приуроченная к каменноугольным отложениям, вскрыта и опробована в сводовой части вала Гамбурцева [83]. Породы комплекса представлены здесь трещиноватыми известняками, содержащими линзы кремней и известняковых песчаников, прослойки аргиллитов и алевролитов. Воды напорные, карстово-трещинные.

Каменноугольные водоносные образования вскрыты в интервале 500—515 м (скв. 4) в южной части Нядейюской антиклинали [83]. Они представлены плотными битуминозными известняками. Уровень подземных вод устанавливается на глубине 90,0—93,5 м. Дебит скважины составил 1,5 л/с при понижении уровня на 60—70 м. Воды хлоридные натриевые, сильносоленоватые, с минерализацией 11,0—12,2 г/л, очень жесткие (43—48 мг-экв/л). Отмечается превышение ПДК аммония (12—80 мг/л), Sr (18—24 мг/л), Br (16—20 мг/л) и Mn (0,6—2,2 мг/л). Рекомендуются для законтурного обводнения Нядейюского нефтяного месторождения. При геотермических наблюдениях в скв. 4 [381] обнаружено влияние на ее температурный режим газа метаново-азотной подгруппы ($CH_4 > 78-87\%$), поступавшего с глубины 465—515 м. Его происхождение связано с распадом газогидратов в подмерзлотной толще. Расход газа 0,03 л/с при температуре на устье от 3 до 5 °С.

Также в пределах комплекса изучена водоносная субкриогенная верхнеордовикско-верхнедевонская карбонатная надзона (O₃—D₃), вскрытая нефтеразведочными скважинами на вале Гамбурцева [83]. Водовмещающие породы — известняки, доломиты с прослоями аргиллитов, мергели и ангидриты. Воды либо трещинно-карстовые, либо артезианские высоконапорные трещинно-карстовые и пластово-трещинные.

* Как субкриогенные вслед за Н. Г. Оберманом [443] нами рассматриваются гидрогеологические подразделения, промороженные в верхней части разреза.

Пластовые воды нижнего девона, обнаруженные в нефтеразведочных скважинах, залегают на глубинах 2516—2727 м (скв. 1) и 4444—4515 м (скв. 22) [83]. Их минерализация увеличивается по падению пластов (от Нядейюской антиклинали к Черпаюской) от 130 до 214 г/л, а температура возрастает от 49—53 °С до 73—86 °С.

Полярно-Северопредуральская система артезианских бассейнов

Полярно-Северопредуральская система артезианских бассейнов приурочена к Предуральскому передовому прогибу и Приуральским приразломным поднятиям. На рассматриваемой территории, согласно Карте гидрогеологического районирования Северо-Запада Российской Федерации [453] в составе Полярно-Северопредуральской системы артезианских бассейнов выделяется два артезианских бассейна: Коротайхинский ($АИ_1$) и Косью-Роговской ($АИ_2$).

Данные о фундаменте отсутствуют. Скорее всего он также сложен осадочно-вулканогенными и метаморфическими породами верхнего протерозоя и венда. Фундамент залегает на глубинах от –6 до –11 км. На фундаменте несогласно залегают мощные толщи дислоцированных обводненных триггенно-карбонатных пород по возрасту от ордовика до триаса, образующие следующий структурный этаж. В свою очередь, несогласно залегающий на них платформенный чехол представлен верхнемеловыми и четвертичными отложениями. Предуральский прогиб сформировался в результате крупных опусканий и последовавших интенсивных шовных поднятий Чернова, Чернышева и др., расчленивших прогиб на отдельные впадины (Косью-Роговская, Коротайхинская). В пределах указанных структур широко развиты разрывные нарушения, имеющие большое гидрогеологическое значение.

Гидрогеологическая изученность системы артезианских бассейнов неравномерна и в целом слабая. Наибольшее количество исследований проводилось в районах угольных месторождений. Гидрогеологическое расчленение связано со значительными трудностями из-за сложности тектонического строения и изменчивости по площади литологического состава пород. Важной особенностью Полярно-Северопредуральской системы артезианских бассейнов является наличие многолетней мерзлоты (рис. 5). В северной части листа мощность ее достигает 400 м.

На границе Большеземельского криоартезианского бассейна II порядка и Косью-Роговского артезианского бассейна II порядка выделяется Чернышевский наложенный адмассив III порядка ($АИ_2^1$) и Талотинско-Черновский III порядка ($АИ_2^2$). Для него характерно широкое развитие таликов в пределах поднятий Чернышева и Чернова, где происходит разгрузка подземных вод.

Подземные воды приурочены к субкриогенным и подмерзлотным гидрогеологическим подразделениям — горизонтам и комплексам в основном триггенных, реже карбонатных отложений мезозоя и палеозоя. Водоносность гидрогеологических подразделений различна; удельные дебиты скважин изменяются в широких пределах: от 0,1 до 1,0 л/с и более. Гидрогеологические подразделения неоген-четвертичных отложений являются преимущественно таликово-криогенными.

Зона пресных вод прослеживается в основном до 300—400 м в триггенных породах и более — в карбонатных. Состав вод гидрокарбонатный сме-

шанный катионный. На участках разгрузки жильных вод зон разломов появляются хлоридные, гидрокарбонатно-хлоридные натриевые воды с повышенной минерализацией, до 2—4 г/дм³. Они были вскрыты многочисленными скважинами в пределах Воркутской мульды в интервале глубин от 70—100 до 300 м. Нижняя гидрхимическая зона, вмещающая хлоридно-натриевые воды с минерализацией до 10—12 г/дм³, прослеживается до глубины 2—4 км (скв. «1-Юньяга», «2-Ярвож») [517]. Подземные воды с большей минерализацией приурочены к глубинным зонам разломов и имеют повышенную гелионосность.

Характеристика выделенных гидрогеологических подразделений Полярно-Северопредуральской системы артезианских бассейнов вследствие их сходства дана совместно для двух артезианских бассейнов — Кортаихинского и Косью-Роговского, включая Чернышевский и Талотинско-Черновский наложенные адмассивы.

Неоген-четвертичный таликово-криогенный водоносный комплекс (N—Q) имеет повсеместное распространение и представлен озерными, ледниковыми, ледово-морскими, аллювиально-морскими и аллювиальными отложениями различного литологического состава. Мощность комплекса изменяется от 2—5 до 100—120 м. Водовмещающими являются пески, песчано-гравийно-галечные и галечные образования полигенетического комплекса осадков (аллювиальных, флювиогляциальных, озерно-аллювиальных, аллювиально-морских и др.). Дебиты скважин, пробуренные в аллювиальных отложениях долин рек Воркута и Уса составляют 7—9 л/с; коэффициент фильтрации для гравийно-галечных отложений пойменного аллювия (р. Уса) изменяется от 308 до 484 м/сут. Водообильность флювиогляциальных отложений, слагающих участки водоразделов, незначительна. Дебиты скважин изменяются от 0,03 до 0,22 л/с, удельные дебиты не превышают 0,1 л/с.

Для суглинистой толщи гидрогеологического разреза, на участках таликов, характерно наличие обводненных линз и прослоев песчано-гравийно-галечного состава, водопритоки из которых при проходке шахтных стволов обычно составляют 30—40 м³/ч, иногда достигают 200—300 м³/ч и быстро истощаются.

Химический состав вод комплекса в естественных условиях преимущественно гидрокарбонатный магниевый-кальциевый, натриево-кальциевый с минерализацией 0,3—0,8 г/дм³.

Водовмещающими породами, приуроченными к приозерным пойменным таликам наиболее крупных озер, являются пылеватые пески, супеси, суглинки (по скв. 6, пробуренной на пойменном участке оз. Ванюкты) [380]. Дебит 0,4—0,5 л/с при понижении 1,0—1,3 м.

Воды пойменных таликов гидрокарбонатные магниевый-кальциевые, пресные, с минерализацией 0,3—0,4 г/л, умеренножесткие (3,0—4,2 мг-экв/л).

В Воркутинском промышленном районе грунтовые воды комплекса подвержены загрязнению в пределах зон влияния объектов техногенеза: породных шахтных отвалов (очаги сульфатного загрязнения), на участках золоотстойников ТЭЦ (превышение допустимых показателей по аммоний до 1,0—5,0 ПДК, окисляемости 1,2—6,4 ПДК, фтору 4,1—4,7 ПДК). Формирование техногенной отсыпки шахтной горелой породой мощностью до 3—5 м и более в пределах промышленно-городской агломерации привело к ухудшению качества грунтовых вод до глубины 10—20 м. Здесь преобладают сульфатно-гидрокарбонатные воды с минерализацией 0,6—3,0 г/дм³ [382].

В Интинском промышленном районе наиболее подвержены загрязнению грунтовые воды в зонах влияния шахтных породных отвалов. Так, в грунтовых водах в зоне влияния отвалов шахт «Капитальная» и «Западная» выявлены повышенные содержания следующих элементов (в ед. ПДК): Al — 37—57, Cd — 2—15, Be — 1,5—6, Fe общ. до 222, SO₄ — 7—10, нефтепродукты — 3—5. В водозаборных скважинах также отмечено незначительное загрязнение подземных вод (в ед. ПДК): фенолы — 1, ХПК — 5, окисляемость — 1,3, Ra²²⁶ — 0,9 [504].

Воды комплекса в пределах Воркутинского и Интинского промышленных районов не рекомендуются для использования в хозяйственно-питьевых целях. Вне зон влияния техногенных объектов — потенциальных источников загрязнения — могут быть использованы для мелкого водоснабжения с соблюдением норм санитарной охраны.

Водоносный (локально-водоупорный) таликовский локально-надкриогенный верхнемеловой терригенный комплекс (K₂) распространен только в восточной части Косью-Роговского артезианского бассейна. Представлен кварц-глауконитовыми песчаниками, алевролитами, опоками, аргиллитами и глинами. Общая мощность комплекса до 200 м. Статические уровни подземных вод устанавливаются вблизи поверхности земли. В долинах рек скважины фонтанируют. Дебиты скважин в зависимости от величины понижения изменяются от 2—7 до 14—40 л/с, удельные дебиты 1,9—3,2 л/с. Минерализация — 0,3—0,6 г/л. Состав гидрокарбонатный магниевый-кальциевый или натриевый.

Локально-водоносный субкриогенный нижнеюрско-нижнемеловой терригенный комплекс (J₁—K₁) распространен крайне ограниченно в северо-западной части Косью-Роговского артезианского бассейна. Водоносный комплекс проморожен на большей части площади бассейна на полную мощность [381]. Однако в районах, примыкающих к гряде Чернышева, где мощность ММП уменьшается до 150—200 м, условия питания и восполнения запасов подземных вод комплекса значительно улучшаются, и он может служить потенциальным источником водоснабжения локальных объектов. Дебит скважин 10, 21 изменяется от 0,1 до 1,7 л/с [83].

В разрезе данного комплекса выделяется локально-водоносный субкриогенный ниже-верхнеюрский комплекс, развитый на Шер-Нядэйта-Адзьвинском междуречье. Юрские отложения контактируют с водообильными закарстованными породами девона и карбона гряды Чернышева, мощный подземный сток которых препятствует их глубокому промерзанию. Водовмещающие породы — песчаники мелкозернистые и алевролиты с прослоями глин. Пористость песчаников составляет 30—35%, местами снижается до 6—12%. Подземные воды напорные, порово-пластовые, реже — трещинно-порово-пластовые. Значительная мощность (400—500 м) ММП, перекрывающих комплекс, резко ограничивает водообмен и инфильтрационное питание. Дебит 0,36 л/с при понижении уровня на 6,6 м. Воды хлоридные, солоноватые, с минерализацией 7,6—13,9 г/л, очень жесткие (24,4 мг-экв/л). В связи с низким положением статических уровней, высокой минерализацией и жесткостью комплекс не перспективен для хозяйственно-питьевого водоснабжения и может использоваться для контурного обводнения нефтяных месторождений.

Нижнетриасовый субкриогенный водоносный горизонт (T₁), имеющий ограниченное распространение на крайнем северо-западе площади, в пределах Коротайхинской впадины и западной части Косью-Роговской, изучен недо-

статочно. Горизонт перекрыт неоген-четвертичным относительно водоупорным комплексом. Сложен песчаниками, алевролитами. Воды горизонта трещинные, пластово-трещинные. Водоносность невысокая, дебиты скважин в зависимости от глубины опробования изменяются от 0,1 до 2,3 л/с. В верхней гидрохимической зоне воды горизонта гидрокарбонатные смешанные по катионам с минерализацией 0,3—0,7 г/дм³. Из-за незначительной водообильности и удаленности от вероятных потребителей горизонт практического значения для целей водоснабжения не имеет.

Пермский подмерзлотный водоносный комплекс (Р) имеет преимущественное распространение на площади и является наиболее изученным на данной территории. Водовмещающие породы комплекса представлены терригенной толщей переслаивающихся песчаников, алевролитов и аргиллитов с прослоями конгломератов, гравелитов и углей. Подземные воды преимущественно напорные. Величины напоров измеряются единицами—десятками метров, в зависимости от глубины вскрытия обводненных зон. В междуречьях и в долинах рек уровни подземных вод залегают на глубинах от 0 до 60 м, скважины нередко фонтанируют с высотой напора до 20 м.

Различное соотношение содержаний литологических разностей в отложениях стратиграфических подразделений перми и характер трещиноватости пород обусловили неоднородность их фильтрационных свойств в плане и разрезе. Наиболее водообильными являются отложения тальбейской, талатинской свиты и аячъягинской подсвиты лекворкутской свиты, в разрезах которых преобладают песчаники. В основании комплекса залегают относительно водоупорные терригенно-карбонатные отложения (аргиллиты, мергели) нижегусинской подсвиты и сезымской свиты.

В пределах Воркутинского района наиболее водоносной является верхняя часть разреза, до глубины около 200 м, где удельные дебиты изменяются от 0,1 до 1,0 л/с и более. В интервале глубин 200—300 м водообильность пород заметно снижается, скважины характеризуются обычно удельными дебитами не более 0,1 л/с. Ниже глубин 300—350 м водообильность пород незначительна, удельные шахтные водопритоки и дебиты скважин, как правило, составляют сотые и тысячные доли единицы л/с.

Водопроводимость пермских пород изменяется от единиц до 300 м²/сут и более. На участках с крутым залеганием пород водообильность пород значительно понижается, значения водопроводимости пород аячъягинской подсвиты в районе Хальмерьюского месторождения не превышали 10—50 м²/сут.

В пределах Южноинтинского месторождения подземных вод дебиты водозаборных скважин колеблются в пределах 240—1080 м³/сут, при понижениях 10—48 м. Величины водопроводимости составляют до 120—300 м²/сут. Коэффициент уронепроводности (пьезопроводности) — 10³—10⁵ м²/сут. Воды гидрокарбонатные магниевые-кальциевые с минерализацией 0,5—0,8 г/л.

В пределах Верхнероговского угольного месторождения дебиты колеблются от 0,002—0,06 до 0,34 л/с (скв. 11) [83]. Воды хлоридно-гидрокарбонатные, реже — хлоридные, с минерализацией 0,5—3,6 г/л. В интервале глубин 200—300 м водообильность пород заметно снижается, скважины характеризуются обычно удельными дебитами не более 0,1 л/с. Ниже глубин 300—350 м водообильность пород незначительна, удельные шахтные водопритоки и дебиты скважин, как правило, составляют сотые и тысячные доли единицы л/с.

В пределах угольных месторождений (Воркутское, Юньягинское, Хальмерьюское, Интинское), эксплуатируемых с середины прошлого столетия, сформировались техногенные гидрогеологические системы. В результате многолетнего шахтного водоотлива изменился гидродинамический режим и качество подземных вод. На Воркутском месторождении образовалась региональная депрессионная воронка площадью около 400 км² и максимальной глубиной до 150—200 м по выходам угольных пластов под четвертичные отложения [382]. В результате изменений динамики режима, произошло перераспределение областей питания и разгрузки подземных вод. Река Воркута, на отдельных участках с маломощным четвертичным покровом, из области разгрузки подземных вод превратилась в область питания.

На разрабатываемых угольных месторождениях также происходит изменение состава пресных подземных вод и их загрязнение. Длительная техногенная нагрузка на Воркутском месторождении привела к осолонению подземных вод зоны активного водообмена, в результате мощность зоны пресных подземных вод сократилась значительно (на 100—200 м), в интервале глубин 300—500 м сформировался гидрохимический горизонт (подзона) хлоридно-гидрокарбонатного натриевого состава с минерализацией 1—3 г/дм³. Одна из причин образования переходного гидрохимического горизонта или засоления зоны пресных вод — бурение многочисленных поисково-разведочных скважин на полях угольных месторождений.

На Юньягинском угольном месторождении уже в первые годы его эксплуатации содержание сульфатов достигало 600—900 мг/дм³ (до ввода в эксплуатацию — не более 15 мг/дм³). После закрытия шахты Юньяга в 1996 г. и до настоящего времени загрязнение подземных вод пермских угленосно-терригенных пород продолжает наблюдаться, однако интенсивность загрязнения постепенно снижается. В 2003 г. содержание компонентов-показателей загрязнения (сульфатов, аммония, величин минерализации, жесткости, окисляемости перманганатной), не превышало 2 ПДК (за исключением аммония — до 15 ПДК) и фиксировались они в основном в инфильтрационный период [517].

Аналогичная картина наблюдается и в пределах Интинского угольного месторождения. Подземные воды нижней перми имеют сульфатно-гидрокарбонатный и гидрокарбонатный состав, катионы — Ca²⁺ и Mg²⁺ (в подземных водах гидроузлов пос. Южный и ст. Верхняя Инта — Na⁺, Mg²⁺, Ca²⁺). Воды пресные, M = 0,6 — 0,9 г/дм³, обладают щелочной реакцией (pH = 8,1 — 8,2). Окисляемость составляет 1,2—2,0 ПДК, общая жесткость 1,1—1,6 ПДК. В умеренно опасных концентрациях (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 чрезвычайно опасных (ЧОК)-бария (2—4 ПДК) [248].

Воды комплекса за пределами зон влияния шахтного водоотлива пригодны и используются для хозяйственно-питьевого водоснабжения (Южноинтинское, Западно-Воркутское, Дозмершорское, Кайташорское месторождения подземных вод).

Верхнеордовикско-нижнекаменноугольный субкриогенный водоносный комплекс (O₃—C₁) в основном залегает на значительных глубинах, лишь на антиклинальных структурах поднятий Чернышева и Чернова выходит под маломощные четвертичные отложения. Водовмещающими являются известняки

и доломиты с прослоями алевролитов, аргиллитов и углисто-глинистых сланцев. В верхней части разреза, до глубины 300—500 м развиты в основном карстово-трещинные воды, ниже карбонатные породы вмещают пластово-карстово-трещинные воды.

Свободная и пьезометрическая поверхность вод залегает на глубинах от 2 до 40 м. Водообильность карбонатных пород изменчива по площади и разрезу. Дебиты скважин изменяются от 0,1 до 13,3 л/с, удельные дебиты от 0,01 до 3,7 л/с. В целом фильтрационные свойства карбонатных пород верхней части разреза высоки и характеризуются средними значениями водопроницаемости 150—300 м²/сут.

Химический состав вод верхней гидрохимической зоны гидрокарбонатный кальциевый и магниевый-кальциевый с минерализацией 0,2—0,4 г/дм³. На участках разгрузки глубинных вод по зонам разломов состав вод становится хлоридно-гидрокарбонатным или сульфатно-гидрокарбонатным натриевым, кальциево-магниевым, нередко с повышенным содержанием сероводорода; минерализация увеличивается до 1,4 г/дм³. На глубинах 300—400 м воды соленые и крепкорассольные, хлоридного натриевого состава [441].

Трещинно-карстово-пластовые воды комплекса в северной части Косью-Роговского бассейна вскрыты глубокими скважинами 1-Юньяга, 2-Ярвож, 13-Ярвож на глубинах 2480—3437 м. Воды хлоридные натриево-кальциевые с минерализацией 10,1 г/дм³.

На Нядейтинском вале (в среднем течении р. Шер-Нядэйты) и Верхнероговском поднятии (скважины 15, 24) в пределах комплекса изучен водоносный ниже-среднекаменноугольный терригенно-карбонатный комплекс (C₁₋₂) [83]. В скв. 15 дебит на самоизливе достигает 16 л/с при напоре 20 м над поверхностью [83]. Воды хлоридно-гидрокарбонатные кальциево-натриевые, пресные, с минерализацией 0,5—0,7 г/л. Перспективны для организации среднего и крупного водоснабжения Верхнероговского угольного месторождения при его разработке.

На грядях Чернышева и Чернова (Чернышевский и Талотинско-Черновский адмассивы) в пределах комплекса выделяется также водоносная субкриогенная верхнеордовикско-верхнедевонская карбонатная надзона (O₃—D₃). Водовмещающие породы — известняки, доломиты с прослоями аргиллитов, мергели и ангидриты. Пористость варьирует от 0,27 до 2,5%. Водообильность пластов-коллекторов меняется от 3,1—6,5 до 27,4—48,4 м³/сут, в зависимости от трещиноватости пород. Воды либо грунтовые трещинно-карстовые в верхних частях разреза, либо артезианские высоконапорные трещинно-карстовые и пластово-трещинные в нижних.

Здесь установлен также ряд восходящих источников с дебитами до 29 л/с. Вода некоторых из них имеет повышенную температуру (8—28 °С) и характеризуется присутствием в составе растворенных газов сероводорода, углекислого газа, азота и радона (Кондайн, 2001).

В восточной части поднятия Чернова выявлено и разведано Янейтивисское месторождение минеральных лечебно-столовых вод. По бальнеологическому заключению и справке о кондициях Центрального научно-исследовательского института курортологии и физиотерапии, минеральная вода, выведенная скважинами ВК-493 и ВК-495-Э, с интервала 352—502 м, является маломинерализованной (M = 2,4 — 3,3 г/дм³), сульфатно-хлоридной, кальциево-натриевой. По составу исследуемые воды являются близким аналогом ле-

чебно-столовой Алма-Атинской воды (Курамский источник № 8) [382]. В минеральных водах отмечено устойчивое содержание биологически активных микроэлементов (Br, F, и др.), что весьма существенно повышает бальнеологическую ценность лечебно-столовых вод Янейтывисского месторождения минеральных вод.

Также на поднятии Чернова на восточном замыкании Изъюрвожской антиклинали выявлена группа Воркутинских сероводородных источников, которые в настоящее время затоплены водами р. Воркута после ввода в эксплуатацию ТЭЦ-2. Воды источников гидрокарбонатно-сульфатно-хлоридные кальциево-натриевые с минерализацией 0,6—0,8 г/дм³ [382]. Особенностью вод источника является содержание в них сероводорода (20—22 мг/дм³) и повышенной, хотя и недостаточной по бальнеологическим нормам, концентрацией углекислоты: —0,324 г/дм³. Согласно заключению Центрального научно-исследовательского института курортологии и физиотерапии, данная вода охарактеризована как слабоминерализованная слабосульфидная и может быть сопоставлена с водой курорта Арчман (Туркмения). За счет высокого содержания сероводорода и присутствия заметных концентраций углекислоты, а также устойчивого присутствия брома до 1 мг/дм³, вода приобретает бальнеологическое значение и может быть использована в лечебных целях.

В среднем течении р. Шер-Нядэйти изучен рассредоточенный выход источников, дренирующих верхнеордовикско-верхнедевонскую подзону восточной части Нядейтинского вала. Дебит карстовых источников колеблется от 0,1—0,3 до 0,5—1,2 л/с. Воды хлоридно-гидрокарбонатные натриево-кальциевые, пресные, с минерализацией 0,3—0,5 г/л и температурой + (2—2,5) °С.

В долине руч. Пымвашор (левый приток р. Адзва), в 5 км от устья установлены восемь теплых источников с температурой воды 18—28 °С. Суммарный дебит оценивается в 25—30 л/с. В источниках обнаружены повышенные содержания биологически активных элементов: радона, радия, брома, йода и др. Минеральные воды имеют бальнеологическую ценность. Их рекомендуется использовать в качестве питьевых лечебно-столовых, для приема лечебных процедур в проточных бассейнах [31].

Пресные подземные воды комплекса перспективны для среднего и крупного водоснабжения, но при этом следует учитывать его естественную незащищенность. На участках разгрузки минерализованные воды более глубоких горизонтов можно рассматривать в качестве источников минеральных питьевых и лечебных вод.

Уральская гидрогеологическая складчатая область (Б)

Согласно районированию Н.Г. Обермана [444], на рассматриваемой территории Уральская гидрогеологическая складчатая область (Б) включает в себя Западно-Уральскую систему адмассивов, массивов и наложенных адмассивов* (БI), Центрально-Уральскую систему массивов (БII), Восточно-Уральскую систему массивов и адмассивов (БIII). Данная надструктура в це-

* Наложённые адмассивы — гидрогеологические структуры, образованные крупными тектоническими покровами и сложенные преимущественно осадочными и вулканогенными породами, обычно метаморфизованными и дислоцированными и резко отличающимися от подстилающего автохтона структурным планом, типом скоплений подзем-

лом характеризуется значительной ролью в формировании ее гидрогеологических особенностей тектонического фактора. Присущее ей покровно-сложенное строение обусловило этажное расположение водоносных зон трещиноватости. Посредством разломов зачастую осуществляется питание и разгрузка подземных вод.

Западно-Уральская система адмассивов, массивов и наложенных адмассивов (БИ) включает Енганэпэйско-Оченырдынский массив (БИ₁), Лемвинский наложенный адмассив (БИ₂), Кожимский адмассив (БИ₃).

Кожимский адмассив. В строении Кожимского адмассива участвуют карбонатно-терригенные породы нижнего палеозоя, вмещающие пластово-трещинные, трещинно-карстовые и трещинно-жильные воды. Наличие трещиноватых (песчаники, гравелиты, конгломераты) и карстующих пород (известняки, доломиты), которые находятся в преимущественно талом состоянии по широким долинам рек Кожым, Балбанью, Лимбекою и прилегающим к ним выположенным склонам, обуславливают развитие выдержанных водоносных подразделений. Водоразделы адмассива глубоко проморожены (до 600 м) и безводны. Об этом свидетельствуют данные по многочисленным буровым скважинам в водораздельной части хр. Малдынырд. Ни одна из скважин (глубиной от 70 до 400 м) не вскрыла подземные воды. В зоне Малдинского разлома зафиксирована, по геофизическим данным, повышенная льдистость пород, очевидно связанная с жильными конституционными льдами, что свидетельствует о существенном преобразовании исходных гидрогеологических условий вследствие промерзания основных водоносных зон [517].

Лемвинский наложенный адмассив сложен терригенными породами, состояние которых в пределах листа варьирует от мерзлого (северная часть бассейна со сплошным распространением ММП) до талого (несплошное распространение ММП). Температурный режим криолитозоны (близкий к нулю) Лемвинского адмассива порождает чрезвычайную невыдержанность и динамичность мерзлых массивов как в плане, так и в разрезе. В результате их распространение варьирует от редкого и даже спорадического (Нияюская депрессия) до массивно-островного при мощности от первых до 50 м и более. Преобладание пликативных деформаций в надвиговых пластинах, по-видимому, предопределяет и весьма низкую региональную проницаемость вдоль тектонических чешуй Лемвинского аллохтона. Поэтому основная водоносность адмассива связана с зонами многочисленных разрывных нарушений, меньше с зоной экзогенной трещиноватости на участках развития алевропесчаников и алевролитов [89].

На участках развития зон тектонических разломов для площадных объектов характерно резкое повышение водообильности разреза [248]. Например, минимальный зимнемеженный модуль подземного стока в бассейне верхне-

ных вод, гидрохимической, гидродинамической, газовой зональностью, водоотдачей. Для них характерны пластово-трещинные скопления подземных вод наряду с трещинно-жильными. Эти структуры весьма близки по типу скоплений подземных вод к адартезианским бассейнам, так как покровы обычно приурочены к синформам. (Зайцев И. К. Принципы гидрогеологического районирования и типизации гидрогеологических структур. В книге «Основные типы гидрогеологических структур СССР», 1974 г.) Термин «наложенный адмассив» был введен Н. Г. Оберманом и принят НРС ВСЕГИНГЕО в рамках Легенды гидрогеологической карты Северо-Уральской серии листов [443].

го течения р. Парнокаю (приток р. Лемва) равнялся в 1985 г. 0,7 л/с на 1 км², на участке пересечения рекой подошвы Хайминского надвига возрос до 7,6, ниже по течению снизился до 2,0 л/с на 1 км². В верховье р. Лемва, где этот же надвиг проходит вдоль долины, величина аналогичного модуля составила в марте 1986 г. 7,8 л/с на 1 км², а непосредственно ниже по течению — 2,8 л/с на 1 км² [442, 513]. У подошвы Верхнепарнокского надвига минимальный зимнемеженный модуль подземного стока равен 1,4 л/с на 1 км², непосредственно выше от него по течению реки модуль равнялся нулю. Резкое увеличение минимального зимнемеженного модуля зафиксировано и у подошвы Грубеинского надвига [248].

Енганэпэйско-Оченырдынский массив, в рамках которого находятся горные кряжи Енганэпэ, Манитанырд, Оченырды, Изъяхой подвергается наиболее сильному промерзанию. Мощность многолетнемерзлых пород здесь меняется в широких пределах: от 5—40 м в поле развития карстующихся толщ на южной периферии хр. Енганэпэ [327, 336] до 100—300 м в зоне прерывистой мерзлоты и 700 м — сплошной [435]. Все наиболее крупные наледи в долинах рек Гнетью, Кара, Уса располагаются ниже по течению от линии Карского надвига.

Центрально-Уральская система массивов (БИ) представлена в пределах листа Харбейским массивом (БИ₁), Хараматолоуским массивом (БИ₂) и Ляпинским массивом (БИ₃).

Криогидрогеологическая ситуация Харбейского и Хараматолоуского массивов аналогична Енганэпэйско-Оченырдыскому массиву.

Ляпинский массив разнопромерженный, сложен протерозойскими метаморфическими образованиями и интрузиями гранитоидов. Криогидрогеологическая специфика массива, неоднородность фильтрационных свойств пород определяют особенности формирования и распространения подземных вод. Наиболее возвышенные и расчлененные части массива, где зона экзогенной и тектонической трещиноватости в основном сдренирована и промерзлена, являются практически безводными. Водоносность пород ниже яруса ММП связана с трещинно-жильными водами зон региональных тектонических разломов.

Значительная часть Ляпинского массива, сложенная в основном слабо-водопроницаемыми породами маньхобеинской и няртинской свит (гнейсы, кристаллические сланцы), находится в условиях развития преимущественно талых пород (абс. отм. до 600—700 м), что обуславливает развитие трещинно-грунтовых вод в зоне экзогенной трещиноватости. Обрамляющая часть Ляпинского массива, преимущественно сланцевая, характеризуется весьма низкой водопроницаемостью и является практически водоупорной. Основная водоносность Ляпинского массива связана с трещинно-жильными водами зон разрывных нарушений, наиболее водообильных на участках сочленения и пересечения с неотектонически ослабленными зонами речной сети.

Восточно-Уральская система массивов и адмассивов (БИИ) представлена в пределах листа Войкаро-Раизским (БИИ₁) и Тагильским массивами (БИИ₂).

Отличительной чертой Войкаро-Раизского массива является практически сплошное распространение ММП, которое в зависимости от геоморфологической специфики ландшафта начинается с абсолютных отме-

ток от 300—500 до 700 м [327, 435]. Их мощность, по данным бурения в районе гор Янес-Кеу и Степь-Рузь, превышает 200 м [327] и может достигать на участках альпинотипного рельефа, по оценкам Н. Г. Обермана, 700 м [435]. Верхний ярус криолитозоны вследствие сдренированности образован так называемыми «морозными» (не содержащими льда) породами [441, 445], об отрицательной температуре которых, в частности, свидетельствуют возникшие при простаивании скважин ледяные пробки [335, 339].

Гидрогеологическая ситуация Тагильского массива аналогична Ляпинскому массиву.

В пределах Уральской гидрогеологической складчатой области на территории листа выделяются следующие гидрогеологические подразделения:

Неоген-четвертичный таликово-криогенный водоносный комплекс (N—Q) развит повсеместно в долинах крупных водотоков (реки Кара, Бол. и Мал. Уса, Елец, Сось, Юньяга, Лемва, Кожым, Хулга и др.). Водовмещающие породы представлены аллювиальными и флювиогляциальными валунно-гравийно-галечными отложениями с песчаным, супесчаным и суглинистым заполнителем и без заполнителя. Мощность комплекса изменяется от 3—5 до 10—15 м и более в палеодолинах. Уровни подземных вод обычно залегают вблизи дневной поверхности. Водообильность подрусловых таликов в зависимости от их мощности и состава водовмещающих пород различна. Дебиты составляют 0,3—4,0 л/с.; водопроницаемость аллювиальных отложений 480 м²/сут. [436]. Воды весьма пресные с минерализацией до 0,1 г/дм³ гидрокарбонатные кальциевые, магниевые-кальциевые. Подземные воды комплекса пригодны для хозяйственно-питьевых целей.

Палеозойская таликово-криогенная зона экзогенной трещиноватости (PZ) развита в пределах Западно-Уральской и Восточно-Уральской систем массивов и адмассивов. Представлена терригенно-карбонатными, вулканогенными и интрузивными породами. Распространение ММП изменяется от редко-островного 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 °С 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 °С.

Водоносная субкриогенная среднеордовикско-нижнедевонская карбонатная надзона (O₂—D₁), выделяемая внутри зоны, характеризуется весьма значительной водообильностью: большинство источников имеют летний дебит в 10—20 л/с и свыше, вплоть до 1800 л/с, сохраняя и зимой достаточно высокие расходы в 3—12 л/с [248]. Минерализация вод в основном 0,2-0,3 г/л; состав гидрокарбонатный магниевый-кальциевый.

О водообильности субнапорных подмерзлотных вод, выделяемых внутри зоны, можно судить по фонтанирующей скважине (расположенной в межгорной впадине междуречья Мал. Уса—Мал. Кара и вскрывшей подземные воды на глубине 60 м) с дебитом 1,3 л/с. Воды по составу гидрокарбонатно-кальциевые с минерализацией 0,07 г/дм³, нейтральные (рН = 7,6), очень мягкие (жесткость общая — 0,44 мг-экв.), окисляемость перманганатная — 0,33 мг/дм³.

Протерозойская таликово-криогенная зона экзогенной трещиноватости (PR) охватывает в пределах листа Центрально-Уральскую систему массивов и адмассивов. Водовмещающими являются метаморфизованные терригенно-вулканогенные и интрузивные образования. Статические уровни грунтовых вод залегают на глубинах от 5—10 до 16 м. Воды ультрапресные, состав преимущественно гидрокарбонатный кальциевый, магниевый-кальциевый.

В составе зоны экзогенной трещиноватости выделяется относительно водоносная субкриогенная зона верхнерифейско-нижнекембрийских вулканогенно-интрузивных образований, сложенная вулканогенными и интрузивными образованиями различного состава: граниты, диориты, габбро, риолиты, лавы, базальты и др. Дебиты источников трещинно-грунтовых вод составляют 1,5—2,0 л/с. О водообильности трещинно-жильных вод можно судить по дебитам источников, приуроченных к зоне сопряжения серии разломов в пределах Малдинской структуры, где мерзлые породы имеют прерывистое распространение. Состав вод гидрокарбонатно-кальциевый с минерализацией 0,11 г/дм³.

Выделяемая только в пределах Ляпинского массива относительно водоупорная субкриогенная зона ниже-верхнерифейских сланцевых пород, представленная метаморфическими образованиями, в основном сланцами различного состава, на локальных участках — кварцитами и песчаниками. Выделяемая зона водоносна лишь в зонах разломов, которые в пределах водоразделов (абс. отм. более 800—1000 м) могут быть глубоко заморожены. В приконтактной зоне глубинного Восточного Народинского разлома в летний период зафиксировано поглощение речного стока р. Хобею в объеме около 0,6 м³/с. Приуроченность к этому же отрезку наледной поляны является признаком локальной разгрузки трещинно-жильных вод в зимний период. Подтверждением последнего и явной разгрузки подземных вод в долине руч. Сюрасьрузьвож, в местах ее пересечения поперечными тектоническими нарушениями является образование наледи (с объемом льда до 274,3 тыс. м³) на участке потери речного стока летом [376] и повышенные содержания нефтепродуктов до 0,43 мг/дм³ (4,3 ПДК) в зимних речных пробах. Наличие наледи протяженностью до 2,0—2,5 км и повышенные значения нефтепродуктов до 0,7 мг/дм³ (7 ПДК) отмечены также в верховьях р. Мал. Каталамбию ниже зоны разлома. Вышеприведенные данные свидетельствуют об активной разгрузке трещинно-жильных вод в долинах водотоков.

Относительно водоносная таликовая (субкриогенная) зона нижнепротерозойских кристаллосланцево-гнейсовых пород также распространена только в пределах Ляпинского адмассива. Подземные воды трещинные и трещинно-жильные, грунтовые и напорные. Питание грунтовых вод (в пределах таликовой зоны) осуществляется за счет атмосферных осадков. Подземный сток направлен к речной сети, где происходит разгрузка грунтовых вод. Источники, дренирующие трещинно-грунтовые воды, функционируют с дебитами от 0,2—0,4 до 1—5 л/с, реже до 10—12 л/с, в зависимости от выпадения атмосферных осадков. Химический состав вод источников хлоридно-гидрокарбонатный магниевый-кальциевый с минерализацией до 0,1 г/дм³. В грунтовых водах, разгружающихся в долине р. Мал. Яптояха, зафиксированы повышенные содержания хрома (1,4 ПДК) и никеля (7,2 ПДК), природа происхождения которых не выяснена.

Палеозойская и протерозойская серии водоносных субкриогенных зон разломов (PZ, PR) имеют сходные условия формирования и движения подземных вод, поэтому рассматриваются совместно.

Подмерзлотные подземные воды развиты в зонах интенсивной тектонической трещиноватости, связанных с разломной и шарьяжной тектоникой, на глубинах более 500—1000 м на сдренированных замороженных водоразделах. Обводненные зоны встречены в интервале глубин от 5—10 до 700—750 м (данные по скважине в долине р. Мал. Хуута-Яха (лист R-42)).

Дебиты скважин составляют 0,3—0,5 л/с, удельные дебиты не превышают 0,01 л/с. Уровни трещинно-грунтовых вод в верхней части разреза залегают вблизи дневной поверхности. С увеличением глубины до 300—350 м подземные воды приобретают напор, измеряемый десятками и первыми сотнями метров, их пьезометрическая поверхность располагается на глубинах около 10—20 м.

О разгрузке подземных вод зон разрывных нарушений свидетельствуют многочисленные наледи и наледные поляны, отмеченные в долинах рек Кара, Гнетью, Мал. и Бол. Уса и их притоков — Нияю, Лемва, Балбанью и др. Осенне-меженные модули подземного стока увеличиваются до 20—40 л/с на 1 км² на участках разгрузки трещинно-жильных вод. Места выходов трещинно-жильных вод вдоль западного ограничения Лемвинского аллохтона фиксируются серией крупных гидролакколитов, образованием наледей площадью несколько км². Наледная разгрузка подземных вод в низкорельефе не превышает по объему отдельных наледей 0,3 млн м³, возрастая до 1 млн м³ и более в высоких предгорьях (наледи на реках Лемва и Хамбалью) [440].

Трещинно-жильные воды преимущественно гидрокарбонатные натриево-кальциевые, пресные. Судя по имеющимся сведениям, на других площадях горноскладчатой области подземные воды зон разломов могут содержать загрязняющие компоненты природного характера, значительно превышающие предельно допустимые концентрации.

В горно-складчатой области наиболее перспективными и удобными участками для поисково-оценочных работ и дальнейшей эксплуатации водозаборов на пресные подземные воды являются долины крупных рек. Однако они подвержены поверхностному загрязнению.

Западно-Сибирская артезианская область (В)

В строении рассматриваемой части этой области различаются фундамент, сложенный эвгеосинклинальными осадочно-вулканогенными и интрузивными породами каледоно-герцинского уральского вещественно-тектонического комплекса и метаморфическими образованиями доуральских комплексов, и чехол, состоящий из мезозойско-кайнозойских осадочных отложений. Поверхность фундамента полого-волнистая, постепенно погружается к юго-востоку до глубины 1,7 км.

Гидрогеологические особенности фундамента не изучены, а сведения о чехле имеются в основном по юго-восточной части описываемой территории и получены при производстве нефтепоисковых работ. Большое влияние на подземные воды района оказывают современный рельеф и многолетняя мерзлота. Рельеф поверхности пологий и полого-холмистый. Абсолютные отметки изменяются от 50 м (долина р. Обь) до 200—250 м на водоразделах.

Область сплошного распространения многолетней мерзлоты располагается в северной части территории листа. Южная ее граница проходит около полярного круга. Южнее, т. е. в пределах всей рассматриваемой части области распространена прерывистая, массивно-островная и редко-островная мерзлота. В северной части территории талые породы составляют 8—10 % площади. Температура мерзлых пород 0—3 °С, мощность мерзлоты до 300 м.

Южнее в долинах рек наблюдается двухслойное строение мерзлоты. Поверхностный слой имеет мощность 50—70 м. Кровля второго слоя (реликтовая мерзлота) залегает на глубине около 100 м, мощность второго слоя достигает 200 м. В долинах крупных рек наблюдаются сквозные талики. В южной половине территории листа кровля верхнего слоя мерзлых пород лежит на глубине 10—20 м. Мощность его 20—30 м. Кровля реликтовой мерзлоты залегает на глубинах 100—200 м, мощность ее до 100 м. Под руслами рек мерзлота отсутствует. У южной границы листа мерзлота занимает не более 10 % площади. Она встречается на северных экспозициях долин и падей, иногда здесь встречается двухслойная мерзлота. Водоносность пород осадочного чехла определяется литологическим составом пород, наличием мерзлоты.

На рассматриваемой площади, в пределах Западно-Сибирской артезианской области можно выделить следующие гидрогеологические подразделения.

Неоген-четвертичный водоносный комплекс (N—Q) представлен:

— водоносным четвертичным горизонтом (Q), мощностью более 350 м;
— относительно водоупорным нижнеэоплейстоценовым горизонтом (тиунтейяхская свита, карымкарская и ханты-мужинская толщи) — E₁, мощностью до 230 м;

— водоносным плиоценовым горизонтом (горкинская, большеобская и кеушкинская толщи) — N, мощностью до 210 м.

В гидрогеологическом отношении неоген-четвертичный комплекс изучен весьма слабо.

Преобладают ледниково-морские, аллювиально-морские, озерно-аллювиальные и аллювиальные отложения. Наибольший гидрогеологический интерес вызывают последние, представленные преимущественно песками.

Водоупорный турон-лютетский горизонт (K₂—P₂) в составе ирбитской, серовской, талицкой, леплинской, ганькинской, усть-маньинской, березовской, кузнецовской свит широко развит в юго-восточной части листа и представлен алеврито-глинистой толщей с опоками и диатомитами. Общая мощность горизонта до 500 м. В северной части Западно-Сибирской области горизонт представлен только отложениями кузнецовской и березовской свит (K₂) и имеет мощность до 300 м.

Водоносный горизонт уватской свиты (K₂) сложен алевролитами, аргиллитами и песками мощностью 80—230 м. В юго-восточном направлении кровля его погружается до глубины 540 м. Горизонт вскрыт и опробован на крайнем юго-востоке территории листа, где представлен алевролитами и песками мощностью 140—170 м. Скважины часто фонтанируют. Минерализация от 7,5 до 11,0 г/л, состав хлоридный натриевый. В воде присутствует йод 8 мг/л и бром — 25—42 мг/л.

Водоупорный горизонт ханты-мансийской свиты (K₁) представлен глинами мощностью 105—180 м. Кровля горизонта погружается в юго-восточном направлении до 400—640 м.

Водоносный горизонт северососьвинской на западе и викуловской на востоке свит (К₁) представлен песками, песчаниками, алевролитами. Общая мощность его до 60—240 м. Он погружается на юго-восток до глубин 800—1000 м. Опробование произведено в одной скважине в интервале 150—600 м. Минерализация воды 1,6 г/л, состав гидрокарбонатный натриевый.

Локально-водоносный юрско-валанжинский комплекс (J₁—K₁) развит почти повсеместно и представлен аргиллитами и глинами с прослоями алевролитов и песчаников. Общая мощность комплекса около 300 м. В его составе водоносными являются прослои песчаника общей мощностью 30—40 м, сосредоточенные в нижней и верхней частях киялинского горизонта, где образуют довольно выдержанные водоносные горизонты. Статические уровни подземных вод устанавливаются на глубинах 11—17 м. Отдельные скважины фонтанируют. Водообильность нижнего горизонта уменьшается от 0,2—0,4 до 0,01—0,1 л/с при его понижении на 100—500 м. Минерализация вод с погружением на юго-восток увеличивается от 1,5—1,7 до 14—16 г/л. Состав от гидрокарбонатного натриевого до хлоридного натриевого. В воде содержится йод — до 15 мг/л, бром — до 58 мг/л. Растворенный газ — метановый, температура воды от 25 до 44 °С.

Водоносный комплекс средне-позднетриасовых отложений (T₂₋₃) распространен вблизи Урала, включает образования саранпаульской, семьинской и ятринской свит. Водоносные породы вскрыты на глубинах 800—1200 м. Представлены песчаниками, мелким гравием, алевролитами и глинами, местами конгломератами. Суммарная мощность комплекса до 400 м. Водопритоки составляют 0,06—0,40 л/с при понижении 20—220 м. Статические уровни устанавливаются на 10—30 м ниже поверхности земли. Минерализация воды увеличивается в направлении от Урала на юго-восток от 0,7 до 16,0 г/л и более. Состав ее изменяется от гидрокарбонатного натриевого до хлоридного натриевого. При минерализации более 10—15 г/л воды содержат йод до 13 мг/л, бром — 45—65 мг/л и ряд других микроэлементов. Растворенный в воде газ представлен преимущественно метаном (85—90 % объема). В пресных и солоноватых водах растворенный газ азотно-метановый (СН₄ — 30—65 % объема). Температура подземных вод увеличивается с погружением комплекса от 20 до 56 °С. Из пород фундамента получены притоки воды 0,1—0,8 л/с при понижениях на 220—700 м.

ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

Природные условия рассматриваемой территории сложны и разнообразны.

Климатические особенности района и контрастность геоморфологического строения территории обуславливают поясность ландшафтных подразделений, типов почв и растительности, отвечающих смене природных условий от горной и полярной тундры, через лесотундру до северной тайги. Зональность почвенного покрова наиболее явно проявляется в автоморфных незаболоченных почвах. На крайнем севере в зоне тундры развиты болотно-тундровые глеевые мерзлотные почвы. Далее к югу располагается зона лесотундры с сочетанием тундровых и глееподзолистых почв. В северо-таежной зоне преобладают торфяно-подзолисто-глеевые и торфяно-подзолисто-глееватые почвы. Аналогичная, но высотная поясность отмечается и в направлении от гор к равнинам от гольцово-горно-тундровых условий со щебенчатыми горно-тундровыми мерзлотными почвами и мохово-лишайниковой растительностью до подзолистых, торфяно-болотных почв северной тайги с елово-березовыми лесами. На равнинах значительные площади занимают также болотные тундровые мерзлотные почвы. В поймах и на террасах крупных рек пойменные аллювиальные дерновые почвы с лугово-кустарниковой и древесной растительностью.

Основная часть территории относится к площадям с практически ненарушенными естественными ландшафтами. Техногенно-нарушенные ландшафты приурочены к промышленным районам: Воркутинскому (включающего в себя г. Воркута с прилегающими шахтерскими поселками городского типа Северный, Советский, Октябрьский, Цементнозаводский, Воргашор, Хальмерью и др.) и Интинскому (включающему г. Инта с поселками Южный, Верхняя Инта); к железнодорожной магистрали Котлас–Воркута, а также участкам старательской разработки россыпей золота в бассейне рек Кожым (1979–1989 гг.), Хальмерью, Манья, открытой добычи хромитов, марганцевых руд, баритов на месторождениях Центральное, Парнокское, Хойлинское. Существенное техногенное загрязнение поверхности в северно-восточной части листа связано с разработкой нефтяных месторождений. Незначительная техногенная нагрузка на территории листа связана с проведением геологических исследований, поисковая стадия которых включала горно-буровые работы.

В пределах территории листа были произведены четыре подземных ядерных взрыва в мирных целях: два в Большеземельской тундре (в 1971 г. в районе ст. Хановой, в 1974 г. в районе пос. Сейда) и два в Западной Сибири при проведении глубинного сейсмического зондирования. Фактически их воздействие на экологическую обстановку не установлено. Однако необходимо отметить, что, по мнению Н. Г. Обермана [143], с первыми двумя, воз-

можно, связано локально обнаруженное присутствие стронция ^{90}Sr в количестве 0,1—0,4 ПДК на Воркутинском участке в субнапорных водах водоносного комплекса перми—триаса.

В 1960-е годы территория листа подвергалась влиянию наземных испытаний отечественного ядерного оружия на Новоземельском полигоне. По мнению Н. Г. Обермана, свидетельством этого является повышенное содержание в почвах Sr^{90} (в Воркутинском районе — 4,5 ПДК, в Интинском — 4 ПДК). Однако скорее всего они имеют техногенное происхождение и связаны с угольной пылью.

Юго-западная часть территории листа входит в состав Национального природного парка «Югыдва», созданного в 1993 г. и с 1996 г. и включенного в списки ЮНЕСКО под названием «Девственные леса Коми». На территории парка выделено несколько функциональных зон, в том числе заповедная, особо охраняемая и регулируемого хозяйственного использования. На восточном склоне Полярного Урала находится обширная Сынско-Куноватская этническая территория, хозяйственная деятельность в пределах которой также регулируется.

Большая часть листа располагается в области многолетнемерзлых пород (ММП), которые оказывают существенное влияние на характер и развитие экзогенных процессов (ЭГП). На площадях сплошного распространения ММП последние развиты практически на всех элементах рельефа, кроме акватории незамерзающих зимой озер и рек, а также зон обводненных тектонических разломов. На площадях несплошного развития ММП мерзлые массивы фиксируются на части ее территории: 90—10%. Они располагаются на водоразделах, торфяниках, участках альпинотипного рельефа, бровках террас, на наветренных и северных склонах и др. [143]. Мощность сезонно-мерзлого слоя (СМС) возрастает в северном направлении; мощность сезонно-талого слоя (СТС) убывает также в северном направлении. Температура ММП изменяется в пределах изучаемой территории в соответствии с широтной зональностью и высотной поясностью климатических условий: температура мерзлых пород снижается в северном и восточном направлениях и с повышением абсолютных отметок рельефа. На горных вершинах Полярного и Приполярного Урала, на территории сплошного распространения ММП температуры варьируют в пределах минус 5—9 °С. На площадях несплошного распространения ММП отрицательные температуры колеблются в пределах 0—2,5 °С. Вся территория листа относится к сейсмически стабильной зоне.

С учетом геоморфологической характеристики генезиса и литологии рельефообразующих пород, растительной поясности, распространения и интенсивности ЭГП, на территории листа выделено восемь природных и один техногенный ландшафт.

Природные ландшафты приурочены к трем мегаобластям: Уральскому горному сооружению (1, 2, 3), Предуральской равнине (4, 5, 6, 7) и Западно-Сибирской низменности (7). Кроме того, выделяются транзитные долинные-террасовые ландшафты крупных рек (8).

Уральское горное сооружение

Горы средние, низкие (1). Ландшафт приурочен к зоне Уральского кряжа и выделяется в интервале абсолютных отметок 600—1895 м. Наиболее высокие абсолютные отметки на севере листа 1472 м (гора Пайер), на юге 1895 м

(гора Народная). Ему отвечают скальные гребни, склоны троговых долин и каров, поля развития элювиально-десерпционных и коллювиальных и коллювиально-десерпционных образований по интрузивным, метаморфическим, терригенно-вулканогенным и терригенным породам нижнего протерозоя-палеозоя. Характеризуется на севере сплошным распространением ММП, на юге — структуры разнопромеренные и с несплошным развитием ММП. Мощности мерзлых пород изменяются в пределах 300—700 м, температуры пород от -3 до -5 °С. Хребты наиболее охлаждены при крутизне склонов более $15-20^\circ$. 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 до 9 м. Растительность представлена накипными корковыми лишайниками и кустарниками горной тундры. Почвы гольцовые, щебенчатые, гольцовые тундровые. Основными ЭГП являются криогенные (курумообразование), гравитационные (осыпи, сели), морозное выветривание. Степень пораженности ЭГП составляет 50—70%. Поэтому геодинамическая устойчивость ландшафта низкая. Геохимическая устойчивость — высокая.

Водораздельные поверхности и склоны предгорий Полярного и Приполярного Урала в пределах горно-тундровой зоны (2). Характеризуются накоплением элювиальных и элювиально-делювиальных образований на водоразделах, денудационно-эрозионным рельефом в пределах склонов. Субстрат — терригенные, карбонатно-терригенные, вулканогенно-терригенные и вулканогенные породы. Распространение ММП несплошное, мощности мерзлых пород 50—200 до 300 м; температуры — от $0-0,5^\circ$ до минус 2° . Крутые наветренные склоны отличаются более низкими температурами. Породы на них охлаждаются за счет различий в экспозиции склонов на $1-2^\circ$, наветренности — до 1° . Талые породы имеют температуру до $+0,5^\circ$. Почвы горно-тундровые (мерзлотные) оподзоленные. Растительность — кустарники горной тундры, елово-лиственничное редколесье по долинам рек. Ведущими ЭГП являются криогенные (солифлюкция, пучение, в меньшей степени курумообразование). Пораженность ландшафта ЭГП — от 25 до 50 %, поэтому геодинамическая устойчивость ландшафта оценивается как средняя. Геохимическая устойчивость — высокая.

Водораздельные поверхности и склоны предгорий Полярного и Приполярного Урала зоны в пределах зоны северной тайги (3). Характеризуются денудационно-эрозионным рельефом развитым на карбонатно-терригенных, карбонатных, терригенных и интрузивно-вулканогенных породах. Ландшафт представлен плоскими вершинами и относительно пологими склонами. Приурочен к предгорьям восточного склона Полярного, западного и восточного склонов Приполярного Урала, а также к структурно-эрозионным депрессиям рек Кожым, Балбанью и Лимбекою. Типично островное и массивно-островное распространение ММП. Мощности мерзлых толщ до 50—200 м, температуры пород: мерзлых — от 0 до минус $0,5^\circ$ °С (местами до -1° °С), талых — от $+0,5$ до $+2^\circ$ °С. Ведущим экзогенным процессом является карст (особенно широко проявлен на междуречьях Кожым—Лемва, Кожым—Черная), в меньшей степени характерно курумообразование. На переувлажненных супесчано-суглинистых грунтах со щебнем и глыбами в краевых частях ландшафта при оттаивании сезонноталого слоя и дренировании грунтовых вод СТС

прилегающих склоновых отложений наблюдается развитие солифлюкции с образованием натечных и структурных форм мезорельефа. Степень пораженности наиболее проявленным на данном ландшафте карстом составляет до 25—30 %. Геодинамическая устойчивость ландшафта средняя. Геохимическая устойчивость — высокая.

Предуральская равнина

Грядово-холмисто-западинные участки ледниковой аккумуляции (4) выделяются в северо-западной части листа и приурочены к полям развития ханмейской покровной морены. Подстилающими образованиями являются, как правило, также кайнозойские ледниковые и аллювиально-морские отложения. Поверхность характеризуется сплошным и массивно-островным развитием ММП, сложена песками, супесями, валунными суглинками. На территории ландшафта широко развиты озера термокарстового и ледникового происхождения. На грядово-холмисто-западинных участках моренных образований отмечаются суффозионные воронки (диаметром до 20—30 м, глубиной до 6—8 м) и полузамкнутые ложбины (поглощающие поверхностный сток), которые играют существенную роль в формировании подземного стока данного ландшафта. Почвы тундровые, торфяно-подзолистые, болотные, глеевые, мерзлотные. Растительный комплекс представлен мохово-лишайниковым покровом с редким кустарником, в понижениях по долинам рек и ручьев наблюдаются ивняки. В междуречье Воркута—Сейда (зона лесотундры) характерно еловое и елово-березовое редколесье. Из ЭГП преобладают термокарст, криогенные и заболачивание. Пораженность ЭГП высокая (до 75%). Ландшафт характеризуется низкой геодинамической и геохимической устойчивостью.

Плоская, слабоволнистая денудационно-аккумулятивная равнина с пологими эрозионными склонами в пределах тундровой зоны (5) развита в северной части листа. Поверхность сложена ледово-морскими образованиями роговской серии и аллювиально-морскими отложениями сармаюнской свиты, в литологическом составе которых преобладают валунные суглинки, супеси, реже пески. Ландшафт входит в зону массивно-островного развития ММП. Почвы торфяно-подзолистые болотные, глеевые мерзлотные. Растительность представлена мохово-лишайниковым покровом, тундровыми кустарниками, в понижениях и по долинам рек и ручьев встречается ива, в южной части елово-березовое редколесье. Из экзогенных процессов преобладают криогенные, термокарст, реже проявляются карстовые (при близком расположении коренных пород) процессы. Широко проявлено заболачивание, чему благоприятствует целый ряд факторов. Избыточная увлажненность, выровненность и слабое расчленение рельефа, близповерхностное залегание широко распространённых в кайнозойском разрезе водоупорных суглинков, сезонно- и многолетнемерзлые породы, препятствующие инфильтрации талых, дождевых вод и способствующие их скоплению как в депрессиях рельефа, так и на плоских водораздельных поверхностях. В целом пораженность ЭГП оценивается как средняя. Геодинамическая и геохимическая устойчивость ландшафта средняя.

Плоская, слабоволнистая денудационная равнина (6) охватывает водораздельные пространства в пределах выступов коренных пород. Выделяется на

северо-востоке площади в районе возвышенности Сидяпэ, где отвечает полям развития элювиально-делювиальных отложений по терригенным породам перми. Второй участок развит на гряде Чернышева. Он соответствует водораздельным пространствам, сложенным преимущественно карбонатными палеозойскими породами, частично перекрытыми ледниково-морскими отложениями роговской свиты. Для ландшафта характерно прерывистое развитие ММП. На севере почвы горно-тундровые, тундровые глеевые. Растительность представлена мохово-лишайниковым покровом и фрагментарно ерниковой тундрой, на гряде Чернышева частично лесотундрой.

Ведущими экзогенными процессами являются криогенные и отчасти карстообразование. Пораженность ЭГП изменяется от слабой до средней. Геодинамическая устойчивость ландшафта оценивается как средняя. Геохимическая устойчивость высокая.

Плоская и слабоволнистая аккумулятивная равнина с пологими эрозионными склонами северотаежной зоны (7) развита к югу от Усинско-Лемвинской депрессии и на водораздельных пространствах Западной Сибири. Сложена ледниково-морскими и аллювиально-морскими образованиями — валунными суглинками, супесями, песками. 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 — (+3°) до 0 — (–1°) °С. Основным ЭГП является заболачивание. 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 средняя.

Долинно-террасовые участки эрозионно-аккумулятивного рельефа с полого-наклонными поверхностями пойм, первой, второй, третьей и четвертой надпойменных террас (8). На западе территории широко развиты в пределах Усинско-Лемвинской депрессии, на востоке, в пределах долины р. Обь и ее притоков. Характеризуется островным и редкоостровным распространением ММП, мощность 5—15 м (наибольшие значения на участках плоскобугристых торфяников). Температуры пород на подошве СГТО от 0 ... –0,5° до +0,5 ... +2°.

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). Поверхности III и IV надпойменных террас нередко заболочены. Там, где цоколя террас сложены мерзлыми глинистыми отложениями, наблюдаются оползни. Геодинамическая устойчивость данного вида ландшафтов оценивается как средняя, геохимическая устойчивость — средняя.

Поверхность эрозионно-аккумулятивного рельефа русла и поймы р. Обь (9). Развита в Западной Сибири, на юго-востоке территории листа. Сложена аллювиальными отложениями различного литологического состава. Поражен-

ность процессом заболачивания в пойме р. Обь до 50 %. Вторым по значимости процессом является боковая эрозия. На современном этапе развития речной сети преобладает боковая эрозия, выражающаяся в разрушении берегов на крутых излучинах рек. Интенсивность, характер и скорость боковой эрозии определяется литологическим составом, размывающей силой потока. Геодинамическая устойчивость данного ландшафта оценивается как низкая. Геохимическая устойчивость оценивается как средняя.

Участки техногенно-нарушенного и техногенно-образованного рельефа (10).

На рассматриваемой территории выделяются:

Участки техногенно-нарушенного и техногенно-измененного рельефа промышленных районов Воркутинский и Интинский. Сформировались и связаны с деятельностью горнодобывающих предприятий (угледобывающие шахты и ряд карьеров строительных материалов), селитебного (г. Воркута, поселки Цементнозаводский, Октябрьский, Советский, Северный, Воргашор, Халмерью и др., г. Инта, поселки Южный, Верхняя Инта), сельскохозяйственного и транспортного комплексов.

Промплощадки шахт включают в себя производственные здания, породные отвалы, шламонакопители, пруды-отстойники, коммуникации и т. д. Работа шахты сопровождается сбросом значительных объемов сточных вод на рельеф и в водоемы. Территория городов Воркута, Инта и прилегающих к ним поселков представляет собой техногенный ландшафт с застройками производственного, жилого комплекса зданий, сетью улиц и дорог с твердым покрытием и централизованным теплоэнергоснабжением. Структура почвенно-растительного слоя нарушена. Транспортный комплекс представлен железнодорожными путями, автодорогами, автозаправочными станциями, гаражами, ремонтными и техническими службами. Дорожная сеть, пересекающая почти все формы рельефа, вызывает нарушение естественного поверхностного и грунтового стоков, активизируя процессы заболачивания и эрозии, на склоновых участках появляются промоины и рытвины. Для насыпных и асфальтированных дорог характерна деградация ММП.

Участки техногенно-нарушенного рельефа в пределах отработанных и законсервированных полигонов месторождений полезных ископаемых. Расположены в пределах надпойменных террас рек Кожым, Балбанью, Лимбик, Мал. и Бол. Каталамбию, Сюразьвож и др., где представлены отработанными и законсервированными полигонами на россыпное золото с развитием техногенно-переотложенных пород (ТПП). Поверхность некоторых полигонов частично рекультивирована. ТПП представлены отсортированными грядами из валунов, гравия, гальки, разнозернистых песков; на некоторых полигонах сохранились котлованы-отстойники.

Участки техногенно-нарушенного рельефа, связанные с разработкой месторождений марганца, хромитов, россыпного золота и горного хрусталя, проходкой горных выработок (канав, шурфов, скважин).

Техногенные ландшафты связаны с открытой добычей хромитов (месторождение Центральное), марганцевых руд (Парнокское), баритов (Хойлинское) и включают 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, металло-

конструкциями, строительным и бытовым мусором. Аналогичная ситуация наблюдается в местах активного проведения геологоразведочных работ, на участке Хальмерью, где ведется масштабная механизированная проходка горных выработок (траншей, штолен).

Отработка россыпи в настоящее время ведется старательскими артелями только на восточном склоне Приполярного Урала. На участках отработки россыпей золота (Золотошор, Яроташор и др.) происходит русловое переформирование водотоков, ухудшаются в основном физические свойства поверхностных вод (мутность), гидробиологические условия обитания рыб. При разработке россыпей золота эрозия откосов отвалов, дамб хвостохранилищ и отстойников, прорывы дамб ведут к поступлению горной массы и токсичных содержаний микроэлементов в речную сеть и загрязнению донных отложений. В то же время, при снятии техногенной нагрузки, наблюдается устойчивая тенденция средовосстановления нарушенных участков. При повторном обследовании последних (через 15—20 лет) отмечается практически полное восстановление природных условий [89].

На хрусталеносных объектах, являющихся практически безрудными и не содержащих значимой минерализации другого состава, загрязнителями дренажных вод из горных выработок и донных отложений, принимающих их водотоков, являются вмещающие породы, извлекаемые в процессе добычи горного хрусталя и содержащие элементы-спутники (сульфиды Cu, Pb, Zn, Hg, шеелит, ильменит, монацит, апатит и др.).

Участки техногенно-нарушенного рельефа, связанные с разработкой месторождений нефти. Техногенное загрязнение поверхности в ходе разработки месторождений нефти оценено в ходе геоэкологических исследований буровых площадок нефтеразведочных скважин на Нядейюском месторождении [381]. Источниками загрязнения являются выбросы нефти, буровые сточные воды, глинистые растворы с баритом и химреагентами, бытовые отходы, склады ГСМ и химреактивов. Площадь загрязненных почв вокруг скважин достигает 2 га, 50% территории разработки месторождения характеризуется высоким и очень высоким уровнями загрязнения. Определенный вклад в загрязнение окружающей среды вносят использование тракторно-вездеходной техники, рекреационная деятельность, временные базы и поселки, пастбищное оленеводство.

Экогеохимическая обстановка

В целом территория листа относится к малоосвоенной территории с нарушенными природными ландшафтами. Наиболее полно геохимическая обстановка была охарактеризована в ходе работ по международному проекту «Экогеохимия Баренцева региона» (Salminen, 2005). Недостатком работ по «Баренцпроекту» является редкая сеть опробования: в среднем около 83 точек на лист масштаба 1 : 1000 000. Поэтому эти данные позволяют сделать только самые общие заключения о состоянии геохимического поля и его специфике на рассматриваемой территории. По результатам этих работ по большинству проанализированных элементов территория листа в целом характеризуется фоновыми содержаниями большинства элементов. Исключения составляют Cr, Co, Ni, которые образуют ярко выраженную Войкарскую природную геохимическую аномалию, приуроченную к Раизскому и Войка-

ро-Сыньинскому гипербазитовым массивам Полярного Урала и их обрамлению. По хрому данная аномалия ярко выражена относительно фона в гумусе и С-горизонте, но при этом не превышает ПДК, в растительности (по мху) — составляет 4—8 ПДК. По Со в С-горизонте — 1—3 ПДК, по мху — 0,7—1,2 ПДК. По Ni в гумусе и С-горизонте составляет 1,1—1,5 ПДК. При этом, целая группа аномальных точек оказалась по обе стороны за пределами гипербазитовых массивов. Природу их можно вполне объяснить ветровым разносом минерализованной пыли с водораздельной части Полярного Урала, который постоянно происходил на протяжении последних более чем миллиона лет. Поэтому фланги данной аномалии имеют скорее всего эоловое происхождение.

Анализ аномалий Mn показывает, что все они приурочены к равнинным частям территории и обусловлены таким образом активным накоплением и миграцией Mn в кислой среде, которая характерна для заболоченных участков Большеземельской тундры и Западной Сибири. Частным случаем связи аномалии Mn с коренным источником является ярко выраженная Mn аномалия (2 ПДК) в гумусе и превышением относительно фона в С-горизонте в районе Парнокского месторождения.

Высокая степень опоискованности способствовала выявлению многочисленных локальных природных источников загрязнения, представленных месторождениями и рудопроявлениями (более 200). Всеми методами геохимических поисков выявлено более 680 перспективных геохимических аномалий [473], элементный состав которых отражает основные типы оруденения (марганцевое, полиметаллическое, медное, золотое, редкометалльное и др.). Распространение природных источников загрязнения по площади указывает на многоочаговый характер их распределения по всем литокомплексам в пределах ландшафтов (1—3) Уральского горного сооружения.

Оценка их геоэкологической значимости и опасности (в том числе с точки зрения ПДК) каждой из них в масштабе 1 : 2 500 000 не представляется возможной. Поэтому по материалам геохимической основы [473] на геоэкологическую схему нами вынесены только наиболее крупные региональные аномальные области с выделением в них главных аномальных полей. Выводы об их геохимической специализации основаны на количественном преобладании в их составе тех или иных соответствующих локальных аномалий.

На территории листа выделяются пять региональных аномальных областей: Тальбейская на гряде Чернышева, Полярноуральская, Войкарская, Восточно-Лемвинская и Приполярноуральская.

Тальбейская аномальная область (I) состоит из 33 аномалий, в которых преобладают Pb, Cu, Zn и отчасти Ni, Co, Cr.

Полярноуральская аномальная область (II) включает в себя более 200 аномалий, в которых преобладают полиметаллические (Pb, Cu, Zn), редкоземельные, в меньшей степени фосфоритовые и золото-серебряные.

Войкарская аномальная область (III) практически совпадает с одноименной аномалией «Баренцпроекта». По специфике выявленных аномалий (более 120) отражает господствующее распространение базит-ультрабазитовых пород крупнейшего Войкаро-Сыньинского офиолитового массива, имеет Cr, Co, Ni-специализацию и в меньшей степени Cu—Ti—V; Cu—Mo.

Восточно-Лемвинская аномальная область (IV) включает более 70 аномалий, в составе которых преобладают полиметаллические (Cu, Pb, Zn), марганцевые и золото-серебряные.

Приполярноуральская аномальная область (V) включает пять аномальных полей.

Поле V-1 оконтуривает преимущественно поликомпонентные аномалии (25) в области развития ордовикско-девонских отложений пассивной окраины. Все аномалии отчетливо подразделяются на три группы — полиметаллические, редкометалльные серебросодержащие и марганцевые.

Поле V-2 включает 15 преимущественно серебросодержащих аномалий в зоне развития вулканогенно-осадочных пород.

Поле V-3 включает 66 аномалий и отражает специфику металлогении докембрийского фундамента. По большей части это золоторудные, редкометалльные (редкоземельные) и полиметаллические аномалии.

Поле V-4 включает 27 аномалий преимущественно титановой и полиметаллической специализации.

Поле V-5 оконтуривает 35 аномалий в восточной части Неркаюской тектонической пластины редкоземельно-редкометалльной природы.

В качестве точечных аномальных объектов показаны некоторые месторождения и проявления урана.

Техногенные аномальные очаги сосредоточены локально на севере и на западе площади, в пределах Воркутинского и Интинского промышленных районов (ландшафт 10). Техногенноизмененные ландшафты включают в себя промышленные и селитебные зоны городов и поселков. Техногенно образованные ландшафты характерны для горнодобывающего комплекса (угольные шахты) и ряда карьеров строительных материалов, а также для транспортных комплексов.

Наиболее очевидно техногенное геохимическое загрязнение почвенного покрова проявлено на территории ВПР. Воркутинский промышленный район является аномальным по всем носителям и почти по всем элементам, в особенности тяжелым металлам-токсинам. По результатам работ по проекту «Экогеохимия...», здесь оконтурена крупная геохимическая аномалия: As, Sb, Cd, U, Cr и др., которая наиболее характерно проявлена в растительности и поверхностных водах, менее в гумусе. Так уран образует интенсивную аномалию по мху (0,14—0,6 мг/кг, при фоне 0,01—0,02) и воде (до 8 мкг/л при фоне 0,1—0,2). В то же время в гумусе и С-горизонте уран себя не проявляет, что указывает на поверхностный характер загрязнения и отсутствие миграции в почвы и подпочвенные горизонты. Уран скорее всего накапливается на мхе вместе с пылью, затем пыль смывается дождями и, как следствие, появляются аномалии в воде.

Аномалии сурьмы (0,1—0,2 мг/кг при фоне 0,01—0,015), кадмия (до 0,8 мг/кг при фоне 0,1—0,15), хрома (до 6 мг/кг, при фоне 1—1,5), никеля (до 17 мг/кг при фоне 2—3), молибдена (до 0,4 мг/кг, при фоне 0,06) по мху в целом пространственно совпадают с ураном и сходно проявляют себя в различных средах.

Мышьяк также является элементом-загрязнителем, обычно связанным с углями. По нему также четко выделяется «Воркутинская аномалия» по мху (7 мг/кг при фоне 0,1—0,15) и воде (до 2 мкг/л при фоне 0,2—0,5). Но, по видимому, его миграционная возможность выше, так как он аномально проявлен в ВПР также и в гумусе (до 30 мг/кг при фоне 2,5—3,0), но отсутствует в С-горизонте. Аналогично мышьяку ведут себя талий (до 2 мг/кг, при фоне 0,2) и барий (до 104 мг/кг, при фоне 5—10).

Отмечены незначительные аномалии бериллия, тория, стронция.

При анализе космического снимка (рис. 6), сделанного в весенний период (март), достаточно очевидно выявляется совпадение контуров аномалий отмеченных выше элементов с ареалом черного пятна угольной пыли, покрывающей весь Воркутинский район. Учитывая, что связь таких элементов, как U, As, Mo, Sb, Cd и некоторых др. с углистым веществом и в частности с угольной пылью достаточно характерна, уверенно можем интерпретировать «пылевую природу» Воркутинской техногенной аномалии.

Отмеченные выше аномальные содержания по отдельным элементам в пределах Воркутинской техногенной аномалии превышают предельно допустимые концентрации (ПДК) в растительности: по кадмию в 2,7 раза, хромю в 12 раз, никелю в 5,7 раза, мышьяку в 14 раз, в гумусе — по мышьяку в 1,5 раза. По воде, несмотря, на яркую выраженность аномалий, относительно фона, согласно действующим нормативам, превышений ПДК нет.

В пределах ВПР локально отмечено радиоактивное загрязнение грунтов Sr — 90 (3—5 ПДК), Ra — 226 (1 ПДК) на территории поселков Цементно-заводской, Северный, Советский, Аячъяга [251]. В черте города отмечается повышенное содержание Ra — 226 (1—1,2 ПДК); в концентрациях до 4 ПДК, он выявлен в шлаковом материале центральной водогрейной котельной, здесь же обнаружен Th — 232 в концентрациях 2 ПДК.

Техногенные отложения, представленные отходами предприятий угледобычи, энергетики, стройиндустрии, коммунального хозяйства, из которых наибольшие площади занимают породы шахтных отвалов, характеризующиеся повышенным содержанием Sr, Ba, Sc, P, Cu, Ga, Ni, Hg.

Техногенное загрязнение почв Интинского промрайона 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) [248].

На участке карьерной отработки марганцевых руд (месторождение Парнокское) в почвах и донных отложениях повсеместно отмечаются повышенные содержания Mn, Pb, Ba, максимальные концентрации которых достигают соответственно от 5 до 10 ПДК. Однако необходимо отметить, что природные аномалии этих элементов существовали в районе месторождения и до начала его разработки.

В северо-западной части листа выявлено также загрязнение почв, связанное с разработкой нефтяных месторождений. Техногенное загрязнение, связанное с добычей нефти, проявляется в виде выбросов нефти, загрязнения буровыми сточными водами, глинистыми растворами с баритом и химреагентами, бытовыми отходами, размещения складов ГСМ и химреактивов. Площадь загрязненных почв вокруг скважин достигает 2 га, 50 % территории характеризуется высоким и очень высоким уровнями загрязнения. Главный элемент-загрязнитель — барий (3,8—12,9 ПДК). Отмечены техногенные аномалии молибдена (0,7—5,9 ПДК), цинка (1,0—2,3 ПДК), марганца (0,8—1,6 ПДК). В зумфах скважин велика концентрация органических загрязняющих веществ: СПАВ — 3—8 ПДК, нефтепродуктов — 80—300 ПДК, ХПК — 3—140 ПДК.

По результатам гидрогеохимических работ в рамках международного проекта «Экогеохимия Баренцевого региона» выявлена Адзвинская техноген-

ная аномалия мышьяка, предположительно обусловленная техногенным загрязнением в связи с нефтедобычей и геологоразведочными работами на нефть в верховье бассейна р. Адзьява. Наибольшие концентрации мышьяка выявлены в растительности (во мхе) и достигают 1,7 ПДК.

Загрязнение поверхностных вод в пределах техногенно-нарушенных территорий определяется в основном производственными и коммунально-бытовыми отходами. Основную антропогенную нагрузку в пределах ВПР несет р. Воркута и прилегающие к ней водотоки. Воды реки гидрокарбонатно-магниево-кальциевые с минерализацией 0,1—0,2 мг/дм³, рН > 7,2—8,4. По микрокомпонентному составу воды в реке по ряду ингредиентов не соответствуют требованиям ПДК для рыбохозяйственных водоемов. Содержание фенолов в воде р. Воркута колеблется от 0,002 до 0,008 мг/дм³, что соответствует 2—8 ПДК. Предельно допустимые концентрации по нефтепродуктам колеблются в широких пределах от 2 до 30 ПДК.

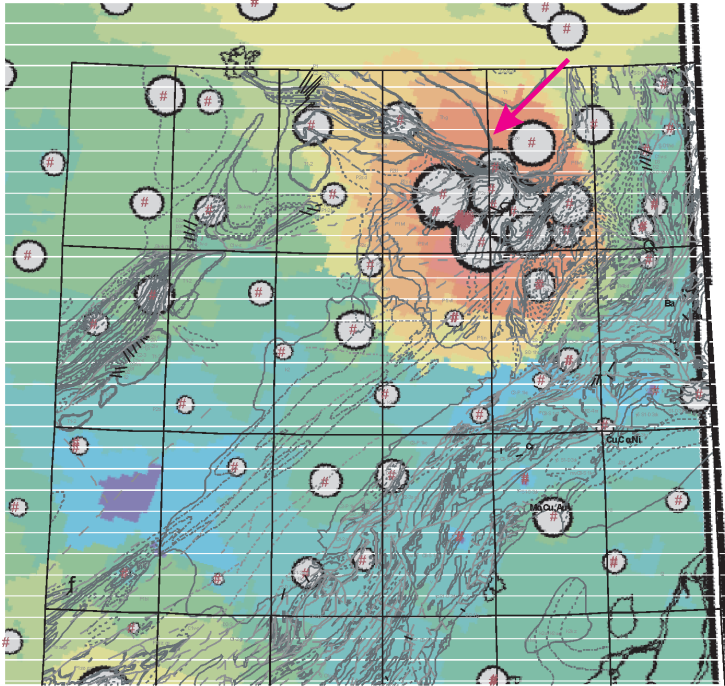
Техногенное загрязнение донных отложений отмечается в русловом аллювии практически всех водотоков ВПР. Наиболее широкий спектр элементов загрязнителей отмечен на участке р. Воркута, в черте города, где на протяжении 15 км, в концентрациях выше ПДК отмечаются As (1 ПДК), Cd (8 ПДК), Sc (5 ПДК), Cu (1,4 ПДК), Mn (2 ПДК), Co (1 ПДК), Ba (1 ПДК).

Поверхностные воды водотоков в пределах угледобычного комплекса Интинского района имеют преимущественно гидрокарбонатно-сульфатный состав с преобладанием катионов натрия и магния. Воды обладают повышенной минерализацией (1,5—2,4 г/дм³), щелочной реакцией (рН = 7,0—8,2). В макрокомпонентном составе повышены содержания Na⁺ (1,5—2,7 ПДК), SO₄²⁻ (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). Аналогичный химический состав и в черте пос. Южный, но среди катионов преобладают кальций и магний. В микрокомпонентном составе отмечено содержание в чрезвычайно опасных концентрациях (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).

В районе Парнокского железо-марганцевого месторождения поверхностные воды хлоридно-гидрокарбонатные магниево-кальциевые, с минерализацией до 0,2 г/дм³, содержание железа составляет до 10 ПДК, окисляемости 1,2 ПДК. Вода руч. Пачвож, ниже по течению от карьера, загрязнена техногенными нефтепродуктами в чрезвычайно опасных концентрациях (ЧОК) до 160 ПДК. Подземные воды в районе месторождения, залегающие в терригенно-карбонатных породах (O₂—D₁) и в коре выветривания по ним гидрокарбонатные, Ca²⁺ > Mg²⁺, M = 0,15—0,2 г/дм³, обладают близкой к нейтральной и щелочной реакцией (рН = 6,8—8,0). Воды содержат марганец: 7,5—15 ПДК, в УОК — молибден, титан- 1,5 ПДК, барий — 2 ПДК.

Поверхностные воды техногенно нарушенных участков бывших золотодобычных полигонов — гидрокарбонатные кальциевые и магниевые, ультрапресные (M = до 0,2 г/дм³), рН = 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 умеренно опасных концентраций (УОК) до ЧОК воды содержат нефтепродукты (2,5—5,0 до 20—60 ПДК), бериллий (1,2—2,4 ПДК), барий, марганец (1,2 ПДК),

а



б

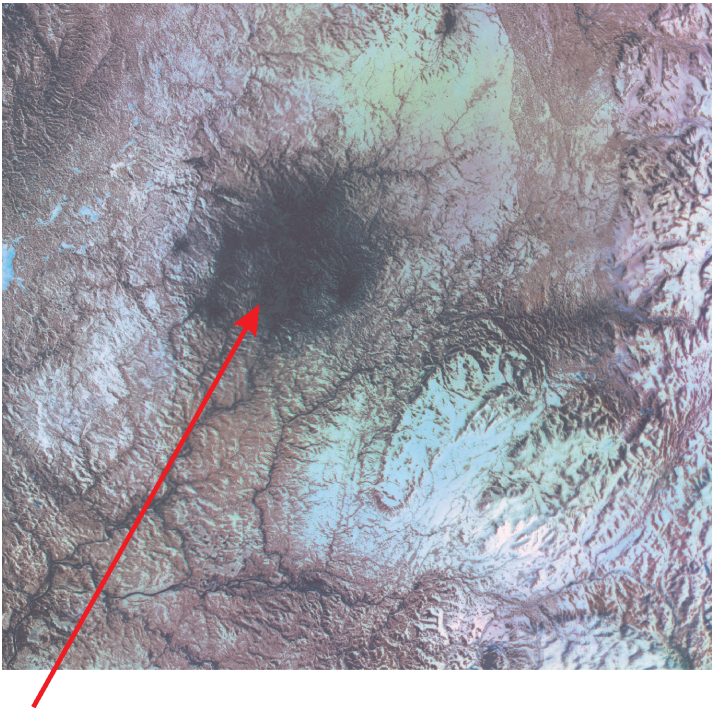


Рис. 6. Техногенная геохимическая аномалия Воркутинского района.

а — техногенная геохимическая аномалия As, Sb, Cd, Ni, Co, U во мхах и гумусе;
б — космоснимок (март) Воркутинского промышленного района. В центре хорошо видно черное пятно, обусловленное угольной пылью.

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.

Техногенному загрязнению при разработке месторождений в пределах листа помимо почв, поверхностных водотоков также подвержены донные осадки. При разработке россыпей эрозия откосов отвалов, дамб хвостохранилищ и отстойников, прорывы дамб ведут к поступлению горной массы и токсичных микроэлементов в речную сеть и загрязнению донных отложений. Последние являются долговременными источниками загрязнения окружающей среды.

В районе ранее функционировавших горных предприятий установлено техногенное загрязнение донных отложений руч. Николайшор, р. Бол. Каталамбию, руч. Сюрасьрузьвож (добыча золота) и Травянистый (добыча горного хрусталя). Загрязнение аллювия этих водотоков установлено практически на всю их длину ниже разрабатываемых участков, образуя по 2—3 максимума с наибольшим спектром элементов-загрязнителей. Содержания последних по водотокам составляют (в единицах ПДК): Николайшор — Cr, Ag (5), Бол. Каталамбию — W, Mn (7), Ba, Zn (3), Cu, Ga (2), Сюрасьрузьвож — Bi (7), Ga, Zn (3), Sb (2). Техногенная нагрузка на аллювиальные отложения рек Лимбекою, Балбанью, Пелингичей, Кожым значительно слабее, что связано с давним завершением здесь поисковых работ. Геохимическую динамику литосток и скорость самоочищения горных рек (по изменению длины загрязненных интервалов Ni и Mo в донных отложениях р. Пелингичей, опробованных в 1995 и 1997 гг.) можно охарактеризовать так: аллювиальные отложения, загрязненные минеральными взвесями (не химическими осадками), самоочищаются примерно в течение 3 лет [89].

Эколого-геологическая обстановка на территории листа в целом оценивается как удовлетворительная.

Области с напряженным состоянием геологической среды выделены по комплексу признаков в пределах Воркутинского и Интинского промышленных районов. Это обусловлено широким развитием описанных выше техногенных загрязнений. Кроме того, эколого-геологическая обстановка оценивается как напряженная в зоне влияния карьеров по открытой добыче марганцевых руд, баритов, хромитов, на участках, связанных с разработкой нефтяных месторождений.

Для снижения и предотвращения негативного воздействия на окружающую среду необходимо создание сети мониторинга на наиболее опасных участках (города Воркута, Инта, районы обрабатываемых месторождений, территории нефтяных месторождений). Актуальным является, по нашему мнению, и осуществление мониторинга в районах проведения подземных ядерных взрывов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенных работ составлен комплект Государственной геологической карты листа Q-41 масштаба 1:1 000 000 в пределах Уральской складчатой системы с объяснительной запиской и базами данных. Обязательные карты: геологическая и прогнозно-минерагеническая карты, карта полезных ископаемых. Дополнительные карты: прогноза на твердые полезные ископаемые, прогноза на нефть и газ, неоген-четвертичных образований, геологическая карта доюрских образований, фактического материала, схемы масштаба 1 : 2 500 000: геоморфологическая, геоэкологическая, тектоническая, карты-срезы по поверхностям структурных несогласий, геолого-геофизический разрез. Составлены сопровождающие базы данных: по полезным ископаемым, стратотипических и петротипических объектов, палеонтологической, петрохимической, изотопно-радиологического датирования, геологической и геофизической изученности.

В основу работ по составлению Гостеолкарты-1000 третьего поколения листа Q-41 были положены компьютерные ГИС-технологии, подразумевавшие прямое использование цифровых моделей карт ГДП-200, что позволило обеспечить высокую достоверность и полную преемственность пространственного положения показанных на ГК-1000 границ картируемых подразделений и месторождений и проявлений на карте полезных ископаемых. Методика составления схем масштаба 1 : 2 500 000 и 1 : 5 000 000 основывалась на копировании необходимых контуров ГК-1000 в соответствующие схемы, в связи с чем удалось обеспечить в их электронных моделях полную преемственность границ и высокую достоверность в рамках задач ГИС-проекта.

Информация по первичным данным (опорные скважины, стратотипические разрезы, петротипические массивы, точки определения абсолютного возраста, результаты палеонтологических и палеомагнитных определений, контуры участков полевых работ) впервые сконцентрирована в электронной модели карты фактического материала. Ее составление не предусмотрено инструктивными требованиями, что представляется существенным упущением. Так как без карты фактов теряется прямая связь объектов баз данных (кроме базы данных по полезным ископаемым и буровым скважинам) с полотном карты.

В результате работ дано обоснование границ и площадей развития минерагенических комплексов перспективных на обнаружение промышленно значимых месторождений стратегических, остродефицитных и высоколиквидных видов минерального сырья, в том числе на Au, хромиты, титаномагнетитовые и медные с Au и МПГ руды, марганец; площадей, благоприятных для обнаружения УВ-сырья в пределах Западно-Сибирской провинции и воз-

возможности выявления благоприятных структур и неструктурных ловушек УВ-сырья в Предуральском краевом прогибе.

Дана современная оценка состояния ресурсов стратегических остродефицитных и высоколиквидных видов минерального сырья (с обоснованием выявленных или переоцениваемых прогнозных ресурсов) и критерии прогнозирования:

- хромитового оруденения на Полярном Урале;
- титаномагнетитовых и скарново-магнетитовых руд;
- меднорудного с Au и МПГ оруденения;
- Mn стратиформного оруденения парнокского типа на западном склоне Полярного Урала;
- рудного золота на Приполярном Урале;
- обоснован прирост прогнозных ресурсов углеводородов в Восточно-Уральской НГО в Западно-Сибирской провинции и ресурсов газа в связи с неструктурными ловушками в поднадвиговой зоне Интинско-Лемвинского НГР в Предуральском краевом прогибе.

В результате проведенных полевых прогнозно-минерагенических исследований на участках Пятиреченский и Верхнеляпинский выделены:

- Кершорский Fe-Ti-Cu (с Pt, Pd, Au) рудный район, в составе которого прогнозируются два рудных узла: Пятиреченский и Лагортинско-Хулгинский.
- Шекурьинский потенциальный Cu, Pt, Au рудный узел в составе Западно-Тагильской Fe-Ti-Cu минерагенической зоны.

В результате работ по листу за счет использования методов современного радиоизотопного на микроанализаторе SHRIMP в изотопном центре ВСЕГЕИ получены новые данные, позволившие пересмотреть возраст целого ряда магматических комплексов и соответственно уточнить металлогенические построения:

- датированы петротипические массивы сальнерско-маньхамбовского комплекса. Время их формирования оказалось в интервале от $510 \pm 5,8$ Ма до 522 ± 6 Ма; 560 ± 4 Ма. Таким образом, данные комплексы сформированы в завершающий этап байкальского (кадомского) тектогенеза, и развивавшиеся прежде идеи об их связи с ордовикским рифтогенезом не получили своего подтверждения. Соответственно и вся металлогения, связанная с ними, имеет допозднекембрийский возраст;

- подтвержден позднерифейский возраст начала формирования саблегорской свиты по датировкам эффузивных и субвулканических риолитов от $623,4 \pm 3,3$ Ма до 624 ± 3 Ма. Таким образом, между временем формирования саблегорской рифейско-вендской вулканоплутонической ассоциации на Приполярном Урале и орогенным гранитоидным магматизмом имеется существенный временной разрыв почти в 100 млн лет. Это подтверждают также полученные датировки $625,3 \pm 4,8$ Ма из комагматичных ей гранодиоритов панэчиенского комплекса, выделенного по этим данным впервые;

- в то же время датировки из субвулканических риолитов лядгейского вулканического комплекса на Полярном Урале плотно ложатся в интервал 555—547 Ма, (граница раннего и позднего венда), что свидетельствует о одновременности магматических событий на Полярном и Приполярном Урале;

- объективно доказано существование ордовикского кислого рифтогенного магматизма путем датировки вулканических и субвулканических риолитов. Полученный возраст их формирования от 485—492 до 501 ± 4 Ма от-

вечает практически всему объему позднего кембрия и началу тремадокского века раннего ордовика. Одновременно этим датируется и нижний возраст-ной предел песчано-конгломератовой манитаньрдской рифтогенной формации, в составе которой они находятся;

— уточнен возраст петропавловского габбро-диорит гранитового комплекса в Тагильской зоне. Все полученные датировки ложатся в интервал от $427,8 \pm 6,6$ до $Ma - 440 \pm 5$ Ma, который отвечает лландоверийскому веку раннего силура. Таким образом, платиноносные габброиды тагило-кытымского и качканарского комплексов, которые они прорывают, вероятно, имеют более древний ордовикский возраст.

Выполненные работы по сводке всей имеющейся на 2005 г. геологической информации, сведенные в рамках листа 1 : 1 000 000, позволили принципиально уточнить металлогеническое районирование территории листа, систематизировать принципы выделения рудных районов, узлов. Дана комплексная сводка по прогнозным ресурсам территории листа. В результате работ получен существенный прирост прогнозных ресурсов по остродефицитным видам полезных ископаемых (углеводородам, меди, золоту, платиноидам). Именно на эти новые площади с ощутимым приростом прогнозных ресурсов направлены рекомендации работ по постановке последующих стадий.

На основании данных в ходе работ рекомендаций, по одной из выделенных нами прогнозных площадей — Пятиреченскому рудному узлу — Ямальской горной компанией уже ведутся посково-оценочные работы на благородно-металльное оруденение.

Даны рекомендации по постановке ГМК-200 Восточно-Войкарской площади (листы Q-41-XVI, XVII, XXI, XXII) на черные металлы, медь, золото, платиноиды. Предлагаемая площадь геолого-минералогического картирования в административном отношении охватывает западную уральскую часть ЯНАО и частично восточную уральскую часть Республики Коми в пределах Полярного Урала. В тектоническом плане она расположена в пределах Зилаиро-Лемвинской и Райизско-Войкарской СФЗ уралид. В минералогическом отношении включает восточную часть Зилаиро-Лемвинской Mn, Ba, Au минерагенической зоны (МЗ) и большую часть Райизско-Войкарской Cr, Cu, Ti минерагенической зоны. Объект включен в состав конкурсных на 2006 г.

Даны рекомендации по проведению ГДП-200 Пуйвинской площади (листы Q-40-XXXVI, Q-41-XXXI), в результате которых могут быть решены вопросы по существенному приросту ресурсного потенциала коренного золота, алмазов, МПГ. Площадь располагается к юго-востоку от крупного Кожимского руднороссыпного района, в пределах которого выявлены крупные россыпные месторождения золота и имеется весьма высокий подтвержденный ресурсный потенциал по рудному золоту целого спектра рудно-формационных типов золота. Перспективы площади на золото определяются прежде всего благоприятной геологической обстановкой: широкое развитие осадочно-вулканогенных комплексов рифейского возраста с субвулканическими телами риолитов и долеритов; интенсивность процессов гранитизации; наличие депрессионных структур с раннепалеозойскими (E_3-O_1) молассоидными комплексами, регионально обогащенными золотом; зараженность металлом бассейнов основных водотоков: рек Манья, Щекурья, Торговая, Щугор; малая величина эрозионного пострудного среза; преимущественная принадлежность россыпных концентраций к категории «россыпей ближнего сноса» с

неокатанным и слабоокатанным металлом; проявления золоторудной минерализации. Представляют интерес и известные проявления алмазов в связи с кимберлитовым и лампроитовым магматизмом.

Важно также, что площадь в связи с постройкой автодороги Саранпаль–Неройка имеет хорошо развитую транспортную инфраструктуру, что облегчает освоение и инвестиционную привлекательность имеющихся и прогнозируемых месторождений в ее пределах.

К недостаткам выполненной работы следует отнести низкое качество топографической основы, которая была оцифрована изначально по растровому оригиналу масштаба 1 : 1 000 000, который во всех своих контурах крайне далек от топографических карт масштаба 1 : 200 000, на которых составлены карты ГК-200 второго поколения. Это обусловило по сути дела невозможность копирования на нее достаточно извилистых, привязанных к гидросети и рельефу цифровых контуров четвертичных отложений ГК-200 и реально привязывать космоматериалы. Частично этот недостаток был исправлен ФГУП «ЗапСибГеоНац», которым была проведена по собственной инициативе актуализации топоосновы по картам масштаба 1 : 200 000, но только по Западно-Сибирской части листа.

Не удалось полностью реализовать возможности структуры базы данных по полезным ископаемым вследствие того, что она оказалась неадаптированной для взаимодействия с готовыми базами данных, составленными в других форматах и не обеспечивает прямое выполнение запроса непосредственно из ГИС-проекта ArcView.

Наиболее проблемные вопросы по геологическому строению остались для территории Войкарского синклинория, который, несмотря на свою крайне высокую перспективность в отношении целого ряда полезных ископаемых, остается до сих пор недостаточно изученным. Выделенные здесь стратиграфические подразделения и интрузивные комплексы наименее обоснованы как в возрастном, так и в формационном отношении, и принятая на листе схема их расчленения имеет сугубо предварительный характер.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Опубликованная

1. *Андреичев В. Л., Ронкин Ю. Л., Лепихина О. П., Литвиненко О. П.* Rb-Sr и Sm-Nd изотопно-геохронологические системы в базальтах Полярного Приуралья. — Сыктывкар: Геопринт, 2005. 21 с.
2. *Антошкина А. И.* Нижнепалеозойские рифогенные комплексы Приполярного Урала // Литология карбонатных пород севера Урала, Пай-Хоя и Тимана. Труды ИГ Коми НЦ УрО АН СССР, вып. 67. — Сыктывкар, 1988. С. 22—31.
3. *Антошкина А. И., Афанасьев А. К., Безносова Т. М.* Новая стратиграфическая схема верхнего ордовика и силура Севера Урала. Препринт «Научные доклады» Коми НЦ АН СССР. — Сыктывкар, 1989. 13 с.
4. *Антошкина А. И.* Литолого-палеогеографические особенности позднеордовикских рифов Печорского Урала // Литология и геохимия осадочных формаций Северо-Востока европейской части России. — Сыктывкар. 1992, с. 20—31. (Тр. КНЦ УрО РАН. Вып. 79).
5. *Архипов С. А., Левчук Л. К., Шелкопяс В. Н.* Стратиграфия и геологическое строение четвертичного покрова Нижнеобско-Ямальско-Тазовского региона Западной Сибири // Геология и геофизика, 1994, № 6, с. 87—116.
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. Атлас литолого-палеогеографических карт юрского и мелового периодов Западно-Сибирской равнины. — Тюмень, 1976. 24 л.
8. Атлас характерных комплексов пермской фауны и флоры Урала и Русской платформы / М. А. Алексеева, М. Ф. Богословская, В. П. Владимирович и др. (Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., т. 331.) — Л., 1986. 327 с.
9. *Белонин М. Д., Прищепина О. М., Теплов Е. Л., Буданов Г. Ф., Данилевский С. А.* Тимано-Печорская провинция: геологическое строение, нефтегазоносность и перспективы освоения. — СПб., Недра, 2004. 396 с.
10. *Белякова Л. Т.* Стратиграфическое расчленение дорифейских отложений Ляпинского антиклинория (Приполярный Урал) // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока европейской части СССР, 1972, вып. 7, 21—33 с.
11. *Беневольский Б. И., Блинова Е. В., Бражник А. В.* и др. Методическое руководство по оценке прогнозных ресурсов алмазов, благородных и цветных металлов. Выпуск «Золото». — М.: ЦНИГРИ, 2002, 182 с.
12. *Бочкарев В. С.* Тектонические условия залегания геосинклиналей и ранние этапы развития молодых платформ (на примере Западно-Сибирской плиты и ее обрамления). — М.: Недра, 1973. 128 с.
13. *Боярских Г. К., Нестеров И. И., Ясович Г. С.* Стратиграфия мезозойско-кайнозойских платформенных отложений Березовского газоносного района // Березовский газоносный район. (Тр. ЗапСибНИГНИ, вып. 40.) — Тюмень, 1971. С. 63—155.

14. *Брадучан Ю. В., Ясович Г. С.* Даниловская свита. Выделение и корреляция основных стратонивов Западной Сибири. — Тр. ЗапСибНИГНИ, вып. 118. — Тюмень, 1984. С. 31—39.
15. *Брянчанинова Н. И.* Серпентины и серпентиниты Полярного Урала. Автореферат дис. на соиск. уч. степ. докт. геол.-минер. наук. — Сыктывкар, 2004.
16. *Буканов В. В.* Горный хрусталь Приполярного Урала. — Л.: Наука, 1974. 212 с.
17. *Варюхина Л. И.* Споры и пыльца красноцветных и угленосных отложений перми и триаса Северо-Востока европейской части СССР — Л.: Наука, 1971.
18. *Вигорова В. Г.* Минералогия и геохимия гранитоидов Приполярного Урала // Магматизм, метаморфизм и оруденение геологической истории Урала. — Свердловск, 1974.
19. *Водолазский А. И.* Палеозойские отложения и особенности геологического развития Лемвинской структурно-фациальной зоны Полярного Урала. Дис. на соискание уч. степ. канд. геол.-минер. наук. — Л., 1983.
20. *Войновский-Кригер К. Г.* Геология Воркутского каменноугольного месторождения в свете работ последних лет и перспективы северо-восточной части Большеземельской тундры // Материалы первой геологической конференции Коми АССР. — Сыктывкар, 1944. С. 99—107.
21. *Войновский-Кригер К. Г.* Два комплекса палеозоя на западном склоне Полярного Урала // Советская геология, 1945, сб. 6, с. 27—44.
22. *Войновский-Кригер К. Г.* Кечь-Пельская свита пермских отложений на западном склоне Полярного Урала // Материалы второй геологической конференции Коми АССР. — Сыктывкар: Комигиз, 1947. С. 10—21.
23. *Войновский-Кригер К. Г., Погоревич В. В., Эйно О. Л.* Стратиграфия нижнепермских отложений Воркутского угленосного района // Советская геология, 1948, сб. 33, с. 7—30.
24. *Войновский-Кригер К. Г.* Ордовик Лемвинской структурно-фациальной зоны (западный склон Полярного Урала) // Бюл. МОИП, отд. геол. 1960, т. 35, вып. 3, с. 51—62.
25. *Войновский-Кригер К. Г.* Силур Лемвинской фациально-структурной зоны (западный склон Полярного Урала) // Бюл. МОИП. 1961, т. 36, вып. 3, с. 38—54.
26. *Войновский-Кригер К. Г.* Девонские отложения Лемвинской фациально-структурной зоны и прилегающих районов (западный склон Полярного Урала) // Бюл. МОИП. 1962, т. 37, вып. 2. С. 101—103.
27. *Войновский-Кригер К. Г.* Каменноугольные отложения Лемвинской фациально-структурной зоны (западный склон Полярного Урала) // Бюл. МОИП. 1963, т. 38, вып. 2. С. 56—77.
28. *Войтович З. Н., Деревянко И. В., Муравьев И. С.* Новые данные по стратиграфии пермских отложений юга гряды Чернышева // Минерально-сырьевые ресурсы Европейского Северо-Востока СССР. — (Тр. XI Всесоюз. геол. конф. Коми АССР) — Сыктывкар, 1990. С. 176—179.
29. *Волкова В. С.* Четвертичные отложения низовьев Иртыша и их стратиграфическая характеристика. — Новосибирск, 1966. 174 с.
30. *Волкова В. С.* Стратиграфия четвертичных отложений полуострова Ямал // Четвертичный период: методы исследования, стратиграфия, экология. 7-е Всесоюзное совещание. Тезисы. Т. I. — Таллинн, 1990, с. 126—127.
31. Воркута — город на угле, город в Арктике: Научно-популярное издание / Под ред. М. В. Гецен. — Сыктывкар, 2004. 270 с.
32. Воркутский угленосный геолого-промышленный район: структура запасов и направления комплексного освоения. — Сыктывкар: Ин-т геологии КНЦ УрО РАН, 1994. 272 с.
33. *Генералов П. П.* Сосьвинская свита новейших отложений Северного Зауралья и ее аналоги на севере и на юге // Корреляция новейших отложений севера Евразии. Материалы к симпозиуму. Географическое общество СССР. Плейстоценовая комиссия. — Л., 1970, с. 41—42.
34. *Генералов П. П.* Новейшие отложения восточного склона Северного и Приполярного Урала и основные проблемы их изучения // Материалы по геоморфологии Се-

- верного и Приполярного Урала и Зауралья. — Тр. ЗапСибНИГНИ, вып. 71. — Тюмень, 1973, с. 5—131.
35. *Генералов П. П.* Ярусность рельефа междуречий Западной Сибири и некоторые аспекты ее геологического анализа // Материалы по геологии мезозоя и кайнозоя Западно-Сибирской равнины. — Тр. ЗапСибНИГНИ, вып. 101. — Тюмень, 1975. С. 94—121.
36. *Генералов П. П.* К стратиграфии плиоцена(?) Белогорского материка // Вопросы геологии кайнозоя и инженерной геологии нефтегазоносных районов Западной Сибири. — Тр. ЗапСибНИГНИ, вып. 146. — Тюмень, 1979. С. 40—56.
37. *Генералов П. П.* Плиоцен(?)—среднеплейстоценовые отложения Сосьвинско-Белогорского Приобья // Вопросы геологии кайнозоя и инженерной геологии нефтегазоносных районов Западной Сибири. — Тр. ЗапСибНИГНИ, вып. 146. — Тюмень, 1979. С. 61—81.
38. *Генералов П. П.* Складчатость нагнетания в приповерхностной части платформенного чехла Западной Сибири // Геология позднего кайнозоя Обского Севера. — Тр. ЗапСибНИГНИ, вып. 167. — Тюмень, 1981. С. 36—50.
39. *Генералов П. П.* Этапы и импульсы неотектогенеза Западной Сибири // Геология антропогена севера Западной Сибири. Тр. ЗапСибНИГНИ, вып. 172. — Тюмень, 1982. С. 34—49.
40. *Генералов П. П.* Дислокации в приповерхностной части чехла Западно-Сибирской плиты как отражение новейших горизонтальных смещений в фундаменте // Геология антропогена севера Западной Сибири. — Тр. ЗапСибНИГНИ, вып. 172. — Тюмень, 1982. С. 55—69.
41. *Генералов П. П.* Верхний плейстоцен низовий Оби // Стратиграфия неогена и плейстоцена севера Западной Сибири. — Тр. ЗапСибНИГНИ. — Тюмень, 1986. С. 56—77.
42. *Генералов П. П.* Кремнистый верхний мел Северо-Тюменской субпровинции // Опалиты Западной Сибири. — Тр. ЗапСибНИГНИ. — Тюмень, 1987. С. 22—28.
43. *Генералов П. П.* Вторичная тектоника приповерхностной части платформенного чехла Западной Сибири // Опалиты Западной Сибири. — Тр. ЗапСибНИГНИ. — Тюмень, 1987. С. 48—74.
44. *Генералов П. П.* Проблемы и критерии стратиграфического расчленения и корреляции плиоцен-четвертичных отложений Урало-Обского Севера // Критерии прогноза минерального сырья в приповерхностных образованиях севера Западной Сибири и Урала. — Тр. ЗапСибНИГНИ. — Тюмень, 1989. С. 81—95.
45. *Генералов П. П., Дрожжащих Н. Б.* Опалиты эоцена Западной Сибири // Опалиты Западной Сибири. — Тр. ЗапСибНИГНИ. — Тюмень, 1987. С. 3—21.
46. Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200 000. Лист Q-41-XIX. — М., 1962. (Автор А. Д. Миклухо-Маклай).
47. Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 1 000 000. Объяснительная записка. Лист Q-40, 41 — Воркута / Отв. ред. К. П. Евсеев. — Л. 1977.
48. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Лист Q-41-XXV. — М., 1980. (Авторы Л. Т. Белякова, В. С. Гильденблат).
49. Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. Т. 3: Печорский угольный бассейн и другие месторождения угля Коми АССР и Ненецкого национального округа. — М.: Недра, 1965. 491 с.
50. Геохимия и рудогенез черных сланцев Лемвинской зоны / Я. Э. Юдович, М. А. Шишкин, Н. В. Лютиков, М. П. Кетрис, А. А. Беляев. — Сыктывкар, 1998. 340 с.
51. *Гессе В. Н.* Предварительные результаты геологосъемочных работ в бассейне р. Паги (Приполярный Урал) // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока европейской части СССР. Вып. 1. — Сыктывкар, 1961. С. 66—68.
52. *Гессе В. Н.* Новые данные по стратиграфии древних толщ Лемвинской структурно-фациальной зоны // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока европейской части СССР. — М.: Госгеолтехиздат, 1962. С. 3—6.
53. *Гобанов Л. А., Деревянко И. В., Качмашев В. В.* и др. Верхний девон северного окончания гряды Чернышева // Фанерозой Европейского севера СССР. — Тр. ИГКНЦУрОРАН, вып. 75. — Сыктывкар, 1992. С. 17—25.

54. *Голдин Б. А., Калинин Е. П., Пучков В. Н.* Генетические типы гранитов Северного Урала и закономерности их размещения. Тезисы докладов IV Уральской петрографической конференции 1981 г. Т. II. — Свердловск.
55. *Голдин Б. А., Фишман М. В., Давыдов В. П., Калинин Е. П.* Вулканические комплексы рифея и нижнего палеозоя Севера Урала. — Наука, 1973.
56. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (нов. сер.). Лист Q-40, 41—Воркута / Ред. О. А. Кондиян. — СПб., 2001. 342 с.
57. Государственная геологическая карта РФ масштаба 1 : 200 000. Изд. 2-е. Серия Полярно-Уральская. Листы Q-41-I, II / В. А. Жарков, Н. В. Налимов, Н. В. Романова и др. (В печати)
58. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Северо-Уральская. Лист Q-41-VI. Объяснительная записка / Сост. В. Н. Гессе, А. А. Савельев. — М., 1981.
59. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Северо-Уральская. Листы Q-41- XI, XII. Объяснительная записка / Сост. В. Н. Гессе, Б. Я. Дембовский, М. Я. Попов. — М., 1986.
60. *Горский В. П., Гусева Е. А.* Межрегиональная корреляция на примере определения возраста пермских свит Печорского угольного бассейна // Сов. геология, 1986. № 4. С. 92—96.
61. *Гульбис Н. Я.* Перспективы освоения молибденовых месторождений в южной части Полярного Урала // Полярный Урал — стратегия освоения. Труды II Полярно-Уральской научно-практической конференции). — Тюмень-Салехард, 2004. С. 84—87.
62. *Гурская Л. И.* Платинометалльное оруденение черносланцевого типа и критерии его прогнозирования. — СПб. : ВСЕГЕИ, 2000.
63. *Гуськов В. А.* Граница верхней и нижней перми по морским двустворчатым моллюскам // Пермская система: вопросы стратиграфии и развития органического мира. — Казань, 1988. С. 11—15.
64. *Данилов И. Д.* Плейстоцен морских субарктических равнин. — М. : Изд-во МГУ, 1978. 280 с.
65. *Данукалов Н. Ф.* Магнитостратиграфия верхнего протерозоя и нижнего палеозоя Каро-Елецкой зоны Полярного Урала // Проблемы геологии докембрия и нижнего палеозоя Урала. — М., 1985. С. 87—100.
66. *Дембовский Б. Я.* и др. Формации базальных горизонтов уралид севера Урала и их рудоносность // Литология и полезные ископаемые, 1983, № 1. С. 41—53.
67. *Дембовский Б. Я.* и др. Новые данные по стратиграфии верхнего протерозоя и нижнего палеозоя западного склона севера Урала. Препринт. — Свердловск: Изд-во УрО АН СССР. 1988.
68. *Дембовский Б. Я., Попов М. Я.* Медистые песчаники западного склона Полярного Урала // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока европейской части СССР, вып. 8. — Сыктывкар, 1976. С. 319—325.
69. *Денисов В. А.* и др. Поисковые работы на Люльинском месторождении и общие поиски бурых углей на его флангах и в районе. ТФИ по ТО, 1986. 295 с.
70. *Добрецов Н. Л.* Глаукофансланцевые и эклогит-глаукофансланцевые комплексы СССР. — Новосибирск: Наука, 1974. 492. с.
71. *Душин В. А.* Магматизм и геодинамика палеоконтинентального сектора севера Урала. — М. : Недра, 1997. 213 с.
72. *Евсеев К. П.* Стратиграфия и фации палеозоя Лемвинской структурной зоны Полярного Урала // Бюл. ВСЕГЕИ. 1960. № 2. С. 3—13.
73. *Елисеев А. И.* Стратиграфия и литология каменноугольных отложений гряды Чернышева. — М.—Л. : Изд-во АН СССР. 1963. 172 с.
74. *Елисеев А. И.* Карбон Лемвинской зоны севера Урала. — Л. : Недра, 1973. 95 с.
75. *Елисеев А. И.* Формации зон ограничения северо-востока Европейской платформы. — Наука, 1978. 204 с.
76. *Елисеев А. И., Семенов Г. Ф.* Карбонатные среднедевонско-каменноугольные формации Пай-Хоя //Труды Ин-та геологии Коми ФАН СССР. 1986. вып. 56. С. 20—26.

77. *Енцова Ф. И.* Стратиграфия и корреляция пермских отложений севера Предуральского прогиба и северо-востока Русской платформы. Автореф. канд. дис. — Л., 1970. 28 с.
78. *Енцова Ф. И.* Фации и циклы воркутской серии Инта-Кожимского района Печорского бассейна и связь их с угленосностью // Тезисы доклада IV Всесоюз. литологического совещания. — Ташкент, 1959.
79. *Енцова Ф. И., Калантар И. З.* Триасовые отложения Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции // Мат-лы по геологии востока Русской платформы. — Казань, 1966. С. 138—179.
80. *Енцова Ф. И., Коновалова М. В., Сливкова Р. П., Тельнова В. Д.* Пермские отложения севера Тимано-Печорской провинции и их нефтегазоносность // Нефтегазовая геология и геофизика. Науч.-техн. сб. 6. — М., 1969. С. 32—37.
81. *Ефанова Л. И., Повонская Н. В.* Базальная часть разреза уралид — строение и золотоносность // Золото, платина и алмазы Республики Коми и сопредельных регионов. Мат-лы Всероссийской конф. 17—19 февраля 1998 г. — Сыктывкар: Геопринт, 1998. С. 22—24.
82. *Жарков В. А., Налимов Н. А., Романова Н. В.* и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (Изд. 2-е). Серия Полярно-Уральская. Листы Q-41-I,II (В печати).
83. *Жарков В. А., Губенок Г. П., Чуприяновская Г. А.* и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (Изд. 2-е). Серия Полярно-Уральская. Листы Q-40-XVII, XVIII (В печати).
84. *Залесский М. Д., Чиркова Е. Д.* Пермская флора Печорского Урала и хребта Пай-Хой. — М.—Л.: Изд-во АН СССР, 1938. 52 с.
85. *Зархидзе В. С.* Мореюская свита (казанцевский горизонт) Тимано-Уральской области // Вопросы стратиграфии и корреляции плиоценовых и плейстоценовых отложений северной и южной частей Предуралья. Вып. I. — Уфа, 1972. С. 83—86.
86. *Захаров Ю. Ф., Важенин К. А., Матвеев А. Ф.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Обско-Пурская. Лист Q-41-XXIX. Объяснительная записка. — М.: Недра, 1971. 46 с.
87. *Золов К. К., Волченко Ю. А., Коротеев В. А., Малахов И. А., Мардиросьян А. Н., Хрытов В. Н.* Платинометаллическое оруденение в геологических комплексах Урала. — Екатеринбург: ДПР по Уральскому региону, ОАО УГСЭ, УрО РАН Институт геологии и геохимии, Институт геологии и геофизики УГГА, 2001. 199 с.
88. *Золов К. К., Рапопорт М. С., Суранов А. В., Хрытов В. Н.* Рудный потенциал Ханты-Мансийского автономного округа. Стратегия и тактика геологоразведочного и горнорудного производства. — Екатеринбург—Ханты-Мансийск, 2001.
89. *Иванов В. Н., Жаркова Т. Б., Курзанов И. Ю.* и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (Изд. 2-е). Серия Полярно-Уральская. Листы Q-41-XXV (В печати).
90. *Иванов В. Н., Кузенков Н. А.* Геология и металлогения Торговско-Патокской площади // Геология и металлогения Приполярного Урала. — Сыктывкар, 1993.
91. *Ильина Н. В.* Палиностратиграфия среднего триаса Тимано-Североуральского региона. — Екатеринбург: УрО РАН, 2001. 230 с.
92. *Ильина Н. В., Новиков И. В.* Триасовые отложения Северного Приуралья. — Сыктывкар: Коми НЦ УрО АН СССР, 1991. 25 с. (Науч. докл. Вып. 27).
93. *Ифанов С. А., Мандыбура С. И.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 50 000, Усинско-Сейдинский район. Листы Q-41-18-Г (в, г), Q-41-19-В (б, в, г), Г, Q-41-30-Б, Г и Q-41-31-А, Б, В, Г. Объяснительная записка (состояние геологоразведочных работ на 1.01.1969 г.).
94. *Казак А. П., Добрецов Н. Л., Молдаванцев Ю. Е.* Глукофановые сланцы, жадеиты, везувианиты и нефриты гипербазитового массива Рай-Из // Геология и геофизика. 1976, № 2. С. 60—66.
95. *Казак А. П.* Глаукофансланцевые формации (пояса) Северного Урала. Петрология и минералогия метаморфических формаций России. — Новосибирск: Наука, 1981. С. 143—150.

96. *Казак А. П.* Сопоставление рифейских образований Урала, Тимана и п-ова. Канина по аксессуарным минералам. — ВИНТИ, 1982. С. 90—94.
97. *Калантар И. З.* Новые данные в стратиграфии триасовых отложений Полярного Предуралья // Новое в стратиграфии триаса Палеоурала. — Свердловск, 1980. С. 46—61.
98. *Калантар И. З.* Новые стратиграфические подразделения в триасе Печорской синеклизы // Триасовые отложения Восточно-Европейской платформы. — Саратов, 1986.
99. *Канев Г. П.* Пермские двусторчатые моллюски гряды Чернышева. — Сыктывкар, 1994. 82 с. (Коми НЦ УрО РАН).
100. *Канев Г. П., Колода Н. А.* Биостратиграфия тайбельчигемской свиты перми поднятия Чернышева // Фанерозой европейского севера СССР. — Сыктывкар, 1992. С. 87—93. (Тр. Ин-та геологии Коми НЦ УрО РАН. Вып. 75).
101. *Канев Г. П., Колода Н. А.* Корреляция местных стратиграфических разрезов верхней перми Западно-Уральского региона // Минерально-сырьевые ресурсы европейского Северо-Востока России: Тезисы доклада XII геологической конференции Республики Коми. — Сыктывкар, 1993. С. 77—78.
102. *Каплянская Ф. А., Тарноградский В. Д.* Средний и нижний плейстоцен низовьев Иртыша. — Л.: Недра, 1974. 160 с.
103. *Кениг В. В., Лукин А. А., Овечкин А. М., Перевозчиков Б. В.* Хромитовые месторождения массива Рай-Из (Полярный Урал) // Полярный Урал — стратегия освоения (Труды II Полярно-Уральской научно-практической конференции). — Тюмень—Салехард, 2004. С. 74—83.
104. *Ким Г. П.* Особенности геологического строения и характеристика золоторудных объектов Хальмерьинской площади (Приполярный Урал) // Полярный Урал — стратегия освоения (Труды II Полярно-Уральской научно-практической конференции). — Тюмень—Салехард, 2004. С. 210—213.
105. Классификация магматических (изверженных) пород и словарь терминов (Рекомендации Подкомиссии по систематике изверженных пород Международного союза геологических наук). — М.: Недра, 1997. 247 с.
106. *Кляровский В. М.* Кристаллическое основание Западно-Сибирской низменности // Геохронология СССР, т. 2. — Л.: Недра, 1974. С. 193—197.
107. *Колесник Л. С.* Верхний девон и нижний карбон верховьев р. Кары (западный склон Полярного Урала) // Бюл. МОИП. Отд. Геол. 1993. Т. 68. Вып. 1. С. 15—20.
108. *Колесник Л. С.* Фация глауконитсодержащих пород в нижнем ордовике Полярного Урала // Тезисы докладов 6-й Балтийской стратиграфической конференции. СПб., 2005. (англ.).
109. *Котляр Г. В., Косовая О. Л., Шишлов С. Б., Журавлев А. В., Пухонто С. К.* Граница отделов перми в разнофациальных отложениях Севера России: событийно-стратиграфический подход // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2004, т. 12, № 5. С. 29—54.
110. *Котельников В. Г., Романова Н. В.* Новый тип медного платино-золото-палладиевого оруденения на восточном склоне Полярного Урала // Геология и минеральные ресурсы европейского Северо-Востока России. — Сыктывкар, 2004. С. 40—42. (Мат-лы XIV Геологического съезда Республики Коми, т. IV)
111. *Кошелев Б. Л.* О некоторых особенностях строения россыпи золота Няртаю по данным эксплуатации // Пути реализации нефтегазоносного потенциала Ханты-Мансийского автономного округа. Т. 3. — Ханты-Мансийск, 2005. С. 65—66.
112. *Крапивнер Р. Б.* Новейшие отложения и основные черты новейшей тектоники бассейна р. Печоры (на участке между устьями рек Шугор и Цильма). Автореф. канд. дис. — М., 1967.
113. *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.
114. *Кузнецов Ю. А.* Главные типы магматических формаций. — М.: Недра, 1964. 387 с.
115. *Кузнецов С. К.* Жильный кварц Приполярного Урала. — СПб.: Наука, 1998. 202 с.
116. *Куклев В. П., Пичугин И. В., Подмарков А. В., Пухонто С. К., Тимонина Н. В., Трапезникова Г. В.* Атлас пермских углей Печорского бассейна. — М.: Научный мир, 2000. 232 с.

117. *Лазуков Г. И., Рейнин И. В.* Стратиграфия четвертичных отложений Обско-Пуровского междуречья // Решения и труды межведомственного совещания по стратиграфии Западно-Сибирской низменности. — Л.: Гостоптехиздат, 1961. 465 с.
118. *Левинзон И. Л., Гмызин С. В., Брехунцов А. М.* и др. Минерально-сырьевая база твердых полезных ископаемых Полярного Урала и пути ее дальнейшего развития // Полярный Урал — стратегия освоения. Тр. II Полярно-Уральской научно-практической конференции. — Тюмень—Салехард, 2004. С. 5—33.
119. *Ленных В. И., Белякова Л. Т.* Рифтогенный и геосицинальный доордовикский вулканизм Западного склона Урала // Докембрийские вулканогенно-осадочные комплексы Урала. — УНЦ АН СССР, 1986.
120. *Ленных В. И., Пучков, Вализер П. М.* — Пространственное положение и относительный возраст глаукофановых сланцев в северо-западном контакте Войкаросьиньинского массива (Полярный Урал). Докл. АН СССР, 1976, т. 228, № 5. С. 1170—1176.
121. *Лидер В. А.* Стратиграфия мезозойских отложений бассейна Северной Сосьвы. (Труды межведомственного совещания по стратиграфии Сибири.) — Гостоптехиздат, 1957. С. 276—284.
122. *Лидер В. А.* Геология Северососьвинского бурогоугольного бассейна // Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала, вып. 11. — М.: Недра, 1964. 143 с.
123. *Лисицын Д. В.* Пермские мшанки гряды Чернышева. Автореф. канд. дис. — М., 1989. 24 с.
124. *Лупанова Н. П., Маркин В. В.* Зеленокаменные толщи Собско-Войкарского синклинория (восточный склон Полярного Урала). — М.—Л.: Наука, 1964. 176 с.
125. *Львов К. А.* Докембрий и нижний палеозой Приполярного Урала // Совещание по унификации стратиграфических схем Урала и соотношению древних свит Урала и Русской платформы. Тезисы докладов. — Л., 1956. С. 38—41.
126. *Львов К. А.* Стратиграфия протерозоя и нижнего палеозоя Приполярного и Полярного Урала. Сборник статей по геологии Арктики: Тр. НИИГА, 1959, т. 105, вып. 11. С. 51—72.
127. *Лукьянова Л. И., Бельский А. В.* Кимберлитовый магматизм на Приполярном Урале // Советская геология, 1987, № 1.
128. Магматические формации СССР / В. Л. Масайтис, В. Н. Москалева, Н. А. Румянцева и др. — Л.: Недра, 1979. Т. 1. 318 с.
129. *Мельников С. В.* Конодонты ордовика и силура Тимано-Североуральского региона. — СПб.: ВСЕГЕИ, 1999. 36 с.
130. *Миронова М. Г.* Нижнепермские брахиоподы восточной части Печорского угольного бассейна. Автореф. канд. дис. — Л., 1955.
131. *Миронова М. Г., Степанов Д. Л.* О возрасте мергелистого горизонта нижнепермской толщи Печорского бассейна // Докл. АН СССР. Т. 114, 1957, № 3. С. 76—79.
132. *Молин В. А.* Биогеографическое районирование европейского севера России в поздней перми и раннем триасе по фауне конхострак // Сыктывкарский палеонтологический сборник. — Сыктывкар, 1997. С. 66—72 (Тр. Ин-та геологии. Вып. 91).
133. *Мораховская Е. Д., Куликова Н. К., Храмова С. Н.* Триасовые отложения Кортаихинской впадины Предуральского прогиба // Изв. АН СССР. Сер. геолог. 1980, № 5. С. 33—44.
134. *Муравьев И. С., Гизатулин З. З., Игонин В. М.* и др. Новые данные по стратиграфии пограничных отложений нижней и верхней перми Урала и Восточно-Европейской платформы // ДАН АН СССР. 1984, т. 274, № 4. С. 901—903.
135. *Наугольных С. В.* Сравнительный анализ пермских флористических комплексов Кожинского разреза (Печорское Приуралье) и стратотипического региона (Среднее Приуралье) // Урал: фундаментальные проблемы геодинамики и стратиграфии. — М.: Наука, 1998. С. 154—173.
136. *Нестеров И. И., Ясович Г. С.* Газовые и газоконденсатные месторождения Березовского и смежных районов // Березовский газоносный район. (Тр. ЗапСибНИГНИ, вып. 40). — Тюмень, 1971. С. 289—305.
137. *Нестеров И. И.* Оценка перспектив газоносности мезозойских отложений Березовского и смежных районов // Березовский газоносный район. (Тр. ЗапСибНИГНИ, вып. 40). — Тюмень, 1971. С. 360—382.

138. *Новиков И. В.* Биостратиграфия континентального триаса Тимано-Североуральского региона по фауне тетрапод — М.: Наука, 1994. 139 с. (Тр. Палеонт. ин-та, т. 261).
139. *Новиков И. В., Шишкин М. А.* Новые среднетриасовые лабиринтодонты Печорского Приуралья // Палеонтологический журнал, 1992, № 3. С. 71—80.
140. *Новиков И. В., Лозовский В. Р., Шишкин М. А., Миних М. Г.* Новый горизонт в нижнем триасе Восточно-Европейской платформы // Докл. АН СССР. 1990. Т. 315. № 2. С. 453—456.
141. *Оберман Н. Г., Борозинид В. Е.* Геокриология СССР. Европейская территория СССР. — М.: Недра, 1988.
142. *Оберман Н. Г.* Схема гидрогеологического районирования Европейского Севера СССР // Геокриология СССР. Европейская территория СССР. — М.: Недра, 1988. 221 с.
143. *Оберман Н. Г., Шеслер И. Г., Рубцов А. И.* Экогеология Республики Коми и восточной части Ненецкого автономного округа. — Сыктывкар: ПрологПлюс, 2004, с. 20—23.
144. *Озеров В. С.* К вопросу о генезисе рудопроявления золота Чудное (Приполярный Урал) // Золото, платина и алмазы Республики Коми и сопредельных регионов: Мат-лы Всерос. конф. — Сыктывкар, 1998. С. 16—18.
145. Опорные разрезы пограничных отложений силура и девона Приполярного Урала. — Сыктывкар, 1983. 103 с.
146. Опорные разрезы верхнего ордовика и нижнего силура Приполярного Урала. — Сыктывкар, 1987. 94 с.
147. Ордовик Приполярного Урала. Геология, литология, стратиграфия / Б. Я. Дембовский, З. П. Дембовская, М. Л. Ключина, В. А. Наседкина. — Свердловск: УрО АН СССР, 1990. 186 с.
148. Ордовик Приполярного Урала. Палеонтология. — Свердловск, УрО АН СССР, 1991. 214 с.
149. Основные положения по составлению серийных легенд Гостгеолкарты-200 и требования к их содержанию и оформлению. — Санкт-Петербург, 1994.
150. Основные черты биостратиграфии перми севера Предуральского прогиба / Н. В. Енокян, А. Б. Вербицкас, В. А. Гуськов и др. (Тр. IX геол. конф. Коми АССР, вып. 4). — Сыктывкар, 1982. С. 48—51.
151. *Островский Л. Я., Показаньева В. Н.* Фосфориты Полярного Урала // Полярный Урал — стратегия освоения. Тр. II Полярно-Уральской научно-практической конференции. — Тюмень-Салехард, 2004. С. 159—163.
152. Палеонтологический атлас пермских отложений Печорского угольного бассейна. — Л.: Наука, 1983. 318 с.
153. *Перевозчиков Б. В.* Закономерности локализации хромитового оруденения в альпинотипных гипербазитах (на примере Урала). (Геологические методы поисков, разведки и оценки месторождений твердых полезных ископаемых. Обзор. АОЗТ «Геоинформмарк», вып. 7). — М., 1995. 46 с.
154. *Перевозчиков Б. В., Кениг В. В., Овечкин А. М., Лукин А. А.* Хромитоносность Полярного Урала // «Полярный Урал — стратегия освоения» (Труды II Полярно-Уральской научно-практической конференции). — Тюмень—Салехард, 2004. С. 68—73.
155. Пермские морские отложения и двустворчатые моллюски Советской Арктики / В. Н. Муромцева, В. А. Гуськов. — Л.: Наука, 1984. 154 с.
156. *Першина А. И.* Силурийские и девонские отложения гряды Чернышева. — М. — Л.: Изд-во АН СССР, 1962^a. 122 с.
157. *Першина А. И., Цыганко В. С., Щербаков Э. С.* и др. Биостратиграфия силурийских и девонских отложений Печорского Урала — Л.: Наука, 1971. 130 с.
158. *Першина А. И., Рассказова Н. Б.* Малотавротинская свита верхнего ордовика Приполярного Урала // Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР. Труды ИГ Коми ФАН СССР. — Сыктывкар, 1977. С. 29—33.
159. *Погоревич В. В.* Опыт биофациального изучения воркутской свиты северо-восточной части Печорского бассейна // Тр. Лабор. угля АН СССР, вып. 5, 1956. С. 227—238.
160. *Погорелов Б. С.* Геология и нефтегазоносность доюрских образований запада Западной Сибири. — М.: Недра, 1977. 85 с.

161. *Пономарев Т. Г.* Геологический очерк Воркутского угленосного района северной области // Тр. ЦНИГРИ, вып. 109. — Л. — М., 1938. 93 с.
162. *Попов М. Я.* Геолого-промышленные типы и прогнозная оценка золота территории Республики Коми // Золото, платина и алмазы Республики Коми и сопредельных районов. — Сыктывкар, 1998. С. 10—12.
163. *Попов М. Я.* Структурно-тектонические, палеовулканические и вещественные особенности Верхне-Елецкого колчеданного месторождения (Полярный Урал) // Тектонические и палеовулканические условия размещения колчеданных месторождений. — Уфа, 1982. С. 141—142.
164. *Попов М. Я.* Стратиформное марганцевое оруденение Вангыро-Патокской площади (Приполярный Урал) // Геология и минерагения докембрия северо-востока Европейской платформы и Севера Урала. — Сыктывкар, 1996. С. 95—97.
165. *Попов П. Е., Шишкин М. А.* Строение верхнекайнозойских отложений в бассейне реки Кара по данным поисково-картировочного бурения (Полярный Урал) // Квартер 2005, М-лы IV Всерос. совещания. — Сыктывкар, 2005. С. 336—338.
166. Постановление Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 35. — СПб., 1998. 47 с.
167. Постановление Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 30. — СПб., 2005. Информация об изменениях в общей стратиграфической шкале ордовикской системы. С. 26—29.
168. *Прямоносов А. П.* и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (Изд. 2-е). Серия Полярно-Уральская. Лист Q-41-XII (В печати).
169. Путеводитель экскурсии на пермские отложения по р. Кожым. — Москва, 1995. 45 с.
170. *Пухонто С. К.* Характеристика, расчленения и возраст свит печорской серии Печорского угольного бассейна // Минерально-сырьевые ресурсы европейского Северо-Востока СССР. — Сыктывкар, 1990. С. 188—195. (Тр. XI геол. конф. Коми АССР. Т. 1).
171. *Пухонто С. К.* Стратиграфическая характеристика и палеоботанические особенности пермских отложений угольных месторождений Печорского бассейна. Воркута: ПГО «Полярноуралгеология», 1991. 300 с. (Деп. в ВИЭМС 21.04.1992, № 1031-МГ92.)
172. *Пухонто С. К.* Значение флоры для стратификации нижнепермских отложений в Печорском угольном бассейне // Минерально-сырьевые ресурсы европейского Северо-Востока России: Тез. докл. XII геологической конференции Республики Коми. — Сыктывкар, 1993. С. 50—51.
173. *Пухонто С. К.* Кунгурский ярус в Печорском угольном бассейне // Проблемы эволюции пермской морской биоты: Тез. докл. Междунар. симпозиума. — М., 1995. С. 34—35.
174. *Пухонто С. К.* Стратиграфия и флористическая характеристика пермских отложений угольных месторождений Печорского бассейна. — М.: Научный мир, 1998. 252 с.
175. *Пухонто С. К.* Граница верхней и нижней перми в Печорском бассейне // Докл. Междунар. симпозиума «Верхнепермские стратотипы Поволжья (28 июня—3 августа 1998 г.)». — М.: ГЕОС, 1999. С. 296—306.
176. *Пухонто С. К.* Нижняя граница казанского яруса в континентальных фациях // Докл. Всерос. совещ. «Структура и статус Восточно-Европейской стратигр. шкалы пермской системы... Казань, 14—15 июля 2004 г.». — Казань: Казанский ГУ, 2004. С. 57—59.
177. *Пухонто С. К.* Флора перми Северо-Востока европейской части России и этапы ее развития // Палеонтологическая летопись региональных и глобальных событий: Тез. докл. LI сессии Палеон. Общ-ва при РАН. — СПб.: 2005. С. 102—103.
178. *Пухонто С. К., Гуськов В. А.* Граница верхней и нижней перми // Пермская система земного шара: Тез. докл. Междунар. конгр. — Свердловск, 1991. С. 70.
179. *Пухонто С. К., Дуранте М. В.* Биостратиграфическое расчленение, корреляция и возраст пермских отложений угольных бассейнов Евразии // Тр. Всерос. съезда геологов к 300-летию Горно-геологической службы 3—7 октября 2000 г. — СПб.: ВНИГРИ, 2000. С. 245—251.

180. Пухонто С. К., Канев Г. П. К вопросу о выделении гипостратотипа лекворкутской свиты на ручье Боковом // Минерально-сырьевые ресурсы европейского Северо-Востока СССР. — Сыктывкар, 1990. С. 219—223. (Тр. XI геол. конф. Коми АССР. Т. 1).
181. Пухонто С. К., Трапезникова Г. В. Особенности строения и развития Печорского бассейна в пермском периоде и значение этого для формирования угольных пластов // Осадочные бассейны Урала. — Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2000. С. 124—128.
182. Пухонто С. К., Трапезникова Г. В., Подмарков А. В. Стратификация пермских отложений и синонимика угольных пластов Печорского бассейна // Труды Научно-практич. конференции Республики Коми «Человек на севере в XXI в». — Воркута, 2001. С. 212—218.
183. Пучков В. Н. Батинальные комплексы пассивных окраин геосинклинальных областей. — М.: Наука, 1979. 258 с.
184. Пучков В. Н., Карстен Л. А. и др. Важнейшие черты геологического строения восточного склона Приполярного Урала. Геология и палеонтология Урала. — Свердловск, 1986. С. 75—88.
185. Пыстин А. М., Казак А. П., Чернышев Ю. А. Эклогиты Неркаюского комплекса на Приполярном Урале // Записки ВМО, 1983, вып. 3. С. 346—353.
186. Пыстин А. М. Карта метаморфизма Приполярного и южной части Полярного Урала. Ротапринт. — Сыктывкар, 1991. 20 с.
187. Пыстина Ю. И. Минералогическая стратиграфия метаморфических образований Приполярного Урала — Екатеринбург: УрО РАН, 1997. 124 с.
188. Пыстин А. М. Полиметаморфические комплексы западного склона Урала. — СПб.: Наука, 1994. 208 с.
189. Раабен М. Е. Стратиграфия древних свит Полярного Урала // Стратиграфия и тектоническое строение северной оконечности Приполярного Урала. — Труды Геол. ин-та АН СССР. — М.: Наука, 1959, вып. 35. 132 с.
190. Ремизов Д. Н. Островодужная система Полярного Урала (петрология и эволюция глубинных зон). — Екатеринбург: УрО РАН, 2004. 221 с.
191. Ремизов Д. Н., Юдин В. В., Григорьев С. И. Геодинамическая позиция высокобарических комплексов Полярного Урала // Вестник ИГ УрО РАН, 2002, № 4. С. 4—8.
192. Решение Межведомственного совещания по рассмотрению и принятию региональной стратиграфической схемы палеозойских образований Западно-Сибирской равнины. — Новосибирск, 1961. С. 21—25.
193. Решение межведомственного стратиграфического совещания по триасу Восточно-Европейской платформы (г. Саратов, 1979) — Л.: ВСЕГЕИ, 1982. 64 с.
194. Ростовцев Н. Н. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Западно-Сибирской низменности // Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1955, № 2. С. 3—12.
195. Ростовцев Н. Н. Условия формирования газовых залежей в Березовском районе Западно-Сибирской низменности. — Тр. СНИИГГИМС, вып. 17. — Л.: Гостоптехиздат, 1961. С. 7—14.
196. Ротай А. П. Угленосные районы правобережья р. Косью (Печорский бассейн). — Инта, 1947.
197. Рудкевич М. Я. К вопросу о строении поднятия Мужинский Урал. — Тр. СНИИГГИМС, вып. 14. — Новосибирск, 1961. С. 21—25.
198. Рудкевич М. Я., Подсосова Л. Л. Тектоника фундамента и «промежуточного структурного этажа» Западно-Сибирской плиты // Тектоника молодых платформ и их нефтегазоносность. — М.: Недра, 1981. С. 13—14.
199. Рудкевич М. Я. и др. Нефтегазоносные комплексы Западно-Сибирского бассейна. — М.: Недра, 1988. С. 7—88.
200. Руженцев С. В., Гаптулкадыров М. М., Аристов В. А. О возрасте кремнистых и вулканогенно-кремнистых отложений Лемвинской зоны Полярного Урала. ДАН, 1996, т. 349, № 1. С. 78—80.
201. Руженцев С. В., Аристов В. А. Новые данные по геологии Полярного Урала // Урал: фундаментальные проблемы геодинамики и стратиграфии. — М.: Наука, 1998. С. 25—41.

202. *Румянцева Н. А.* Доордовикские вулканические формации Оченырдынского поднятия // Магматизм и метаморфизм зоны сочленения Урала и Восточно-Европейской платформы. — Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984.

203. *Савельев А. А.* Ультрабазит-габбровые формации в структуре офиолитов Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал) // Геотектоника, 1997, № 1.

204. *Савельева Г. Н., Савельев А. А.* Петрология и хромитоносность Войкаро-Сыньинского массива // Геотектоника, 1977, № 6. С. 46—60.

205. *Сазонов В. Н., Огородников В. Н., Коротеев В. А., Поленов Ю. А.* Месторождения золота Урала: Научное издание (второе, исправленное и дополненное). — Екатеринбург: УГГА, 2001. 622 с.

206. *Салдин В. А.* Новые данные по стратиграфии верхнепалеозойских отложений Лемвинской зоны Урала // ДАН РАН, 1993, т. 332, № 4. С. 476—478.

207. *Сидоренков А. И.* Некоторые закономерности распространения угленосных формаций и перспективная оценка района // Северо-Сосьвинский угленосный район / Под ред. И. В. Лебедева. — М.: Недра, 1977. С. 72—77.

208. *Силаев В. И., Иванова И. Б., Янулова Л. А., Яковлева О. А.* Новое в минералогии марганца и кобальта на Полярном Урале // Минералогия Тимано-Североуральского региона (Тр. Ин-та геологии Коми научного центра УрО АН СССР; вып. 72). — Сыктывкар, 1989. С. 117—129.

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

210. *Степанов Ю. В., Беляков Л. Н.* Опорный разрез кайнозойских отложений Воркутинского района // Геология кайнозоя севера Европейской части СССР. Изд-во Московского Университета, 1966. С. 92—113.

211. Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). — Екатеринбург, 1994. 152 с.

212. Стратиграфические схемы Урала (мезозой, кайнозой). — Екатеринбург, 1997.

213. Стратиграфический кодекс. — СПб., 1992. 129 с.

214. Стратиграфический словарь мезозойских и кайнозойских отложений Западно-Сибирской низменности. — Л.: Недра, 1978. 124 с.

215. Структура платформенного чехла европейского Севера СССР. — Л.: Наука, 1982. 200 с.

216. *Тарбаев М. Б., Кузнецов С. К., Моралев Г. В.* Новый золото-палладиевый тип минерализации в Кожимском районе Приполярного Урала (Россия) // Геология рудных месторождений, 1996, т. 38, № 4. С. 15—30.

217. Торфяные месторождения Тюменской области / Под ред. В. Д. Маркова. — М.: Гостехиздат, 1971. 75 с.

218. Угленосная формация Печорского бассейна. — Л.: Наука, 1990. 176 с.

219. Угольная база России. Т. I. Угольные бассейны и месторождения европейской части России. Печорский бассейн. — М.: ЗАО «Геоинформмарк», 2000. С. 170—313.

220. Унифицированная стратиграфическая схема четвертичных отложений Западно-Сибирской равнины. — Новосибирск, 2000.

221. Унифицированные и корреляционные стратиграфические схемы Урала. — Л., 1968. 152 с.

222. Унифицированные и корреляционные стратиграфические схемы Урала. — Свердловск, 1977.

223. Унифицированные и корреляционные стратиграфические схемы Урала: Материалы и решения III Уральского межведомственного стратиграфического совещания. — Свердловск, 1980. 145 с.

224. *Фишман М. В., Голдин Б. А.* Гранитоиды центральной части Приполярного Урала. — М.—Л.: Изд-во АН СССР, 1963.

225. *Фишман М. В.* Гранитоиды приосевой зоны Приполярного Урала в связи с проблемой эволюции магматизма подвижных поясов земной коры. — Сыктывкар, 1971.

226. *Хаин Е. В., Федотова А. А., Сальникова Е. Б.* и др. Новые U-Pb данные о возрасте офиолитов Полярного Урала и развитие окраин Палеоазиатского океана в позднем до-

кембрии и раннем палеозое // Геология и металлогения ультрамафит-мафитовых и гранитоидных интрузивных ассоциаций складчатых областей. — Екатеринбург, 2004. С. 183—166. (Мат-лы X Чтений А. Н. Заварицкого).

227. *Хайцер Л. Л.* Новые данные по стратиграфии перми и триаса р. Адзвы. Северная часть гряды Чернышева // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1962¹. Т. 37. Вып. 1. С. 57—61.

228. *Хайцер Л. Л.* Триасовые отложения бассейна р. Хей-Яга на юго-западном склоне хр. Пай-Хой // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока европейской части СССР. Вып. 2 — М.: Госгеолиздат, 1962². С. 24—41.

229. *Цыганко В. С., Першина А. И., Юдина А. Б.* К стратиграфии девона гряды Чернышева // Расчленение и корреляция фанерозойских отложений европейского севера СССР. Тр. ИГКФАН СССР. Вып. 54. — Сыктывкар, 1985. С. 17—26.

230. *Цыганко В. С.* Стратиграфия и корреляция терригенных отложений нижнего девона Приполярного Урала и юга гряды Чернышева // Геология Европейского севера России. — Сыктывкар, 1997. (Тр. ИГКНЦУРОРАН. Вып. 92.) С. 54—62.

231. *Цымбалюк А. В., Коркин В. Н.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Лист Q-41-XXVI. Объяснительная записка. — М., 1975. 86 с.

232. *Цымбалюк А. В., Мезенцев М. П.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Лист Q-41-XXXI. Объяснительная записка. — М., 1975. 82 с.

233. *Чальшев В. И., Варюхина Л. М.* Биостратиграфия перми Северо-Востока европейской части СССР. — Л.: Наука, 1968. 243 с.

234. *Черепанов Ю. П.* Плиоцен(?) Нижнего Приобья // Геология антропогена севера Западной Сибири. — Тр. ЗапСибНИГНИ, вып. 172. — Тюмень, 1982. С. 5—19.

235. *Черепанов Ю. П.* Антропогеновые отложения Нижнего Приобья // Геология антропогена севера Западной Сибири. — Тр. ЗапСибНИГНИ, вып. 172. — Тюмень, 1982. С. 19—29.

236. *Черных В. А.* Выделение нортнической свиты на Полярном Урале // Изв. Коми фил. ГО СССР, 1967. № 11. 132 с.

237. *Чернов А. А.* Стратиграфия и тектоника угленосного района р. Адзвы в Печорском крае по расследованиям 1929 г. // Известия геол.-развед. объедин. Вып. 70. 1932.

238. *Чернов А. А.* Геологические исследования 1933 г. в юго-западной части Пай-Хоя // Пайхойская геологическая экспедиция 1933 г. — М.—Л.: Изд. АН СССР, 1936. С. 5—81 (Тр. Полярной комиссии. Вып. 26).

239. *Чернов Г. А.* Новые данные по геологии и тектонике Приполярного Урала. ДАН СССР. Нов. сер. 1948. Т. 11. № 5. 889 с.

240. *Чернов Г. А.* Девонские отложения восточной части Большеземельской тундры. — Л.: Изд-во АН СССР. 1962. 117 с.

241. *Чернов Г. А.* Палеозой Большеземельской тундры и перспективы его нефтегазоносности. — М.: «Наука». 1972. 314 с.

242. *Чочиа Н. Г., Евдокимов С. П.* Палеогеография позднего кайнозоя Восточной Европы и Западной Сибири (ледниковая и ледово-морская концепции). — Изд. Морд. Унта, 1993. 248 с.

243. *Шишкин М. А.* Тектоника юга Лемвинской зоны (Полярный Урал) // Геотектоника, 1989, № 3. С. 86—95.

244. *Шишкин М. А.* Стратиграфия харотской свиты на юге Лемвинской зоны (Полярный Урал) // Новые данные по геологии Урала, Зап. Сибири и Казахстана. — Свердловск. 1990. С. 25—37 (Труды УрО АН СССР).

245. *Шишкин М. А., Афанасьева Т. А.* Строение разрезов плиоцен-четвертичных отложений эрозионно-структурных депрессий предгорий Приполярного Урала // Квартер 2005, Мат-лы IV Всерос. совещания. — Сыктывкар, 2005. С. 461—463.

246. *Шишкин М. А., Герасимов Н. Н.* Парнокское железо-марганцевое месторождение (Полярный Урал). Геология рудных месторождений, 1995, № 5. С. 445—456.

247. *Шишкин М. А., Колесник Л. С., Бабенко А.* Новые данные по геологии Карско-Нярминского паравтохтона (Полярный Урал.) // Бюл. МОИП, отд. Геол., 2005, т. 80, вып. 5. С. 22—26.

248. *Шишкин М. А., Малых О. Н., Афанасьева Т. А.* и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000 (новая серия). Листы Q-41-XIX, XX (В печати).

249. *Шишкин М. А., Малых О. Н., Попов П. Е.* и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000 (новая серия). Листы Q-41-XI (В печати).

250. *Шишкин М. А., Малых О. Н., Попов П. Е.* и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000 (новая серия). Листы Q-41-V, VI (В печати).

251. *Шишкин М. А., Попов П. Е.* Позднеплейстоценовые оледенения западного склона Полярного Урала // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Европейского Северо-Востока, Материалы XIV геологического съезда. — Сыктывкар, 2004, т. II. С. 58—59.

252. *Шишлов С. Б., Журавлев А. В.* Строение и обстановки накопления пограничных отложений нижнего и верхнего отделов пермской системы в разрезе по р. Кожим (Приполярный Урал) // Литология и полезные ископаемые. 2001, № 3. С. 196—303.

253. *Шмелев Н. В.* Перспективы угленосности северо-восточной части Печорского угольного бассейна. (Силовской и Каротаихинский районы) // Материалы Третьей геологической конференции Коми АССР. — Сыктывкар: Комигиз, 1948. С. 51—62.

254. *Шпильман В. И., Солопахина Л. А., Пятков В. И.* Новая тектоническая карта центральных районов Западной Сибири // Пути реализации нефтегазового потенциала ХМАО / Под ред. В. И. Шпильмана и В. М. Волкова. — Ханты-Мансийск, 1999. С. 96—116.

255. *Шуйский В. П.* и др. Палеогеографическое положение и некоторые данные о литологии нижнедевонских и нижнеэйфельских рифов Урала // Ископаемые рифы и методика их изучения. — Свердловск. 1968. С. 89—115.

256. *Шуреков Н. А.* Пермские угленосные отложения юга Печорского бассейна. — Казань: Казанский ГУ, 1976. 142 с.

257. *Юдин В. В.* Орогенез севера Урала и Пай-Хоя. — Екатеринбург: Наука. 1994. 285 с.

258. *Язева Р. Г., Бочкарев В. В.* Войкарский вулcano-плутонический пояс (Полярный Урал). — Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. 160 с.

259. *Ярошенко О. П., Голубева Л. П.* Новые виды спор из нижнего триаса Печорской синеклизы // Палеонтологический журнал, 1989, № 4. С. 101—108.

260. *Ярошенко О. П., Голубева Л. П., Калантар И. З.* Миоспоры и стратиграфия нижнего триаса Печорской синеклизы — М.: Наука, 1991. 135 с. (Тр. ГИН. Вып. 470).

261. *Яхимович В. Л.* и др. Опорный магнитостратиграфический разрез верхнего плиоцена Тимано-Уральской области (гряды Гамбурцева и Яранмусюр). — Уфа, 1992.

262. *Яцук Н. Е.* Значение двустворчатых моллюсков для межрегиональной корреляции // Пермская система Земного шара: Тез. докл. Междунар. конгр. — Свердловск, 1991. 92 с.

263. *Яцук Н. Е.* О кунгурском возрасте лекворкутской свиты Печорского угольного бассейна // Минерально-сырьевые ресурсы европейского Северо-Востока России: Тез. докл. XII геологич. конф. Республики Коми. — Сыктывкар, 1993. С. 52—54.

264. *Antoshkina A. I., Sola S. M., White B.* New data on the composition of a Ludlow reef in the Northern Urals, Russia // Pan-Arctic Palaeozoic tectonics evolution of basins and faunas. — Syktyvkar, 2000. P. 22—26.

265. *Astakhov V. I.* Middle Pleistocene glaciations of the Russia North // Quaternary Science Reviews 23 (2004). P. 1285—1311.

266. Devonian succession on the Kozhym River Region // Pan-Arctic Palaeozoic tectonics evolution of basins and faunas. Guidebook. — Syktyvkar. 2000. P. 93—98.

267. Llandovery — Ludlow succession on the Kozhym River // Pan-Arctic Palaeozoic tectonics evolution of basins and faunas. Guidebook. — Syktyvkar. 2000. P. 65—84.

268. *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.

269. *Mangerud J., Swendsen J., Astakhov V. I.* Age and extent of the Barents and Kara ice sheets in Northern Russia // *Boreas*, Vol 28. — Oslo. ISSN 0300-9483, 1999 (March). P. 46—80.

270. *Mangerud J., Jakobsson, Alexanderson et al.* Ice-dammed lakes and rerouting of the drainage of northern Eurasia during the Last Glaciation // *Quaternary Science Reviews* 23 (2004).

271. Reefs in the Upper Ordovician — Upper Silurian succession on the Kozhym River // *Pan-Arctic Palaeozoic tectonics evolution of basins and faunas. Guidebook.* — Syktyvkar. 2000, p. 45—54.

Фондовая*

272. *Абдаладзе Ш. Н., Будрина Г. М.* Отчет о результатах групповой геологической съемки масштаба 1 : 200 000 (Листы Q-41-XXVII, XXXII, XXXIII). Тукшинская геологосъемочная партия, 1978—1981 гг., Саранпауль: Полярноуралгеология, ТФИ по ТО 1981.

273. *Акимов Л. В., Бойчевский Г. И., Исаенко Ю. Г.* Детальная разведка месторождения Балбанью. Отчет о результатах разведочных работ и пересчета запасов, проведенных Интинской ГРЭ в 1981—1988 гг. на месторождении россыпного золота Балбанью в бассейне р. Кожым. Инта, 1988¹.

274. *Акимов Л. В., Бойчевский Г. И., Назарова Ю. В.* Детальная разведка месторождения Таврота. Отчет о результатах разведочных работ и пересчета запасов, проведенных в 1981—1988 гг. на месторождении россыпного золота Таврота в бассейне р. Кожим. Инта, 1988².

275. *Акимов Л. В.* Детальная разведка россыпей золота на участках Сана-Вож и Центральный в бассейне р. Кожым. Инта, 1982.

276. *Акимов Л. В.* Детальная разведка россыпей золота на участках Таврота, Орлиный, Лимбек. Инта, 1983.

277. *Астапов А. П., Файбусович Я. Э.* Отчет по групповой геологической съемке масштаба 1 : 200 000 листов Q-41-71. 72. XXIV, XXVII, XXVIII, XXX, XXXII-XXXIV, XXXVI; Q-42-85, 86, XXV, XXXI и геологическому доизучению масштаба 1 : 200 000 листов Q-42-61, 62, 73, 74, Q-41-XXIX, XXXV. ТФИ по ТО, 1998.

278. *Астапов А. П., Митюшова В. С., Файбусович Я. Э.* Отчет о выполнении работ по договору подряда № 32-5-2/1: «Создание комплекта Государственной геологической карты масштаба 1 : 1 000 000 листа Q-41 (Воркута) в пределах Западно-Сибирской равнины. Запсибгеонац. Тюмень, 2005 г.

279. *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.

280. *Астахов В. И.* Разработать методику интерпретации аэрокосмических данных, получаемых системами нового поколения, при геологическом картировании поверхностных отложений масштаба 1 : 200 000 в закрытых районах Европейской Арктики. Отчет по договору № 19. СПб., 1998.

281. *Афанасьев Б. Л.* Генеральный проект поисковых работ в Печорском угольном бассейне. Краткие выводы и предложения. Воркута, 1962.

282. *Афанасьев А. К., Линьков Е. Ф., Мезенов В. В.* и др. 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; Q-41-74-В,Г; 85-А,Б,Г; 86-А,Б,В,Г (результаты работ Кожимской ГСП за 1981—1986 гг.). 1986.

283. *Афанасьева Т. А., Зархидзе В. С.* Отчет «Создание стратиграфических схем палеогеновых, неогеновых, четвертичных отложений и легенд к геологическим картам масштаба 1 : 50 000 и 1 : 200 000». — Воркута, 1993.

284. *Афанасьева Т. А.* Палеоген и неоген Западного склона Полярного, Приполярного Урала Предуралья. Дис. на соискание уч. ст. кан. геол.-минер. наук. Воркута, 1996.

285. *Батаев В. В.* Детальная разведка месторождения мраморов и мраморизованных известняков Есто-То. — Воркута, 1988.

* Материалы, для которых не указано место хранения, находятся в Комигеолфонде.

286. Баланс запасов полезных ископаемых (торф) по Республике Коми (на 1.01.2001 г.). Сыктывкар, 2001.
287. Баркарь А. И., Бережной, Деревянко И. В. и др. Отчет по ГДП масштаба 1 : 50 000 Воркутского промышленного района в пределах листов Q-41-7-Г, 8-В; 18-Г; 19-А,Б,В,Г; 20-А,Б,В,Г; 21-А,Б,В. Воркута, 1983.
288. Бейзель А. Л. Палеонтолого-стратиграфическое обоснование возраста и корреляции верхнемеловых отложений бассейна р. Сыня (Приполярное Зауралье). Новосибирск: ОИГГ и МСОРАН, ТФИ по ТО, 1992.
289. Белоусов А. П., Конев П. Н. Геологическая карта Полярного Урала масштаба 1 : 200 000. Лист Q-41-XI. ТФИ по ТО, 1959.
290. Белоусов В. Н., Пономарев Г. Я. Отчет о производстве опережающих геофизических работ масштаба 1 : 50 000 для обеспечения геофизической основой поисковых работ на Приоченьрдской площади. 1987.
291. Беляков Л. Н., Енокян Н. В. Отчет по теме: «Детальное стратиграфическое расчленение каменноугольных отложений Печорского бассейна и западного склона Полярного Урала». 1967.
292. Беляков Л. И., Енокян Н. В. Отчет по теме: «Биостратиграфия карбона и пермских отложений (обоснование границы С-Р)». Воркута, 1972.
293. Беляков Л. Н., Сабуров Г. Я. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 50 000. Воркутинский промышленный район. Листы Q-41-20-Б,В,Г; Q-41-21-А,В. Воркута, 1990.
294. Беляков Л. Н., Сабуров Г. Я. Пояснительная записка к государственной геологической карте СССР масштаба 1 : 50 000 Воркутинский промышленный район. Листы Q-41-20-Б,В,Г; Q-41-21-А,В. 1990.
295. Бережная В. Е. Паспорт Тальбейского проявления каменного угля. Воркута, 1985.
296. Бережной В. Н., Быховец Н. С., Куклев В. П. Отчет: «Проведение детальных геологических исследований в зоне выходов пермских угленосных отложений в юго-восточной части Коротаихинской впадины». Воркута, 1979.
297. Бирюкова В. А. Паспорт месторождения россыпного золота Плес. Инта, 1986.
298. Бойчевский Г. И. Детальная разведка россыпей золота в нижнем течении р. Лимбекою. Отчет Интинской ГРЭ о результатах детальной разведки в 1984—1987 гг. Инта, 1987.
299. Бойчевский Г. И. Детальная разведка россыпного золота на участках «Хрустальный» и «Железнодорожный» в бассейне р. Кожим. Инта, 1986.
300. Бойчевский Г. И. Поиски песчано-гравийной смеси в Интинском районе. Воркута, 1979.
301. Бойчевский Г. И. Поиски и предварительная разведка россыпей золота в бассейнах рек Кузь-Пуа-Ю и Николай-Шор. 1988.
302. Бойчевский Г. И., Царев А. М. Геолого-промышленные типы россыпей Кожимского золото-россыпного района, состояние изученности и перспективы продолжения разведочных работ. — Инта, 1991.
303. Боровский В. В., Файбусович Я. Э., Кабатов Н. В. и др. Отчет: «Составление легенды Западно-Сибирской серии листов ГК-1000 с минерагеническим блоком в пределах Тюменско-Салехардской подсерии ГК-200», ФГУП «ЗапСибГеоНАЦ». — Тюмень, 2005.
304. Боярских Г. К. Тектоническое районирование ортоплатформенного чехла Западно-Сибирской геосинеклизы. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, ТФИ по ТО, 1990.
305. Вильковский Ю. А., Загороднов А. М. Отчет об аэромагнитной съемке ΔT_a в приполярной части Западно-Сибирской низменности, восточном склоне Урала и западной окраине Сибирской платформы (Обь-Енисейская аэромагнитная партия № 39/55. Новосибирск: СГТ, ТФИ по ТО, 1956.
306. Водолазский А. И. Геологическое строение территории листов Q-41-65-Б (г); Г (б, г); -66-А(в), В(а, в, г), Г(в, г), -67-В(в). Отчет Молюдвожской ГПСП по геолого-поисково-съемочным работам масштаба 1 : 50 000 за 1968—1970 гг. — Воркута, 1971.
307. Водолазская В. П. Оценка перспектив золотоносности западного склона Полярного и Приполярного Урала. Отчет по договору 07-Гео. СПб.: ВСЕГЕИ, 1995 г.

308. *Водолазский А. И.* и др. Геологическое строение района работ Шервожской ГПСП. Листы Q-41-22-Г-а, б и Q-41-23-В-а, в, г (Отчет Шервожской ГПСП о геологической съемке масштаба 1 : 50 000 за 1963 г.). Воркута, 1964.

309. *Водолазский А. И.* Геологическое строение территории листов Q-41-54-В (г); Г (в, г); -55-Г (в, г); -66-Б (а, б). Отчет Кокпельской ГПСП о геологической съемке масштаба 1 : 50 000 за 1965 г. Воркута, 1966.

310. *Водолазский А. И.* Геологическое строение территории листов Q-41-51-В(г); Г (в,г); 55-В(в); 66-А(б, г), Б, В(б), Г(а,б); 67-А(а, б), В(а), масштаб 1 : 50 000. Воркута, 1968.

311. *Водолазский А. И., Маков В. М., Водолазская В. П.* Геологическое строение территории листов Q-41-54 В(г); Г(в,г); 55-В(в); 55-А(б,г); Б,В(б); Г(а,б); 67-А(а,в); В(а) (дополнение к отчету Кокпельской ГПСП о результатах поисково-оценочных работ на участках проявлений меди и литохимических аномалиях). Воркута, 1970.

312. *Водолазский А. И., Маков В. М., Игнатов Н. П., Водолазская В. П.* Геологическое строение территории листов Q-41-77-А,Б,В (Отчет Воравожской ГПСП по геолого-поисково-съемочным работам масштаба 1 : 50 000 за 1969—1973 гг.). Воркута, 1974.

313. *Водолазский А. И., Енокян В. С.* и др. Фации и стратиграфия силурийских и нижнедевонских отложений западного склона Полярного Урала. Воркута, 1973.

314. *Водолазский А. И.* Палеозойские отложения и особенности геологического развития Лемвинской структурно-фациальной зоны Полярного Урала. Дис. на соиск. уч. степ. канд. геол. -минер. наук Л., 1983.

315. *Водолазская В. П., Маков В. М.* Отчет по теме: «Обобщение материалов и составление прогнозной карты на золото на территории западного склона Полярного и Приполярного Урала». Воркута, 1978.

316. *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.

317. *Войновский-Кригер К. Г.* Геологические исследования в бассейне рек Ельца, Сарт-ю и Кечьпель (Полярный Урал). Воркута, 1942.

318. *Войновский-Кригер К. Г., Сулимов И. Н.* Верховья р. Лемвы и ее притоков — Харута и Пага. Геологические исследования 1942 г. Воркута, 1943.

319. *Войновский-Кригер К. Г.* Геологическое строение бассейна р. Юнь-Яги (приток р. Лемвы — Полярный Урал). Исследования 1945 г. Воркута, 1947.

320. *Войновский-Кригер К. Г.* Стратиграфия и тектоника западного склона Полярного Урала. Дис. на соиск. уч. степ. доктора геол. -минер наук, 1953.

321. *Войтович З. Н.* и др. Отчет по опытно-методическим работам по оценке природных пигментов и керамического сырья на базе кор выветривания по аргиллитам бассейна р. Шарью. Воркута, 1992.

322. *Волович Е. В., Савельев А. А.* Геологическое строение территории листов Q-41-79-А и Q-41-67-В(г) (Отчет Молюд-Мусюрской ГПСП по работам масштаба 1 : 50 000 в 1963 г.). Воркута, 1964.

323. *Воронов В. Н.* Результаты поисково-съемочных работ масштаба 1 : 50 000, проведенных на Полярном Урале в бассейне р. Бол. Хараматолоу. ПСП за 1965—1967 гг. 1967.

324. *Галуцкий В. А.* и др. Обобщение результатов геофизических работ на нефть и газ в Тюменской области. Тюмень: ТТЭ, ТФИ по ТО, 1992.

325. *Генералов П. П., Засядько Г. Н., Турчак Л. Н.* Отчет за 1969—1970 гг. по теме: «Геоморфологические исследования территории Приполярного Урала с целью составления прогнозной карты на россыпное золото на геоморфологической основе масштаба 1 : 200 000». ЗапСибНИГНИ. — Тюмень, 1970.

326. *Генералов П. П.* (отв. исп.). Эволюция Западно-Сибирской геосинеклизы в кайнозое. Тюмень: АО «ЭКОГЕОС-1», ТФИ по ТО, 1994.

327. *Горбачев А. Ф., Булыгин Р. А.* и др. Отчет по гидрогеологической съемке масштаба 1 : 200 000 территории листа Q-41-XI (Елецкой гидрогеологической съемочной партии за 1967 г.). Воркута, 1969.

328. Государственный баланс запасов полезных ископаемых Российской Федерации на 1 января 2004 года. Выпуск 81. Газы горючие. Северо-западный федеральный округ. Часть 2. Республика Коми. Росгеолфонд, Москва, 2004.

329. Государственный баланс запасов полезных ископаемых Российской Федерации на 1 января 2004 года. Выпуск 82. Нефть. Северо-западный федеральный округ. Часть 2. Республика Коми. Росгеолфонд, Москва, 2004.

330. *Гранович И. Б., Савельева Г. Н.* Геологическое строение средней и юго-западной части листа Q-41-XXI. ТФИ по ТО, 1963.

331. *Гранович И. Б., Пиотровская Г. С., Савельева Г. А.* Геологическое строение средней и юго-западной части территории листа Q-41-XXI (Отчет Верхнее-Харутской ГПСР по работам 1961 г.). Воркута, 1962.

332. *Гурьянов К. Ф.* и др. Результаты поисковых и разведочных работ на пьезооптический кварц на Полярном Урале и Югорском полуострове. Ленинград, 1967.

333. *Гуськов В. А., Колесник Л. С.* и др. Отчет «Изучение разрезов с целью биостратиграфического расчленения девон-каменноугольных баритоносных отложений Пальникско-Собского района Полярного Урала». Воркута, 1980.

334. *Данилевский С. А.* (отв. исп.). Обобщение геолого-геохимических данных по месторождениям нефти и газа для подготовки справочника каталога. Ухта, 2004.

335. *Дембовский Б. Я.* и др. Геологическое строение территории листов Q-41-44-В (1/2 в, 1/2 г), Г, Q-41-45-В (а, б, в) и поисково-оценочные работы на участках «Степь-Рузь» и «Янаскеу». Отчет Кечельской ГПСР по работам масштаба 1 : 50 000 за 1967 г. Воркута, 1968.

336. *Дембовский Б. Я., Бабушкин В. А., Герасимов Н. Н.* и др. Отчет по объекту: «Производство геологического доизучения и групповой геологической съемки масштаба 1 : 50 000 Каро-Елецкой площади». Воркута, 1983.

337. *Дембовский Б. Я.* Структурно-формационная зональность и покровы Полярного Урала и Пай-Хоя. Дис. на соиск. уч. степ. канд. геол. -минер. наук. 1985.

338. *Дембовский Б. Я., Дембовская З. П., Терешко В. В.* Отчет по объекту: «Производство опытно-методических работ по совершенствованию геологического картирования масштаба 1 : 50 000 на основе изучения докембрийских и нижнепалеозойских разрезов Полярного и Приполярного Урала за 1986—1989 гг.» Воркута, 1989.

339. *Дембовский Б. Я., Иванов В. Н., Кузенков Н. А.* и др. Легенда Северо-Уральской серии листов Гоггеолкарты-200 (новая серия). Объяснительная записка. Воркута, 2000.

340. *Дембовский Б. Я.* (отв. исп.) Отчет по производству геолого-поисковых работ на медистые песчаники на западном склоне Севера Урала за 1969—1974 гг. Воркута, 1974.

341. *Денисов В. А.* и др. Поисковые работы на Люльинском месторождении и общие поиски бурых углей на его флангах и в районе. ТФИ по ТО, 1986.

342. *Деревянко И. В.* и др. Отчет по опережающим геофизическим работам масштаба 1 : 50 000 на Шарьюской площади (Q-40- 70-А, Б, В, Г; Q-40-82-А, Б). Воркута, 1991.

343. *Деревянко И. В., Жарков В. А.* и др. Отчет по групповой геологической съемке масштаба 1 : 50 000 в пределах листов Q-41-9-Б, Г; Q-41-10-А,Б,В,Г; Q-41-22-А (Сырзягинская площадь). ТФ «Полярноуралгеология». Воркута, 1984.

344. *Деревянко И. В., Жарков В. А.* и др. Отчет по аэрофотогеологическому картированию масштаба 1 : 200 000 территории листов Q-40- XII, XVII; Q -41 -I, II. Воркута, 1987.

345. *Димов В. П.* Очет по поискам песка для производства бетонных работ в районе ст. Абезь. Воркута, 1976 г.

346. *Димов В. П.* Очет по поискам песчано-гравийной смеси в районе Воргашорского и Усинского угольных месторождений. Воркута, 1978.

347. *Димов В. П.* Предварительная разведка песчано-гравийной смеси в районе Воргашорского и Усинского угольных месторождений. Воркута, 1980.

348. *Душин В. А., Сердюкова О. П.* и др. Государственная геологическая карта РФ масштаба 1 : 200 000 Полярно-Уральской серии. Листы R-42-XXXI, XXXII. Отчет по ГДП-200. — Екатеринбург, 2003 г.

349. *Евсеев К. П.* Отчет о результатах маршрутных редакционно-увязочных геологических исследованиях, произведенных в Лемвинском районе Полярного Урала в 1954—1955 гг. 1958.

350. *Елохин В. П.* (отв. исп.). Обоснование направлений и объемов ГРП на нефть и газ в РК на основе оперативного анализа результатов ГРП на зональных и локальных объектах. Ухта, 2003.
351. *Енокян Н. В.* Составление опорных разрезов каменноугольных отложений р. Кожим и северо-восточного побережья о. Вайгач. Воркута, 1965.
352. *Енокян Н. В.* и др. Отчет: «Комплексная корреляция разрезов поисковых скважин в Коротаихинской синклинали». Воркута, 1975.
353. *Енокян В. С.* и др. Отчет: «Формации и главнейшие особенности геологического строения Тимано-Североуральского региона (окончательный отчет по теме)». 1976.
354. *Енокян Н. В., Вирбицкас А. Б.* «Коррекция и синонимика пермских отложений северо-восточной части Печорского бассейна». Воркута, 1980.
355. *Енокян Н. В., Гуськов В. А.* и др. Ревизионные работы на территории Печорского угольного бассейна. Раздел: Атлас фауны, флоры, микрофауны и сп/пыльцы. Воркута, 1979.
356. *Енцова Ф. И.* Отчет по теме: «Литология и стратиграфия пермских отложений юго-западной части Печорского бассейна». Воркута, 1960.
357. *Ермоленко А. П.* Отчет по объекту: «Поисковые работы на россыпное золото в бассейнах рек Ния-Ю и Лек-Елец (Полярный Урал)». 1988.
358. *Ефанова Л. И., Онищенко Л. В., Карчевский А. Ф.* и др. Промышленная оценка золоторудных проявлений Алькесвожского участка хребта Малдынырд., Сыктывкар, 2005.
359. *Жарков В. А.* Информационный отчет по объекту: «Специализированные геолого-геофизические исследования в южной части гряды Чернышева» по состоянию на 1. 06. 1993 г. Отчет Шарьюской ГПП за 1991—1993 гг. Воркута, 1994.
360. *Жданов В. И.* Результаты поисково-съемочных работ на Манита-Нырском месторождении горного хрусталя, пос. Полярный, 1953.
361. *Животовская А. И.* Геологическое и геоморфологическое строение бассейнов р. Войкар и левобережья Горной Оби. Отчет партии № 1, экспедиции 7 по геологической съемке масштаба 1 : 500 000 на территории листа Q-41 за 1955 г. — Л.: ВСЕГЕИ, ТФИ по ТО, 1956.
362. *Зархидзе В. С., Красножен А. С.* Отчет по теме: «Составление геоморфологической карты и карты кайнозойских отложений Печорского угольного бассейна и прилегающих районов Полярного Урала севернее широты 63° масштаба 1 : 500 000». Воркута, 1969.
363. *Затонская С. Г., Затонский Ю. В.* Результаты геологической съемки масштаба 1 : 200 000 листов Q-41-XXII, XXIII. — Салехард: ЯНКГРЭ, ТФИ по ТО, 1963.
364. *Золов К. К., Сурганов А. В.* и др. Программа развития и использования минерально-сырьевого потенциала Полярного Урала на территории Ямало-Ненецкого автономного округа. Екатеринбург, 2002. КПП по ЯНАО.
365. *Золов К. К., Федоров О. П.* и др. Концепция комплексного промышленного освоения Приполярного Урала на основе опережающего развития транспортной и энергетической инфраструктуры. Раздел «Недропользование», Екатеринбург—Ханты-Мансийск, 2005 г.
366. *Золотарева Н. И., Молокова Г. Ф.* Обобщение материалов по строительному сырью в Воркутинском промышленном районе и составление прогнозной карты масштаба 1 : 100 000. Воркута, 1987.
367. *Золотарева Н. И.* Обобщение материалов по строительному сырью в Интинском промышленном районе и составление прогнозной карты масштаба 1 : 100 000. Воркута, 1990.
368. *Золотарева Н. И.* Поиски фосфатного сырья на западном склоне Полярного Урала. Воркута, 1995.
369. *Иванов В. Н., Яковленко Е. М.* и др. Производство поисковых работ на коренное золото в северной части Ляпинского антиклинория Приполярного Урала (общие поиски). Воркута, 1984.
370. *Иванов В. Н.* и др. Геологическое доизучение масштаба 1 : 200 000 листов Q-40-XXX, Q-41-XXV (Косью-Кожимский район). 2002.
371. *Иванов Г. А.* «Генезис Воркутского месторождения угля Печорского бассейна». Воркута, 1947.

372. *Иванов В. Н.* (отв. исп.). Геологическое доизучение масштаба 1 : 200 000 (Геолого-минералогическое картирование масштаба 1 : 200 000) листа Q-41-XXVI (Тынаготская площадь). Рабочие материалы. 2005 г.

373. *Иванченко А. М.* Отчет о результатах поисковых работ на медь, проведенных Грубешорской ГПП на западном склоне Полярного Урала в районе верховьев рек Грубее-Ю-Лагорта в 1964—1965 гг. Воркута, 1966.

374. *Ильюшенков А. Я., Галуллин И. З., Ковальчук Н. Н.* и др. Отчет по объекту «Проведение поисковых работ на марганцевые руды в южной части Собско-Пайпудынской площади», ОАО «ПУГРЭ», пос. Полярный, 2003 (Фонды ЯНАО).

375. *Ильин В. Ф.* Геологоразведочные работы с подсчетом запасов гондита на проявлении «Изякырью» в 1991—1992 гг. 1992.

376. *Исаенко Ю. Г., Дедеева В. В., Царев Ю. М.* и др. Детальная разведка россыпей золота в бассейнах рек Сюрасьрузьвож и Сюрасьрузь. Инта, 1989.

377. *Ифанова В. В.* «Стратиграфия талатинской свиты и аячягинской подсвиты района Воркутского каменноугольного месторождения Печорского бассейна». Воркута, 1969.

378. Кадастр торфяных месторождений Республики Коми, Сыктывкар, 1998.

379. *Карачун С. А.* Отчет о результатах поисково-оценочных работ на жадеит, проведенных на Полярном Урале (объект «Центральный Кечпель») за 1979—1980 гг., Ленинград, 1980.

380. *Карпович В. Э., Савенкова Г. Б.* Поиски стройматериалов и подземных вод с изучением общих инженерно-геологических условий в районе Вашуткинской нефтегазонасной структуры. Воркута, 1989.

381. *Карпович В. Э.* Информационный отчет по комплексной гидрогеологической и инженерно-геологической съемке масштаба 1 : 200 000 на площади листов Q-40-I, II. Воркута, 1995.

382. *Карпович В. Э.* и др. Комплексная гидрогеологическая, инженерно-геологическая и геоэкологическая съемка масштаба 1 : 50 000 Воркутинского промышленного района на площади листов Q-41-20A(в, г), Б, В(а, б), Г и Q-41-21A, Б(в, г), В(а, б), Г. Воркута, 2001.

383. *Качмашев В. В., Птицын М. Б.* и др. Отчет «Групповая геологическая съемка масштаба 1 : 50 000 Адзьвинской площади на территории листов Q-41-26-A, Б, В, Г; 27-A за 1984—1985 гг.» Воркута, 1988.

384. *Киреев Б. К.* и др. Отчет о ревизионных работах на горный хрусталь на Полярном Урале партии № 3 за 1965 г. Ленинград, 1966.

385. *Кириллов И. А.* Отчет о результатах поисково-опробовательских работ на медь, проведенных летом 1960 г. Чигимской поисковой партией в верховьях р. Чигим-Харута. Воркута, 1961.

386. *Козырев В. Е.* Оценка и учет прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых по территории Тюменской области по состоянию на 1. 01. 1998 г. — Тюмень: ФГУ «Тюм. ТФГИ», 1998.

387. Количественная оценка прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых зоны транспортного коридора «Урал промышленный—Урал Полярный». Отчет СибНАЦ, Тюмень, 2006.

388. *Комаров А. С., Григорченко П. А., Пухонто С. К.* Информационный отчет по теме: «Составление карты геодинамического районирования Печорского угольного бассейна масштаба 1 : 1 000 000 с целью разработки критериев локального прогноза угленосных площадей с разной степенью благоприятности для дальнейшего изучения и освоения». Воркута, 2002.

389. *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.

390. *Коркин В. Е.* и др. Информационный отчет «Анализ сырьевой базы угледобывающих предприятий Печорского бассейна и переоценка запасов угля с использованием эксплуатационных кондиций». Воркута, 2003.

391. *Корельский В. П., Коркин В. Е.* и др. Отчет «Поисковые работы на уголь к востоку от Верхнесырьягинского месторождения». Воркута, 1986.

392. *Костюк Б. Ф.* и др. Отчет по работам Ятринской и Турьпинской ГСП за 1959—1960 и 1964—1966 гг., ТФИ по ТО, 1967.
393. *Костарев И. П., Каторгин А. Г.* и др. Отчет о предварительной разведке Верхне-роговского месторождения Печорского угольного бассейна. Воркута, 1986.
394. *Котов А. А.* Прогнозная оценка россыпной золотоносности Кожимского района Коми АССР (Приполярный Урал). Воркута, 1980.
395. *Костарев И. П., Каторгин А. Г.* Отчет: Поисковые работы на Верхне-Роговском месторождении Печорского угольного бассейна». Воркута, 1983.
396. *Костарев И. П., Каторгин А. Г.* Отчет о предварительной разведке Верхне-Роговского месторождения Печорского угольного бассейна». Воркута, 1986.
397. *Кошевой В. Н.* и др. Отчет Уральской ПСП о результатах геологической съемки масштаба 1 : 50 000 Вольинской площади в 1986—1991 гг., ТФИ по ТО, 1991.
398. *Кошевой В. Н., Душин В. А., Павлов М. М.* и др. Составление геологического атласа Урала территории Ханты-Мансийского округа масштаба 1 : 500 000, ОХНИР УГГА, Северная НИГЭ, Екатеринбург, 2002.
399. *Кошевой В. Н., Павлов М. М., Суворов В. В.* Отчет о результатах геологического доизучения масштаба 1 : 200 000, составлению и подготовке к изданию комплекта Государственной геологической карты масштаба 1 : 200 000 (новая серия) листа Р-41-Г. — Саранпауль, 2002.
400. *Кравец М. А.* Отчет о поисково-структурном бурении на нефть и газ в Воркутском районе в 1958—1959 гг. 1960.
401. *Краснокутский Б. И., Рахманкулов Р. Г.* и др. Отчет о результатах поисково-оценочных работ на медь, проведенных Верхнеусинской поисково-оценочной партией в 1963 г. в верхнем течении р. Бол. Усы (Сарт-Ю) на междуречье Есто-Вис и Малая Бадья-Шор на Полярном Урале. Воркута, 1964.
402. *Криночкин В. Г., Островский Л. Я.* Отчет по объекту «Разработка легенды Полярно-Уральской и обновление Западно-Сибирской серии листов Госгеолкарты-200». Тюмень, 1997.
403. *Крохин И. П.* Отчет о результатах структурно-поискового и картировочного бурения по профилям Азовы-Мужи и Мужы-Тильгим в Шурышкарском районе. Ангальский Мыс. ЯНКГРЭ, ТФИ по ТО, 1961.
404. *Кузнецов Н. Б., Руженцев С. В., Савельева Г. Н.* и др. Геологическое доизучение масштаба 1 : 200 000 Северо-Войкарской площади. Листы Q-41-XVI, XVII, Полярный Урал, пос. Полярный, 2001.
405. *Куклев В. П.* (отв. исп.). Переоценка ресурсов углей Печорского угольного бассейна. Воркута, 1993.
406. *Куклев В. П.* Сводный баланс запасов угля Печорского бассейна по состоянию на 1 января 2004 г. Сыктывкар, 2004.
407. *Куклев В. П., Тимонина Н. В.* «Прогноз угленосности и качества углей по данным углепетрологии для поисков коксующихся углей в Воркутском и Хальмерьюском районах» Воркута, Росгеолфонд, Комигеолфонд, 2002.
408. *Кучерина П. М.* и др. Отчет Хараматалоуской партии по объектам: Производство геологического доизучения масштаба 1 : 50 000 площади массива Рай-Из и его обрамления. Листы Q-41- 46-Б-в, г, Q-41-47-А-а-3,4, в, г, В, Г; Q-41-48-А и групповой геологической съемки масштаба 1 : 50 000 листов Q-41-56-В-6,в,г, Г; Q-41-57-А,Б,В-а и геологического доизучения листов Q-41-56-А,Б,В-а; Q-41-57-В-6,в,г, Г-а, в, г в пределах северо-западной области Войкарского синклиория, проведенных в 1982—1991 гг., пос. Полярный, 1991.
409. *Кушнарева Т. И., Беляков Л. Н.* и др. Отчет по теме: «Комплексное изучение и научное обобщение материалов опорного и параметрического бурения в северо-восточных перспективных районах Тимано-печорской провинции». 1971.
410. *Ладыгин А. И., Исаенко Ю. Г., Федотова Е. М.* Отчет о результатах детальной разведки россыпей золота в долинах водотоков низкого порядка бассейнов рек Кожим и Либек-Ю. Инта, 1995.
411. *Ли П. Ф., Певзнер В. С.* Геологическое строение и полезные ископаемые Приуральской части ЗСН. Л., ВСЕГЕИ, ТФИ по ТО, 1958.

412. *Литовченко Н. И., Романенков В. А.* Отчет по работам Янос-Лорской ПСП за 1961—1964 гг. Результаты геолого-поисковых работ масштаба 1 : 50 000 в пределах листов Q-41-68-Б, Q-41-69-А, Б, Q-41-57-В, Г. Полярный Урал.

413. *Лямин А. З., Терешко В. В.* и др. Разработка и составление легенд для крупномасштабных геологических карт. ПУПГО, ОМЭ, Воркута. 1983.

414. *Лютиков Н. В.* Отчет о детальной разведке участка под открытую разработку Хойлинского месторождения баритов (состояние геологоразведочных работ на 1.12.1982 г.). Воркута, 1982.

415. *Лютиков Н. В., Маслов И. А.* Отчет о результатах поисковых работ на бариты в северной части Лемвинской структурно-фациальной зоны и поисково-оценочных работ на Хойлинском месторождении баритов за 1977—1980 гг. Воркута, 1980.

416. *Лютиков Н. В., Фомин С. И.* Общие поиски баритов центральной части Лемвинской структурно-фациальной зоны за 1983—1984 гг. Воркута, 1984.

417. *Лютиков Н. В., Кузьмин М. И.* Отчет по объекту: «Геологическое доизучение масштаба 1 : 50 000 Кокпельской площади на территории листов Q-41-54-В(г), Г(в, г), 55-В(б, в, г), 65-Б(б, в, г), 66-Б и групповая геологическая съемка масштаба 1 : 50 000 на площади листов Q-41-54-В(б), Г(а, б), 55-В(а)». Воркута, 1995.

418. *Лютиков Н. В.* Рабочие материалы к отчету по объекту «Геологическое доизучение и ГГС масштаба 1 : 50 000 Восточно-Грубеинской и Харутской площадей на территории листов Q-41-65-В,Г; 66-В,Г; Q-41-76-А,Б,В,Г; 77-В» (рукопись, работы не завершены).

419. *Лычаков В. А., Королева Т. Ф.* Комплексная геолого-экономическая оценка минерально-ресурсного потенциала Полярного Урала. 1991. ФГУ «Тюм. ТФГИ».

420. *Маков В. М., Водолазская В. П.* и др. Отчет о результатах поисковых работ на золото в Лемвинской структурно-фациальной зоне за 1974—1977 гг. (Пага-Лемвинская и Харутская ГПП). Воркута, 1977.

421. Материалы оценки прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых на территории Республики Коми. Минприроды РК. Сыктывкар, 2002.

422. *Маслов М. А., Костюкова Л. А.* Отчет по теме: «Магматические формации западного склона Полярного Урала и Пай-Хоя». Воркута, 1977.

423. *Маслов М. А., Макарихин В. В.* Геологическое строение территории листов Q-41-55-В (б, г), Q-41-55-Г, Q-41-56-В(1/2в), Q-41-67-Б (б, г), Q-41-68-А (а, б). Отчет Погурейской и Хардьюской ГПСР по работам масштаба 1 : 50 000 в 1964—1965 гг. Воркута, 1966.

424. *Мезенцев М. П.* и др. Результаты геологической съемки масштаба 1 : 200 000 лист Q-41-XXXI (Приполярный Урал) (отчет по работам Маньинской партии за 1960—1964 гг.). Тюменский геолфонд, 1964.

425. *Миклухо-Маклай А. Д.* Геологическое строение территории листа Q-41-XIX. Отчет Верхне-Кожимской ГПСР № 166 по работам 1956—1958 гг., Воркута, 1959.

426. *Миклухо-Маклай А. Д.* Геологическое строение территории листа Q-41-XX. (Сводный отчет Верхне-Лемвинской ГПСР по работам 1961—1962 гг.). Воркута, 1963.

427. *Микляев А. С.* и др. Отчет о результатах групповых поисково-съемочных работ масштаба 1 : 50 000 на листах R-41-129-Б(а, б); R-41-130-А(в, г), Б,Г; R-41-131-В,Г; R-41-143-А, Б, В (Рошинская ГПСР, 1974—1978 гг.), поисковых работ на флюорит в бассейнах рек Силовая и Сибирчатая и поисковых работ на Буреданском сульфидно-флюоритовом рудопроявлении (Буреданская ГПП, 1976—1978 гг.). Воркута, 1979.

428. *Микляев А. С., Пухонто С. К., Афанасьева Т. А.* Материалы к легенде Ново-Земельской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (изд. 2-е). 1999 г.

429. *Микляев А. С.* Легенда Госгеолкарты-200 Вайгачско-Пайхойской серии листов (изд. 2-е). (Отчет по объекту: «Подготовка материалов к легенде Ново-Земельской серии листов Госгеолкарты-200»). 1999.

430. *Миняйло Л. А.* Прогнозная оценка запасов золота и серебра в недрах Севера Урала по состоянию на 1. 01. 1976 г. (в пределах Тюменской области). Отчет ЗапСибНИГНИ, Тюмень, 1976.

431. *Могилев Е. А.* и др. Принципы и методы прогнозирования угленосности палеозойских отложений Печорского бассейна и Урала. Воркута, 1979.
432. *Можаров О. В., Цыганко В. А.* и др. Отчет: «Завершение объекта «Поисковые работы на золото Лемвинского участка» (Республика Коми), Сыктывкар, 2005.
433. *Морозов В. Ф., Беляков Л. Н.* и др. Отчет о результатах поисков углей к северозападу от Воргашорского месторождения Печорского угольного бассейна. (Состояние разведочных работ на 1. 04. 1974 г.). Воркута, 1974.
434. *Новакова Н. Г.* и др. Отчет: «Опытно-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.
435. *Оберман Н. Г.* Отчет о гидрогеологических работах на территории геолого-поисково-съемочных и разведочных работ на Урале и Пай-Хое за 1976—1977 гг. Воркута, 1978.
436. *Оберман Н. Г., Частухин С. Я.* Специальные мерзлотно-гидрогеологические работы в районе Саурейского барит-свинцового месторождения на Полярном Урале. Полярно-Уральское ПГО, Воркута, 1979.
437. *Оберман Н. Г., Прокопова М. М., Докукина И. Г.* Составление серии карт масштаба 1 : 1 500 000 по программе комплексного изучения природных условий Нечерноземной зоны Европейской части РСФСР с оценкой их изменения под влиянием деятельности человека в связи с ее дальнейшим освоением. Воркута, 1980.
438. *Оберман Н. Г., Прокопова М. М.* Составление мерзлотно-гидрогеологической карты северной части Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции масштаба 1 : 500 000. Воркута, 1980.
439. *Оберман Н. Г., Роменская Т. В., Дедеева В. В.* и др. Изучение и прогнозирование экзогенных геологических процессов на территории деятельности Полярно-Уральского производственного объединения. Воркута, 1982.
440. *Оберман Н. Г., Новоселов Е. Ф., Шеслер И. Г.* и др. Отчет «Региональная оценка естественных ресурсов подземных вод Полярного и Приполярного Урала». Воркута, 1984.
441. *Оберман Н. Г.* Составление инженерно-геологических и гидрогеологических карт масштаба 1 : 500 000 территории европейской части СССР (территория деятельности ПГО «Полярноуралгеология»). Воркута, 1985.
442. *Оберман Н. Г., Новоселов Е. Ф., Кудаев В. Г.* и др. Отчет: «Опытно-методические работы по совершенствованию методики оценки горно-геологических условий при поисках и разведке месторождений полезных ископаемых на территории деятельности ПГО «Полярноуралгеология». Воркута, 1988.
443. *Оберман Н. Г.* Оценка соответствия ранее составленных листов гидрогеологической карты масштаба 1 : 200 000 Северо-Уральской серии современным требованиям к их информативности. Воркута, 1991.
444. *Оберман Н. Г.* Районирование территории Республики Коми и пограничных площадей с целью совершенствования и расширения существующей сети Государственного мониторинга геологической среды Республики Коми. Воркута, 1997.
445. *Оберман Н. Г.* Геоэкологическая съемка территории деятельности ГПП «Полярноуралгеология» масштаба 1 : 1 000 000. Воркута, 2000.
446. *Ободов В. А., Мельгунов А. Н., Ковригина Е. К.* и др. Геологическое изучение и оценка минеральных ресурсов недр территории Российской Федерации и ее континентального шельфа (составление ГИС-Атласа карт геологического содержания масштаба 1 : 1 000 000 Уральского федерального округа), СПб.: ВСЕГЕИ, 2005.
447. *Овечкин А. М.* (отв. исп.) Поисковые работы на хромиты в северной части Войкаро-Сыньинского гипербазитового массива. Отчет за 1985—1999 г. пос. Полярный, 1999.
448. Отчетный баланс запасов песчано-гравийной смеси на территории Республики Коми по состоянию на 1.01.2004 г. Сыктывкар, 2005.
449. *Озеров В. С., Озерова Э. Н.* Изучение закономерностей размещения доордовикских кор выветривания на Приполярном Урале как потенциального источника благородных металлов. Отчет по теме за 1986—1989 гг. Воркута, 1989.

450. *Озеров В. С., Ефанова Л. И., Карчевский А. Ф.* и др. Поисковые работы на золото на Аלקесвожском участке хребта Малды-Нырд. Отчет Рудной ГПП за 1995—1997 гг. Воркута, 1997.

451. *Павлов М. М., Кошевой В. Н.* Отчет Уральской ПСП о геологическом доизучении масштаба 1 : 50 000 Ятринской площади и поисках бокситов на Рувшорской площади в 1986—1990 гг. — Тюмень, 1990.

452. *Перевозчиков Б. В.* и др. Отчет по теме: «Оценка ресурсного потенциала хромовых руд района транспортно-коридора Урал промышленный—Урал Полярный». Пермский университет. 2005.

453. *Петров В. В., Суриков С. Н.* и др. Информационный отчет по объекту «Гидрогеологическое районирование и подготовка схем гидрогеологической стратификации по гидрогеологическим структурам в пределах Балтийского гидрогеологического массива, Балтийско-Польского, Тимано-Печорского артезианских бассейнов I порядка, Северо-Двинского, Ленинградского бассейнов II» по Договору подряда № 5P/300-03 от 6.05.2003 г. СПб, 2003.

454. *Петров В. Ф.* Составление прогнозной карты для поисков месторождений свинца и цинка на территории Севера Урала и Пайхоя. Воркута, 1979.

455. *Пичугина Н. М., Карпович В. Э.* Поиски подземных вод в районе нефтяных месторождений вала Гамбурцева (структуры Нядейюская, Черпаюская, Хасырейская). Воркута, 1989.

456. *Подмарков А. В.* Отчет о результатах картировочного бурения на листах Q-41-VII и Q-41-VIII. Воркута. 1965.

457. *Подсосова Л. Л., Пономарев В. А.* Отчет по теме «Схема корреляции магматических образований Тюменского Урала по зонам Центрально-Уральского поднятия и Тагильско-Магнитогорского прогиба. ТФИ по ТО, 1974.

458. *Попов А. И., Данилов И. Д.* и др. Отчет о производстве геологической съемки масштаба 1 : 50 000 в Воркутинском промышленном районе на территории листов Q-41-20-A, Б, В, Г и Q-41-21-A, Б, В (геологическая съемка четвертичных отложений и геоморфологическая съемка). 1963.

459. *Попов А. И.* и др. Отчет о производстве геологической съемки масштаба 1 : 50 000 в Воркутинском промышленном районе на территории листов Q-41-20-B, Г, Q-41-21-B в 1960. Москва, 1961.

460. *Попов А. И.* и др. Отчет о производстве геологической съемки масштаба 1 : 50 000 в Воркутинском промышленном районе на территории листов Q-41-20-A, Б; Q-41-21-A, Б, В. Москва, 1962.

461. *Попов Ж. П., Васильева М. А.* и др. Отчет по теме 8752 «Обобщение физических свойств горных пород северо-восточной части Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции», Ухта, 1986.

462. *Попов М. Я.* Составление прогнозной карты на медь по западному и восточному склонам Приполярного, Полярного Урала и Пай-Хоя. Воркута, 1978.

463. *Попов М. Я., Костюкова Л. А., Максимова И. В.* Подготовка к изданию металлогенических и специализированных карт масштаба 1 : 1 000 000—1 : 500 000 территории деятельности ГПП «Полярноуралгеология». Воркута, 1987.

464. *Попов М. Я., Карчевский А. Ф., Ефанова Л. И.* Опыт-методические работы по совершенствованию методики поисков стратиформных месторождений золота, вольфрама и полиметаллов на Приполярном Урале. Воркута, 1994.

465. *Попов М. Я.* Геолого-экономический обзор и прогнозно-промышленная оценка перспектив развития минерально-сырьевой базы твердых полезных ископаемых территории деятельности ГПП «Полярноуралгеология» по состоянию на 1. 01. 1993 г. Воркута, 1998.

466. *Прохорова К. И.* и др. Отчет о работе Полярно-Уральской партии № 4, проведенной в 1958 г. ТФИ по ТО, 1959.

467. *Прямоносков А. П.* и др. Геологическое доизучение масштаба 1 : 200 000 и подготовка к изданию Госгеолкарты-200 (новая серия) Пайпудынской площади, лист Q-41-XII на Полярном Урале. ТФИ по ТО, 2001.

468. *Пухонто С. К., Муравьев И. С.* и др. Опытнo-методические работы по совершенствованию методики установления синонимии угольных пластов на основе биостратиграфического расчленения отложений печорской серии Тальбейского, Сейдинского, Верхнероговского и Воргашорского месторождений. Воркута, 1985.

469. *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.

470. *Пыстин А. М.* 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—1977 гг.; Тыктловская ГСП, 1979—1981 гг.). Воркута, 1982.

471. *Пыстин А. М.* и др. Результаты геологосъемочных работ в бассейне рек Халмерью и Балбанью на Приполярном Урале (Тыктловская ГСП, 1976—1979 г.). Воркута, 1981.

472. *Пыстин А. М.* и др. Отчет по геологическому доизучению масштаба 1 : 50 000 Росомахинской площади на территории листов Q-41-97-Г, 98-А,Б,В. Воркута, 1986.

473. *Ремизов Д. Н.* Геохимические основы к Гостеолкарте-1000 третьего поколения по листам R-41, Q-39, 40, 41. ЗАО «Миреко». Сыктывкар, 2003.

474. *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 золотосносных россыпей Кожимского района». М, 1985.

475. *Риндзюнская Н. М.* (отв. исп.). Сравнительный анализ и закономерности развития золотых и алмазных россыпей Средней, Северной и Приполярной частей Западного Урала и Приуралья. Инта, 1998.

476. *Родионов Н. Г.* и др. Отчет «Доразведка 2-го горизонта поля шахты «Комсомольская» Воркутского угольного месторождения». Воркута, 2001.

477. *Ротай А. П.* Угленосные районы правобережья р. Косью (Печорский бассейн). Инта, 1947.

478. *Сабуров Г. Я., Кузнецов В. И.* и др. Отчет «Обобщение геологических материалов с целью создания единой геологической основы для территории деятельности объединения «Полярноуралгеология» (Объяснительная записка к геологической карте территории Полярного Урала масштаба 1 : 500 000). Воркута, 1981.

479. *Сабуров Г. Я., Пичушин И. В.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Воркутинский промышленный район. Листы Q-41-7-Г, Q -41-8-В, Q-41-18-Г, Q-41-19-А, Б, В, Г и Q-41-20-А. Воркута, 1995.

480. *Сабуров Г. Я., Плякин А. М.* и др. Отчет: «Составление сводной геологической карты масштаба 1 : 500 000 толща территории деятельности объединения «Полярноуралгеология». (Краткая объяснительная записка к геологической карте масштаба 1 : 500 000). Воркута. 1984.

481. *Савельев А. А.* и др. Геологическое строение территории листов Q-41-45-В(г),Г. Воркута, 1966.

482. *Савельев А. А.* и др. Геологическое строение территории листа Q-41-78-А (Отчет Молюд-Мусюрской ГПСП по геологической съемке и поискам масштаба 1 : 50 000 в 1966 г.). Воркута, 1967.

483. *Савельев А. А., Савельева Г. Н., Волович Е. В.* Геологическое строение территории листов Q-41-78-Б(г) и Q-41-78-Г (Отчет Пожемаюской ГПСП по работам масштаба 1 : 50 000 в 1964 г.). Воркута, 1965.

484. *Савельев А. А., Савельева Г. Н., Граудинь А. Э.* Прогнозная металлогеническая карта Войкаро-Сыньинского гипербазитового массива. Воркута, 1972.

485. *Савельева К. П., Хрытов В. Н.* Количественная и геолого-экономическая оценка ресурсного потенциала территории Российской Федерации с определением приоритетов лицензионного недропользования на алмазы, благородные и цветные металлы (золото рудное), Ханты-Мансийский национальный округ. Екатеринбург, 2002.

486. *Салдин В. А.* Верхнепалеозойские терригенные формации Лемвинской зоны Урала. Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Сыктывкар, 1996.

487. Сводный баланс эксплуатационных запасов подземных вод на территории Республики Коми по состоянию на 1. 01. 2005 г. Сыктывкар, 2005.
488. *Севастьянов К. Н.* Геологический отчет о поисково-разведочных работах на медь на Верхнее-Елецких участках № 1 и № 2, проведенных Полярно-Уральской ПРП в 1961—1962 гг. Воркута, 1963.
489. *Смирнов Н. Г.* и др. Палеоэкологическая реконструкция наземных экосистем по материалам из четвертичных отложений бассейна р. Лесмиеган и сопредельных территорий. Свердловск, Ин-т экологии растений и животных УрО АН СССР, ТФИ по ТО, 1992.
490. *Сурков В. С., Жданова В. П., Жеро О. Г.* Связь тектоники фундамента и платформенного чехла Западно-Сибирской плиты. Новосибирск, СНИИГГИМС, ТФИ по ТО, 1976.
491. *Суханов А. И., Афанасьев А. К.* и др. Результаты геологического доизучения масштаба 1 : 50 000 южной части Талота-Собского синклиория. Полярный Урал. (Отчет о работах Хадатинской партии геологического доизучения за 1974—1978 гг.). 1979.
492. *Танасова С. Д., Рассказова Н. Б.* и др. Отчет по теме: «Комплексное изучение материалов опорного и параметрического бурения на территории Тимано-Печорской провинции». 1984.
493. *Тарбаев Б. И., Лунатов В. П.* Геологическое строение бассейна р. Шарью (южная часть листа Q-40-XVII, масштаб 1 : 200 000). Отчет Шарьюской геолого-поисково-съёмочной партии № 191 по работам 1958 г. Воркута, 1959.
494. *Устинов В. Я., Подсосов А. И., Пономарев Г. Я.* Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200 000. Серия Северо-Уральская. Лист Q-41-VI. (Отчет партии № 1 Полярно-Уральской экспедиции за 1955—1956 гг.). 1957.
495. *Федоров И. В.* «Отчет о поисково-разведочных работах на Сейдинском месторождении» (по состоянию на 15 октября 1959 г). Воркута, 1959.
496. *Федоров И. Ф.* «Отчет о результатах поисковых работ и картировочного бурения на территории листов Q-41-IX, X, XV Печорского бассейна. Воркута, 1960.
497. *Фомишина И. Ф., Фомишина А. И., Чернышев Ю. А., Царев Ю. М.* Геологическое строение территории листов Q-40-96-Г, Q-41-85-В (Отчет Восточно-Салединской ГПСР по геолого-съёмочным и поисковым работам масштаба 1 : 50 000 за 1973—1975 гг.). Воркута, 1975.
498. *Хайцер Л. Л.* Литолого-стратиграфическая характеристика разреза пермских отложений Тальбейского месторождения. Воркута, 1958.
499. *Хайцер Л. Л., Шуреков Н. А.* Отчет по теме: «Изучение распространения и условий залегания мощных угольных пластов в Печорском угольном бассейне». Воркута, 1962.
500. *Цыганков В. А.* Опытные-методические работы по изучению перспектив россыпной и золоторудной минерализации Верхнее-Нияуского рудно-россыпного узла на Полярном Урале. Воркута, 1994.
501. *Черных В. А., Липина О. А.* Опорный разрез турнейского яруса р. Кожим (Приполярный Урал), Сыктывкар, Фонды ИГ КНЦ УрО РАН. 1984.
502. *Чернов Г. А.* Отчет Западно-Уральской геологосъёмочной партии за 1945 г. 1946.
503. *Чураков Н. В., Постников В. А.* и др. Отчет по поисково-оценочным работам на россыпное золото на участке Ярота-Шор (ручьи Ярота-Шор, Жильный, Надежд системы р. Мань-Я-Хума) и детальной разведки месторождения россыпного золота Ярота-Шор с подсчетом запасов на 1. 01. 1979 г. Сосьвинская ГРЭ, 1978 г.
504. *Шеслер И. Г.* и др. Информационный отчет о результатах незавершенных работ по объекту: «Оценка состояния геологической среды и составление Атласа геоэкологических карт освоенной части Печорского угольного бассейна масштаба 1 : 500 000». Воркута, 2004.
505. *Шипунов А. П.* и др. Геологическое доизучение участка под открытую разработку пластов n14 и n11 Юньягинского каменноугольного месторождения» (состояние геологоразведочных работ на 1. 05. 2002 г.). Воркута, Росгеолфонд. 2002.
506. *Шипунов А. П.* и др. Геологическое изучение участков под открытую разработку угля «Западный», «Восточный» и «Южный» Юньягинской угленосной площади. Воркута, 2004.

507. *Шипунов А. П.* и др. Информационный отчет о результатах незавершенных работ по доразведке северо-западного участка прирезки к полю шахты «Воргашерская». Воркута, 2003.
508. *Шипунов А. П.* и др. Ревизия запасов угля участка № 1 Воркутского месторождения с целью подготовки их к лицензированию (состояние работ на 1. 01. 2005 г.). Воркута, 2005.
509. *Шипунова З. П.* и др. Геологический отчет «Поисково-оценочные работы на поле шахты № 5 «Южносейдинская». Воркута, 2003.
510. *Шишкин М. А., Дембовский Б. Я., Лапшин Н. В.* и др. Отчет по объекту: «Геологическое доизучение масштаба 1 : 50 000 Грубеинской площади на территории листов Q-41-75-В, Г, 87-А, Б, В, Г». Воркута, 1988.
511. *Шишкин М. А., Кривошчин В. Г.* и др. Легенда Полярно-Уральской серии листов Госгеолкарты-200 (новая серия). Отчет по объекту: «Составление легенды Полярно-Уральской серии листов Госгеолкарты-200». Воркута, 1998.
512. *Шишкин М. А., Лапшин Н. В.* 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 гг. Воркута, 1990.
513. *Шишкин М. А., Оберман Н. Г., Олиферук А. Ф.* и др. Предварительная разведка центральной части Парнокского месторождения железомарганцевых руд. Воркута, 1995¹.
514. *Шишкин М. А., Олиферук А. Ф., Шлома М. П.* и др. Поисковые и поисково-оценочные работы на марганец на Пачвожской перспективной площади. Отчет Пачвожской ГСП за 1988—1995 г. г. Воркута, 1995².
515. *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, 2002.
516. *Шишкин М. А.* Геология зоны сочленения Елецких и Лемвинских фаций на западном склоне Полярного Урала. Дис. на соиск. уч. степ. к. геол.-минер. наук. Сыктывкар. Фонды ИГ КНЦ УрО РАН. 2003.
517. *Шишкин М. А., Малых О. Н., Попов П. Е.* и др. Геологическое доизучение масштаба 1 : 200 000 листов Q-41-V, VI, IX (Воркутинский район). Отчет Воркутинской ГСП за 2000—2004 гг. Сыктывкар, 2005.
518. *Шульга А. Ф., Аронов А. И.* и др. Геологическое строение территории листов Q-41-12-Г, Q-41-24-Б, Q-41-24-Г(а, б). Воркута, 1965.
519. *Шуреков А. А., Князев С. А.* и др. Отчет о поисках угля в районе р. Сарьюга (юго-западная часть Печорского бассейна) по работам Неченской геолого-поисковой партии за 1964 г. Воркута, 1965.
520. *Эйноор О. Л.* Геологические исследования в северной части гряды Чернышева (р. Лек-Роговая—р. Адызва). 1943.
521. *Юдина А. Б.* Биостратиграфия и конодонты верхнего девона гряды Чернышева и Приполярного Урала. Дис. на соиск. уч. степ. канд. геол.-минер. наук. Сыктывкар, Фонды ИГ КНЦ УрО РАН. 1999.
522. *Ярославцев Г. М.* Отчет о литологических работах на 49-м и 50-м обнажениях по р. Воркута, 1943.
-

Список месторождений, проявлений (П), пунктов минерализации (ПМ), шлиховых потоков (ШП), шлиховых ореолов (ПО), вторичных (ВГХО) и первичных (ПГХО) геохимических ореолов полезных ископаемых, геофизических аномалий и структур по сейсмическим данным (СС), перспективных на углеводородное сырье, показанных на карте полезных ископаемых, прогнозно-минерагенической карте и карте прогноза на нефть и газ Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Промышленная освоенность*	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
Горючие ископаемые				
Нефть и газ				
I-1-1	Нефть	МС/Э	Нядейюское	[334]
I-1-3	Нефть	СС (МК)	Восточно-Морейюская	Материалы ГУП РК «ТП НИЦ»
I-1-4	Нефть	МС/Э	Хасырейское	[334]
I-1-5	Нефть	ММ/Н	Осовейское	[334]
I-1-7	Нефть	ММ/Э	Черпаюское	[334]
I-1-9	Нефть	МС/Н	Хосолтинское	[334]
I-2-1	Нефть	СС (ММ)	Вашуткинская	Материалы ГУП РК «ТП НИЦ»
I-2-2	Нефть	СС (ММ)	Западно-Вашуткинская	Материалы ГУП РК «ТП НИЦ»
I-2-4	Нефть	СС (МК)	Панэчатинская	Материалы ГУП РК «ТП НИЦ»
I-2-5	Нефть	СС (ММ)	Нядейтинская	Материалы ГУП РК «ТП НИЦ»
I-2-6	Нефть	ММ/Н	Южно-Степковожское	[334]
I-2-7	Нефть	СС (ММ)	Кушвожская	Материалы ГУП РК «ТП НИЦ»
I-2-8	Нефть	СС (ММ)	Кыктысская	Материалы ГУП РК «ТП НИЦ»
I-2-9	Нефть	СС (ММ)	Западно-Кушвожская	Материалы ГУП РК «ТП НИЦ»
I-3-4	Нефть	СС (ММ)	Западно-Падимейская	Материалы ГУП РК «ТП НИЦ»
I-3-6	Нефть	ММ/Н	Падимейское	[334]
I-3-8	Нефть	СС (ММ)	Южно-Роговская	Материалы ГУП РК «ТП НИЦ»
I-5-7	Нефть	СС (МС)	Нижнесырьягинская	[350]
I-6-25	Нефть	СС (ММ)	Верхнесырьягинская-II	[350]

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Промышленная освоенность*	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
II-1-2	Нефть	ММ/Н	Подверьюское	Материалы ГУП РК «ТП НИЦ»
II-1-4	Нефть	СС (МК)	Южно-Адзвинская	Материалы ГУП РК «ТП НИЦ»
II-1-5	Нефть	СС (ММ)	Северо-Попадьовожская	Материалы ГУП РК «ТП НИЦ»
II-1-11	Нефть	СС (ММ)	Южно-Попадьовожская	Материалы ГУП РК «ТП НИЦ»
II-1-14	Нефть	СС (МС)	Нижнеадзвинская	[328]
II-1-15	Нефть	СС (МС)	Воргамусюрская	[328]
II-2-2	Нефть	СС (ММ)	Нерцетинская-II	Материалы ГУП РК «ТП НИЦ»
II-4-1	Нефть	СС (ММ)	Южно-Ярвожская-II	[328]
I-2-15	Газ горючий	СС (ММ)	Западно-Роговская	Материалы ГУП РК «ТП НИЦ»
I-3-7	Газ горючий	СС (ММ)	Восточно-Роговская	Материалы ГУП РК «ТП НИЦ»
I-4-1	Газ горючий	СС (ММ)	Луньвожская-II	[350]
II-3-3	Газ горючий	СС (ММ)	Воравожская	[328]
III-1-1	Газ горючий	ММ/ЗАБ	Кочмесское	[334]
III-1-2	Газ горючий	ММ/Н	Романьельское	[334]
III-1-5	Газ горючий	СС (ММ)	Верхнеанкудинская	[328]
III-1-7	Газ горючий	СС (ММ)	Анкудинская	[328]
III-2-5	Газ горючий	СС (ММ)	Среднепагинская	[350]
III-2-6	Газ горючий	СС (ММ)	Тарьяхинская	[350]
III-2-7	Газ горючий	СС (ММ)	Праволемвинская	[350]
III-2-8	Газ горючий	СС (ММ)	Северо-Лесная	[350]
III-2-9	Газ горючий	СС (ММ)	Верхнелемвинская-I	[350]
III-2-10	Газ горючий	СС (ММ)	Верхнелемвинская	[350]
III-2-12	Газ горючий	СС (ММ)	Южно-Пагинская	[350]
III-2-13	Газ горючий	СС (ММ)	Среднехарутинская	[350]
III-2-30	Газ горючий	СС (ММ)	Лемвинская	[350]
III-3-1	Газ горючий	СС (ММ)	Амшорская	[350]
III-3-5	Газ горючий	СС (ММ)	Юсьнырская	[350]
III-3-6	Газ горючий	СС (ММ)	Северо-Пагинская	[328]
III-3-7	Газ горючий	СС (ММ)	Инюрская	[350]
III-3-9	Газ горючий	СС (ММ)	Додьяшорская-II	[350]
III-3-10	Газ горючий	СС (ММ)	Додьяшорская-I	[350]
III-3-13	Газ горючий	СС (ММ)	Тарвожская	[350]
IV-1-2	Газ горючий	СС (ММ)	Нижнеанкудинская	[350]
IV-1-3	Газ горючий	СС (ММ)	Пармаюская	[328]
IV-2-2	Газ горючий	СС (ММ)	Южно-Тарьяхинская	[350]
IV-2-5	Газ горючий	СС (ММ)	Левогрубеинская	[328]

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Промышленная освоенность*	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
IV-2-59	Газ горючий	Ан. Дг СС(ММ)	Грубеинская	[514]
VI-6-1	Газ горючий	ММ	Северо-Алясовское	[136]
VI-6-2	Газ горючий	ММ	Похромское	[136]
VI-6-3	Газ горючий	ММ	Южно-Алясовское	[136]
VI-6-4	Газ горючий	П	ПОХРОМСКОЕ	[136]
VI-6-8	Газ горючий	П	ДЕМИНСКОЕ	[136]
VI-6-10	Газ горючий	ММ	Деминское	[136]
I-2-13	Конденсат, газ	СС (ММ)	Северо-Роговская	Материалы ГУП РК «ТП НИЦ»
I-3-1	Конденсат, газ	СС (ММ)	Сизимшорская	Материалы ГУП РК «ТП НИЦ»
I-3-2	Конденсат, газ	СС (ММ)	Южно-Сизимшорская	Материалы ГУП РК «ТП НИЦ»
I-3-3	Конденсат, газ	СС (ММ)	Ховрашорская	Материалы ГУП РК «ТП НИЦ»
II-3-2	Конденсат, газ	СС (ММ)	Верхнеольховейская	[350]
Твердые горючие ископаемые				
Уголь каменный				
I-4-4	Уголь каменный	МК/Э	Воргашорское	[406]
I-4-6	Уголь каменный	МК/Э	Воркутское	[406]
I-5-2	Уголь каменный	МК/НО	Паэмбойское	[406]
I-5-3	Уголь каменный	МК/З	Хальмеръюское	[406]
I-5-4	Уголь каменный	МК/З	Верхнесырьягинское	[406]
I-5-11	Уголь каменный	МК/З	Нижнесырьягинское	[406]
I-5-20	Уголь каменный	ММ/Э	Юньягинское	[406]
II-1-13	Уголь каменный	МК/НО	Тальбейское	[295, 421]
II-2-3	Уголь каменный	П	Лек-Нерцета	[456]
II-2-4	Уголь каменный	П	Бол. Нерцета	[456]
II-2-5	Уголь каменный	П	Лятиель	[456]

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Промышленная освоенность*	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
II-2-6	Уголь каменный	П	Естрашор	[456]
II-2-8	Уголь каменный	П	Ручью	[456]
II-3-1	Уголь каменный	МК/Н	Сейдинское	[421]
II-4-2	Уголь каменный	МК/З	Усинское	[406]
II-4-4	Уголь каменный	ММ/НО	Елецкое	[421]
II-4-6	Уголь каменный	МС/НО	Усинско-Микитьюское (площадь)	[421]
III-1-3	Уголь каменный	МК/НО	Кочмесское	[421]
III-1-4	Уголь каменный	МК/Э	Интинское	[406]
III-2-1	Уголь каменный	П	Абезьское	[56]
III-2-4	Уголь каменный	МК/НО	Ошперская	[421]
Уголь бурый				
I-1-6	Уголь бурый	П	Нерчеюское	[56]
I-1-8	Уголь бурый	П	Ватьярское	[421]
I-2-10	Уголь бурый	П	Роговское (скв. ВК-8)	[56]
I-2-11	Уголь бурый	П	Юраюское (скв. ВК-9,6)	[56]
I-2-12	Уголь бурый	МК/З	Верхнероговское	[393]
I-2-3	Уголь бурый	П	Роговское (скв. ВК-13)	[56]
I-3-5	Уголь бурый	П	Падимейское (скв. ВК-21)	[56]
II-1-1	Уголь бурый	П	Хасастинское	[56]
II-1-10	Уголь бурый	МК/НО	Среднеадзвинское	[421]
II-1-3	Уголь бурый	П	Подверьюское	[56]
II-1-7	Уголь бурый	П	Хоседаюское	[56]
II-2-7	Уголь бурый	П	Бергаттымьельское	[56]
II-6-107	Уголь бурый	П	Собь, р.	[467]
VI-1-20	Уголь бурый	П	Сертыннинское	[341]
VI-1-23	Уголь бурый	МС	Люльинское	[341]
Сланец горючий				
II-1-18	Сланец горючий	П	Харуга, р.	[56]
Торф				
III-2-2	Торф	МК/Н	Абезь	[378]

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Промышленная освоенность*	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
VI-4-5	Торф	МК	Хант-Лонг-Соимское	[217]
VI-5-2	Торф	МС	Бобровское	[217]
VI-5-8	Торф	МК	Тутлеймское	[217]
VI-5-9	Торф	МК	Ванька-Еганское	[217]
VI-5-10	Торф	ММ	Щусь-Соимское	[217]
VI-6-7	Торф	МК	Инга-Соимское	[217]
Металлические ископаемые				
Черные металлы				
Железо				
I-5-1	Железо	П	Сидэпэ, руч.	[517]
I-5-5	Железо	П	Сырьягинское	[517]
I-5-18	Железо	П	Правый борт р. Воркута	[517]
II-6-29	Железо	П	Верхнеханмейское	[467]
II-6-30	Железо	П	Правоханмейское	[467]
IV-1-6	Железо	П	Зеленое	[514]
IV-3-31	Железо	Маг. ан.	Колокольня, р.	[56]
IV-3-33	Железо	Маг. ан.	Грубе-Ю, р.	[56]
IV-3-35	Железо	Маг. ан.	Хайма, р.	[56]
IV-3-37	Железо	Маг. ан.	Сред. Деляю, р.	[56]
IV-3-39	Железо	Маг. ан.	Сред. Деляю и Тыкотлова, реки	[56]
IV-4-6	Железо	Маг. ан.	Погрым-Шор, руч.	[56]
IV-4-7	Железо	Маг. ан.	Лаптапайская	[56]
IV-4-10	Железо	Маг. ан.	Ламбеюган, р.	[56]
IV-2-33	Железо, марганец	П	Верхнеюнковожское	[514]
IV-2-32	Железо, марганец	МА	Южная	[514]
IV-2-35	Железо, марганец	П	Диоритовое	[514]
IV-2-36	Железо, марганец	П	Верхнепачвожское	[514]
IV-2-39	Железо, марганец	МА	Кузышор, руч.	[514]
II-5-65	Железо, титан	П	Дзелятьшорское	[249]
II-6-90	Железо, титан	П	Черная, гора	[467]
II-6-91	Железо, титан	П	Магнетитовое	[467]
II-6-92	Железо, титан	П	Кэр-Доманшор	[467]
III-4-18	Железо, титан	П	Нижнелагортинское	[404]
III-4-25	Железо, титан	ПМ	Морковкинское-2	[404]

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Промышленная освоенность*	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
III-5-25	Железо, титан	ПМ	Баня	[404]
III-5-13	Железо, титан, ванадий	ПМ + МА	Аномальное-1	[404]
III-5-17	Железо, титан, ванадий	П	Рудная горка-2	[404]
III-5-18	Железо, титан, ванадий	ПМ + МА	Аномальное-2	[404]
III-5-19	Железо, титан, ванадий	ПМ + МА	Аномальное-3	[404]
III-5-21	Железо, титан, ванадий	ПМ	1-619	[404]
III-5-22	Железо, титан, ванадий	ПМ	1-561	[404]
III-4-35	Железо, титан, медь	ПМ	Правококпельское (I)	[322]
III-4-36	Железо, титан, медь	ПМ	Кокпела-Игядейское	[322]
IV-3-12	Железо, титан, медь	ПМ	Южно-Чигим-Харутское (№ 414)	[322]
IV-3-26	Железо, титан, медь	ПМ	Пожемаю	[331]
IV-3-28	Железо, титан, медь	ПМ	Верхнеколокольнинское	[331]
IV-3-36	Железо, титан, медь	ПМ	Верхнеделяюское	[331]
II-6-105	Железо, медь	П	Устьконгорское	[467]
III-4-23	Железо, медь	П	Магнетитовое	[404]
III-5-27	Железо, медь, золото	П	Третья Рудная Горка	[404]
III-6-1	Железо, медь, золото	П	Первая Рудная Горка	[56]
Марганец				
II-5-27	Марганец	ПМ	Левый борт р. Харота	[249]
II-5-29	Марганец	ПМ	Правый борт руч. Ворга-шор	[249]
II-5-39	Марганец	ПМ	Правый борт руч. Лек-Шор	[249]
II-5-43	Марганец	ПМ	Нангытьюганское	[249]
II-6-38	Марганец	П	Войшор, руч.	[467]
IV-1-8	Марганец	ПМ	Олыся	[514]
IV-2-26	Марганец	ПМ	Заповедное	[514]
V-1-42	Марганец	ПМ	Водораздел руч. Южный и р. Кузьпуаю	[370]

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Промышленная освоенность*	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
V-2-12	Марганец	ПМ	Левый борт руч. Старик-Шор	[373]
IV-2-24	Марганец, железо, германий	МС/Э	Парнокское	[514]
Х р о м				
II-5-44	Хром	П	Харотское-1	[249]
II-5-45	Хром	П	Харотское-2	[249]
II-5-46	Хром	П	Харотское-3	[249]
II-5-47	Хром	П	1840	[249]
II-5-48	Хром	П	Харотское-4	[249]
II-5-53	Хром	П	Вороновское	[249]
II-5-56	Хром	П	Косшорское	[249]
II-5-59	Хром	П	Аркашорское	[249]
II-5-61	Хром	П	Лекхойлинское Западное	[249]
II-5-62	Хром	П	Лекхойлинское	[249]
II-5-63	Хром	П	3079А	[249]
II-6-41	Хром	П	Ближнее	[467]
II-6-47	Хром	П	Хребетшорское	[467]
II-6-48	Хром	П	№ 2038	[467]
II-6-57	Хром	П	Верхнесобское II	[467]
II-6-61	Хром	П	Верхнесобское I	[467]
II-6-65	Хром	П	Леквожское (I—V)	[467]
II-6-67	Хром	П	Верхнемакаррузское	[467]
II-6-68	Хром	П	Каньонное	[467]
II-6-70	Хром	П	Верхнеенгайское	[467]
II-6-71	Хром	П	Восточное	[467]
II-6-73	Хром	П	Рыбий хвост	[467]
II-6-74	Хром	П	Енгайское IV	[467]
II-6-76	Хром	П	Хребтовое	[467]
II-6-77	Хром	П	Центральное II	[467]
II-6-78	Хром	П	Полойшорское II	[467]
II-6-79	Хром	П	№ 3	[467]
II-6-80	Хром	П	Енгайское III	[467]
II-6-84	Хром	П	Енгайское	[467]
II-6-86	Хром	МК/Э	Центральное	[467]
II-6-87	Хром	П	Енгайское III	[467]
II-6-89	Хром	МС	Западное	[467]
II-6-93	Хром	ММ/Н	Западное II	[467]
II-6-96	Хром	П	Юго-Западное IV	[467]
II-6-99	Хром	П	Юго-Западное III	[467]
II-6-100	Хром	П	Юго-Западное II	[467]

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Промышленная освоенность*	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
II-6-101	Хром	П	Юго-Западное I	[467]
III-4-1	Хром	П	Юньягинское (Левуюнь-ягинское)	[421]
III-4-3	Хром	РП	Левокечпельское-I	[447]
III-4-4	Хром	П	Левокечпельское (Левокечпельские II, III)	[447]
III-4-5	Хром	П	Кечпельское-II	[421]
III-4-6	Хром	П	Кечпельское-I	[421]
III-4-7	Хром	П	Хойлинское	[421]
III-4-8	Хром	РП	Южное	[421]
III-4-9	Хром	П	48	[447]
III-4-10	Хром	П	Труба-Ю	[447]
III-4-11	Хром	П	4099	[447]
III-4-12	Хром	П	Лагортинское	[447]
III-4-13	Хром	П	Верхнелагортинское	[447]
III-4-15	Хром		615 (615, 121)	[447, 404]
III-4-16	Хром	П	Большелагортинское (I, II)	[447]
III-4-17	Хром	П	Софроновское-III	[447]
III-4-19	Хром	П	Кэршорское	[447]
III-4-20	Хром	П	Малолагортинское	[447]
III-4-21	Хром	П	Софроновское (I)	[447, 404]
III-4-27	Хром	П	Лабогейское-1, 2	[404]
III-4-29	Хром	П	Лабогейское-4, 5, 6, 7	[404]
III-4-30	Хром	П	183	[404]
III-4-32	Хром	П	Верхнепогурейское (78, 79, 80)	[404, 484]
III-4-33	Хром	П	Среднепогурейское	[404]
III-4-34	Хром	П	Южно-Погурейское	[404]
III-4-37	Хром	П	Кокпела, гора (680)	[404]
III-4-38	Хром	П	2481	[404]
III-5-3	Хром	П	55	[447, 404]
III-5-4	Хром	П	Бурхойлинское	[447, 404]
III-5-5	Хром	П	Левопайерское	[447, 404]
III-5-6	Хром	П	3306	[447, 404]
III-5-7	Хром	П	Водораздельное (1387?)	[421]
III-5-9	Хром	П	Пайты	[447, 404]
III-5-10	Хром	П	Пайтывиское-I	[447, 404]
III-5-11	Хром	П	Пайтывиское-II	[447, 404]
III-5-12	Хром	П	Пайтывиское-IV	[447, 404]
III-5-14	Хром	П	Пайтывиское-III	[447, 404]
III-5-15	Хром	П	Морковкинское	[447, 404]

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Промышленная освоенность*	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
III-5-16	Хром	П	287	[447, 404]
IV-3-5	Хром	П	Новолаптапайское (№ 93)	[484]
IV-3-9	Хром	П	Центральнолаптапайское (№ 100—102)	[484]
IV-3-11	Хром	П	Западнолаптапайское (№ 104, 105, 107)	[484]
IV-3-17	Хром	П	Левый борт р. Чигим-Харута (№ 111)	[484]
IV-3-21	Хром	П	Левый борт р. Чигим-Харута (№ 113)	[484]
IV-3-29	Хром	П	Водораздел рек Колокольня и Мокрая Сыня (№ 114)	[484]
IV-3-30	Хром	П	Чигим-Харута Южная	[484]
IV-4-1	Хром	П	Левый борт р. Игядей-Юган (№ 85, 86)	[484]
IV-4-2	Хром	П	Левый борт р. Игядей-Юган (№ 87, 88)	[484]
IV-4-3	Хром	П	Правый борт р. Игядей-Юган (№ 89)	[484]
IV-4-4	Хром	П	Водораздел рек Нелка-Юган и Игядей-Юган (№ 95)	[484]
IV-4-5	Хром	П	Водораздел рек Нелка-Юган и Лаптапай (№ 94)	[484]
IV-4-8	Хром	П	Левый борт р. Нелка-Юган (№ 98)	[484]
V-2-39	Хром	П	Кедровое-I	[373]
V-2-40	Хром	П	Синтовож	[373]
IV-2-3	Ванадий	П	Харутское	[514]
Цветные металлы				
М е д ь				
I-6-5	Медь	П	Борзовское	[517]
I-6-9	Медь	ПМ	Малокарское (высота «703,0»)	[517]
I-6-20	Медь	П	Бадьяшорское	[401, 462]
II-5-34	Медь	ПМ	Правый борт р. Харота (скв. КЧ-1,2,3)	[517]
II-5-41	Медь	ПМ	г. Степрузь	[517]
II-5-52	Медь	П	Водораздельное (Бурхойлинское)	[517]
II-6-44	Медь	П	Каньонное	[467]

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Промышленная освоенность*	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
II-6-46	Медь	П	Левобережное	[467]
II-6-52	Медь	П	Правобережное	[467]
II-6-63	Медь	П	Восточнонырдвомен- шорское	[467]
III-3-11	Медь	П	Верхнекокпельское	[311, 462]
III-3-12	Медь	П	Тумболовавжское	[311, 462]
III-4-28	Медь	П	Погурейсоимское	[310, 462]
IV-1-25	Медь	П	Рощавожское-1 (к-91)	[497]
IV-1-27	Медь	П	Рощавожское-2 (к-88)	[497]
IV-1-28	Медь	П	Рощавожское-3 (к-86)	[497]
IV-3-1	Медь	П	Перспективное	[482, 385]
IV-3-18	Медь	П	Скалистое	[312]
IV-3-3	Медь	П	Чигим-Харута-IV	[385]
IV-3-6	Медь	П	Чигим-Харута	[385]
IV-3-7	Медь	П	Чигим-Харута-II	[385]
IV-3-8	Медь	П	Чигим-Харута-VI	[385]
V-1-7	Медь	ПМ	Правый борт р. Лимбе- кою	[370]
V-2-10	Медь	П	Участок Встречный (Правый борт р. Бол. Тынагота)	[373]
V-2-34	Медь	ПМ	Бол. Хосая, р.	[373]
V-2-36	Медь	П	Северный	[373]
VI-1-12	Медь	ПМ	Тарынья, руч.	[231]
VI-1-24	Медь	ПМ	Бол. Люлья, р.	[231]
III-4-22	Медь, золото	П	Изшорское	[404]
III-4-26	Медь, золото	П	Манюкую	[404]
VI-1-13	Медь, золото	П	Дорожное	Работы ГК-1000/3
VI-1-18	Медь, золото	П	Сертыннинское	[398]
VI-1-21	Медь, золото	П	Без названия	[398]
III-5-26	Медь, молиб- ден	П	Осеннее (Элькошорское-I)	[404]
III-5-28	Медь, молиб- ден	П	Мокрый Лог (Элькошор- ское-II)	[404]
II-5-64	Медь, палла- дий, золото	П	Озерное	[249]
III-5-20	Медь, платина	П	Пятиреченское	[404]
I-6-10	Медь, серебро	П	Саурипейское	[340]
I-6-11	Медь, серебро	П	Проточное	[340]
I-6-13	Медь, серебро	П	Малоусинское	[340]
I-6-17	Медь, серебро	ПМ	Малобадьяшорское	[340]
II-6-35	Медь, серебро	ММ/НО	Падьягинское	[467]
III-3-14	Медь, серебро	П	Молюдовожское	[306, 462]

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Промышленная освоенность*	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
IV-2-9	Медь, серебро	П	Бадьявовское	[514]
IV-2-43	Медь, серебро	П	Волчий ручей	[514]
IV-2-47	Медь, серебро	ПМ	Верховье р. Бол. Лемва	[514]
V-1-19	Медь, серебро	П	Серебряное	[370]
I-6-4	Медь, цинк	П	Западно-Борзовское	[250]
II-5-54	Медь, цинк	П	Тышорское	[408]
II-6-60	Медь, цинк	ММ	Верхнеелецкое	[488, 462]
V-2-8	Медь, цинк	П	Медвежье	[370]
V-2-13	Медь, цинк	П	Перевальный	[373]
Свинец, цинк				
I-6-8	Свинец	ПМ	Высота «816,0»	[250]
I-6-12	Свинец	ПМ	Ветвистый, руч.	[250]
I-6-14	Свинец	П	Изяшорское	[250]
I-6-15	Свинец	П	Изяхойское	[250]
I-6-18	Свинец	П	Спокойное	[250]
V-2-4	Свинец	ПМ	Кожым, р.	[370]
V-2-18	Свинец	П	Тэлашор	[373]
II-5-31	Свинец, цинк	ПМ	Левый борт р. Елец	[249]
II-6-6	Свинец, цинк	П	Придорожное	[467]
IV-2-15	Свинец, цинк	ПМ	Покойник-Шор, руч.	[514]
IV-2-20	Свинец, цинк	П	Свинцовое	[514]
IV-2-23	Свинец, цинк	П	Радуга	[514]
IV-2-28	Свинец, цинк	ПМ	Скважина ПВ-17	[514]
IV-2-31	Свинец, цинк	П	Парнокский-III	[514]
IV-2-34	Свинец, цинк	П	«Парнокский-I»	[514]
IV-2-38	Свинец, цинк	ВГХО	Кузьшорский	[514]
IV-2-41	Свинец, цинк	П	Кузьшорское	[514]
IV-2-49	Свинец, цинк	ПМ	Амбарвожское	[514]
VI-1-8	Свинец, цинк, золото	П	Яроташорское	[36]
V-1-37	Свинец, цинк, золото	П	Лебедино	[370]
V-1-45	Свинец, цинк, золото	П	Караванный-II	[370]
V-1-53	Свинец, цинк, золото	ПМ	Епкошор	[370]
V-1-65	Свинец, цинк, золото	П	Хасаварка	[370]
V-2-7	Цинк	П	Нева	[370]
IV-1-35	Цинк, свинец	ПМ	Грубепендишорское	[514]
IV-1-36	Цинк, свинец	П	Аномальное	[514]

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Промышленная освоенность*	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
V-1-2	Цинк, свинец	П	Правобережное	[370]
V-1-3	Цинк, свинец	П	Кожимское	[370]
V-1-6	Цинк, свинец	П	Пелингичейское (Балбанью)	[370]
V-1-109	Цинк, свинец, медь	П	Междуреченское	[370]
V-2-2	Цинк, свинец	ПМ	Мал. Бадьяю, р.	[370]
Н и к е л ь , к о б а л ь т				
I-5-25	Никель	ПМ	Янаскеулектальба, руч.	[517]
I-6-19	Никель	ПМ	скв. ЕП-7	[517]
II-5-55	Никель	ПМ	Тышор, руч.	[517]
V-2-38	Никель, кобальт	П	Синот-Вож, руч.	[471]
V-2-41	Никель, кобальт	П	Кедровый-II	[373]
IV-3-38	Никель, медь, (мышьяк, золото, серебро)	ПМ	Среднеделяюское (323)	[331]
IV-1-13	Кобальт	ПМ	Междуречье ручьев Мадьяхавож и Воргавож	[514]
IV-1-14	Кобальт, никель	П	Яреней	[514]
М о л и б д е н				
II-6-28	Молибден	П	Ханмейское	[467]
II-6-56	Молибден	ПМ	Яркеу	[467]
III-5-24	Молибден	П	Бол. Лагорта	[387]
V-1-24	Молибден	П	Молибденовое	[370]
V-1-82	Молибден	ПМ	Левый борт р. Хобею	[370]
V-1-90	Молибден	ПМ	Левый борт р. Народа	[370]
V-1-96	Молибден	ПМ	Народа, р., уч. Лавкашорский	[370]
V-1-105	Молибден	П	Балашовское	[370]
V-2-35	Молибден	ПМ	Правый Борт руч. Ошка-Шор	[373]
III-4-24	Молибден, медь	П	Янаслорское	[404]
IV-3-32	Молибден, медь	ПМ	Среднемокросынинское (обн. 401)	[331]
В о л ь ф р а м				
I-6-21	Вольфрам	ВГХО	Пайпудына, гора	[517]
IV-2-50	Вольфрам	ШП	Петравож, руч.; Тыкотава, р.	[514]

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Промышленная освоенность*	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
V-1-76	Вольфрам	ШО	Водораздел руч. Кожим-вож и р. Народа	[370]
V-1-78	Вольфрам	ПМ	Правый борт р. Кожым	[370]
V-2-5	Вольфрам	ШО	Водораздел р. Балбанью и руч. Амбар-Шор	[370]
V-2-6	Вольфрам	ШП	Воргашор, руч.	[370]
V-2-9	Вольфрам	ШП	Выхолью, р.	[370]
О л о в о				
II-6-21	Олово	ПМ	Обрывистый, руч.	[467]
А л ю м и н и й				
II-5-18	Алюминий	ПМ	Лек-Елец, р.	[249]
II-5-23	Алюминий	ПМ	Велешор, руч. (скв. Б-15)	[249]
V-1-16	Алюминий	ПМ	Алькесвож, руч.	[370]
VI-1-17	Алюминий	П	М-5	[231]
VI-1-22	Алюминий	П	Люльинское	[56]
VI-1-27	Алюминий	П	Малолюльинское	[56]
Р т у т ь				
I-6-1	Ртуть	ШП	Бол. Кара, р.	[250]
С у р ь м а				
II-6-25	Сурьма	П	Верхне-Ханмейское	[467]
II-6-32	Сурьма	П	Кемьрезьбрузь, р.	[467]
Редкие металлы, рассеянные и редкоземельные элементы				
II-6-33	Тантал, ниобий	ПМ	Бол. Ханмей, р.	[467]
II-6-55	Тантал, ниобий	ПМ	Левобережье р. Бол. Ханмей	[467]
III-3-8	Редкие земли	П	Нижнекокпельское	[310]
V-1-25	Редкие земли	П	Ураганный	[370]
V-1-31	Редкие земли	П	Сводовый	[370]
Благородные металлы				
З о л о т о				
I-5-26	Золото	ШП	Тальбейяхакоче, руч.	[250]
I-5-27	Золото	ШП	Хобыктайюган	[250]
I-5-28	Золото	ШП	Манюкуяха, руч.	[250]
I-5-30	Золото	ШП	Камышор, руч.	[250]

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Промышленная освоенность*	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
I-6-2	Золото	ПМ	Северный Склон горы Борзова	[250]
I-6-3	Золото	П	Западно-Борзовское	[250]
I-6-6	Золото	ПМ	Правый борт р. Мал. Кара	[250]
I-6-7	Золото	ПМ	Левый борт р. Мал. Кара	[250]
I-6-16	Золото	ПМ	Перевальное	[250]
I-6-23	Золото	ШП	Естовис, Нияю, реки	[250]
I-6-26	Золото	РП	Пайпудына	[387]
II-5-2	Золото	ШП	Прав. Шервож, руч.	[249]
II-5-3	Золото	РП	Шервожское	[249]
II-5-4	Золото	ШП	Лев. Шервож, руч.	[249]
II-5-5	Золото	ПМ	Лев. Шервож, руч.	[249]
II-5-6	Золото	РП	Енганэяхское (в скв.)	[249]
II-5-7	Золото	ПМ	Нияю, р.	[249]
II-5-8	Золото	РП	Верхненияюское	[249]
II-5-9	Золото	ПМ	Нияю, р. (скв. 146)	[249]
II-5-11	Золото	РП	Прав. Изъявож, руч.	[249]
II-5-12	Золото	РП	Изъявожское	[249]
II-6-1	Золото	РМ/З	Естошор	[500]
II-6-9	Золото	П	Нияхойское-I	[467]
II-6-11	Золото	П	Софроновское	[467]
II-6-12	Золото	П	Нияхойское-II	[467]
II-6-15	Золото	РМ/З	Развильный, руч.	[467]
II-6-17	Золото	ПМ	Ниявожское (Ягодное)	[500]
II-6-19	Золото	П	Верхненияюское-I	[467]
II-6-22	Золото	ММ/З	Верхненияюское-II	[467]
II-6-23	Золото	ПМ	Верхнелекелецкое	[336]
II-6-27	Золото	П	Олень	[467]
II-6-108	Золото	РП	Бол. Ханмей	[387]
III-4-31	Золото	ПМ	Нижнелабогейское-I, II	[404]
III-4-39	Золото	РП	Лагорта	[446]
III-4-40	Золото	РП	Войкар	[446]
III-5-8	Золото	РП	Мал. Хараматолоу	[446]
III-5-23	Золото	РП	Лагорта, верховья	[446]
III-5-29	Золото	РП	Лагорта (низ)	[446]
IV-1-4	Золото	РП	Чернореченское	[514]
IV-1-5	Золото	ШП	Бол. Инта, р.	[514]
IV-1-7	Золото	РП	Бетью (Устьбетьюское)	[514]
IV-1-9	Золото	РП	Кожимская	[514]
IV-1-10	Золото	РП	Гурий	[514]
IV-1-11	Золото	ШП	Бол. Надота, р.	[514]

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Промышленная освоённость*	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
IV-1-15	Золото	РС/З	Железнодорожный	[514]
IV-1-16	Золото	РМ/З	Бол. Таврота	[514]
IV-1-17	Золото	РП	Ярнейшорская	[514]
IV-1-18	Золото	РС/З	Льесшор	[514]
IV-1-19	Золото	РК/З	Таврота	[514, 274]
IV-1-20	Золото	РМ/З	Лимпеги	[514, 298]
IV-1-21	Золото	РМ/З	Зимник	[514, 276]
IV-1-22	Золото	РМ/В	Орлиный 1,2	[514, 276]
IV-1-23	Золото	РМ/З	Орлиный	[514, 276]
IV-1-24	Золото	РК/З	Водораздельная	[514, 302]
IV-1-26	Золото	РС/З	Лимбек (Лимбек-III, Лимбекою)	[514]
IV-1-29	Золото	РП	Сред. Лимбек	[514]
IV-1-30	Золото	РС/В	Центральный	[514, 275]
IV-1-31	Золото	РК/З	Балбанью	[514, 273]
IV-1-32	Золото	РМ/З	Плес	[514, 297]
IV-1-34	Золото	РС/З	Хрустальный	[514, 299]
IV-2-4	Золото	ШП	Воравож, р.	[514]
IV-2-6	Золото	ШП	Грубею, р.	[514]
IV-2-7	Золото	ШП	Прав. Грубею, р.	[514]
IV-2-8	Золото	ШП	Лев. Грубею, р.	[514]
IV-2-10	Золото	ШП	Правогрубеинский	[418]
IV-2-12	Золото	ШП	Покойникшорский	[514]
IV-2-14	Золото	ШП	Хайма, р.	[514]
IV-2-16	Золото	РП	Хайминское	[514]
IV-2-17	Золото	РП	Пальникшорское	[514]
IV-2-19	Золото	РП	Большенадотинское	[514]
IV-2-22	Золото	ПМ	Вершинный	[514]
IV-2-42	Золото	РП	Пернашорское	[514]
IV-2-46	Золото	ПМ	Верховье р. Бол. Лемва	[514]
IV-2-48	Золото	РП	Лемвинское	[514]
IV-2-51	Золото	П	Лемвинское	[514]
IV-2-54	Золото	П	Водораздельный	[514]
IV-2-55	Золото	П	Подснежный	[514]
IV-2-57	Золото	РМ/З	Бадья-Шор	[514, 410]
IV-3-2	Золото	ШП	Нянь-Ворга-Вож, р.	[312]
IV-3-4	Золото	ШП	Колокольня, р.	[312]
IV-3-10	Золото	ПМ	Верхнехарутское	[420]
IV-3-13	Золото	П	Горняцкое	[421]
IV-3-19	Золото	ШП	Правый приток р. Мокрая Сыня—р. Мокрая Сыня	[420]

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Промышленная освоенность*	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
IV-3-25	Золото	ШП	Пожема-Вис, руч.— Колокольня, р.	[420]
IV-4-9	Золото	РП	Лаптопайское	[446]
V-1-4	Золото	РС/З	Хрустальный-1	[370]
V-1-9	Золото	РМ/З	Мал. Каталамбию	[370]
V-1-10	Золото	РС/З	Верх. Балбанью	[370]
V-1-11	Золото	ММ	Каталамбинское	[370]
V-1-12	Золото	РМ/З	уч. Каталамбинский	[370]
V-1-13	Золото	РМ/З	Алькес-Вож (р. л. 8—32)	[370]
V-1-14	Золото	П	Амфитеатр	[370]
V-1-15	Золото	РМ/З	Пелингичей, верховье	[370]
V-1-17	Золото	РМ/З	Алькес-Вож (р. л. 32—40)	[370]
V-1-18	Золото	П	Самшитовое	[370]
V-1-20	Золото	МС	Чудное	[370]
V-1-21	Золото	П	Альбовское	[370]
V-1-23	Золото	П	Нестеровское	[370]
V-1-26	Золото	РС/З	Бол. Каталамбию	[370]
V-1-27	Золото	РМ/З	Гранатовый	[370]
V-1-29	Золото	РМ/З	Кьян-шор	[370]
V-1-36	Золото	РМ/З	Южный	[370]
V-1-41	Золото	РМ/З	Южный—Ветвистый	[370]
V-1-43	Золото	РМ/З	Кузьпуаю	[370]
V-1-48	Золото	ПМ	Бермудский	[370]
V-1-49	Золото	П	Караванный-1	[370]
V-1-50	Золото	РС/З	Сюрязьрузьвож	[370]
V-1-52	Золото	РС/З	Николай-Шор	[370]
V-1-56	Золото	РМ/З	Понью	[370]
V-1-57	Золото	П	Синильга	[370]
V-1-60	Золото	П	Пологое	[370]
V-1-61	Золото	П	Сюрасьрузьвож	[370]
V-1-62	Золото	РМ/З	Игшор	[370]
V-1-64	Золото	РМ/З	Хасаварка	[370]
V-1-67	Золото	РМ/В	Сергей-Шор	[370]
V-1-68	Золото	РМ/З	Лев. Игнатий-Шор	[370]
V-1-71	Золото	РМ/З	Игнатий-Шор	[370]
V-1-74	Золото	РМ/З	Кожим-Вож	[370]
V-1-87	Золото	РМ/З	Листапендишор	[370]
V-1-94	Золото	РМ/З	Воргашор	[370]
V-1-95	Золото	РМ/З	Кедровое	[370]
V-1-101	Золото	ШП	Мань-Хобею, верх	[446]
V-1-102	Золото	ШП	Маньхобешор	[446]
V-1-103	Золото	ШП	Хобею, верх	[446]

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Промышленная освоенность*	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
V-1-106	Золото	П	Маньхобею	[370]
V-1-107	Золото	ШП	Маньхобею	[370]
V-1-110	Золото	ШП	Народа	[370]
V-1-111	Золото	РМ/Э	Хобею	[370]
V-1-112	Золото	ШП	Сараншор	[370]
V-1-113	Золото	ШП	Парнук	[370]
V-1-114	Золото	РМ/З	Рудашор	[370]
V-1-115	Золото	РМ/З	Омрасьшор	[370]
V-1-116	Золото	ШП	Панэчашор	[365]
V-1-117	Золото	ШП	Маньсараншор	[365]
V-1-118	Золото	ШП	Бол. Яптояха	[365]
V-1-119	Золото	ШП	Мал. Яптояха	[365]
V-1-120	Золото	ШП	Хальмерью, верховья	[365]
V-1-121	Золото	ШП	Пальникшор	[365]
V-1-122	Золото	ШП	Вангуляншор	[365]
V-2-3	Золото	П	Тыкотловское	[370]
V-2-14	Золото	П	Тынагота	[373]
V-2-15	Золото	П	Челкуншор	[373]
V-2-17	Золото	П	Воргавож	[373]
V-2-19	Золото	РМ/З	Мал. Тынагота	[373]
V-2-20	Золото	П	Тэлаиз	[373]
V-2-21	Золото	П	Качаиз	[373]
V-2-22	Золото	П	Кедровое (Бол. Пальникшор)	[373]
V-2-23	Золото	ММ/З	Сосновое	[373]
V-2-24	Золото	РМ/З	Среднехалмерьинская	[373]
V-2-25	Золото	РМ/В	Пальник-Шор	[373]
V-2-26	Золото	РМ	Безымянный-I	[373]
V-2-27	Золото	РМ	Безымянный-II	[373]
V-2-28	Золото	РМ/В	Ошка-Шор	[373]
V-2-29	Золото	П	Сосновое Южное	[373]
V-2-30	Золото	П	Пальник-Шор	[373]
V-2-31	Золото	П	Седловое	[373]
V-2-32	Золото	П	Правобережное	[373]
V-2-33	Золото	П	Тэрнесашор	[373]
V-2-42	Золото	ШП	Налимаю	[365]
V-2-43	Золото	ШП	Эрэпшор	[365]
V-2-44	Золото	ШП	Хальмерью, низовья	[365]
VI-1-1	Золото	РМ/Э	Няргаю	[365]
VI-1-3	Золото	ПМ	Кедрасью, р.	[231]
VI-1-4	Золото	ПМ	Ярота-шор	[231]
VI-1-6	Золото	РМ	Нестершор	[365]

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Промышленная освоенность*	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
VI-1-7	Золото	РС/В	Ярота-Шор	[503]
VI-1-10	Золото	РМ/Э	Золото-Шор	[503]
VI-1-11	Золото	РМ	Бол. Поля, р.	[231]
VI-1-14	Золото	ПМ	Бол. Поля, р.	[231]
VI-1-16	Золото	ПМ	Мал. Поля, р.	[231]
VI-1-31	Золото	ШП	Кедрасью, р.	[365]
VI-1-32	Золото	ШП	Лонгла, р.	[365]
VI-1-33	Золото	ШП	Манья (Манья-Чигим), р.	[365]
VI-1-34	Золото	ШП	Лонгла	[365]
VI-1-2	Золото, вольфрам	ШО	Манья, р.	[231]
VI-1-15	Золото, вольфрам	ШП	Щекурья, р.	[231]
II-5-10	Золото, киноварь	ШП	Изьявож, руч.	[517]
II-5-13	Золото, киноварь	ШП	Лев. Изьявож, руч.	[517]
V-2-37	Золото, медь	П	Кустозьиз	[373]
IV-2-52	Золото, свинец, цинк	ПМ	В левом борту р. Мал. Лемва	[514]
IV-3-14	Золото, свинец, цинк	П	Малыш	[312]
IV-3-15	Золото, медь, свинец	П	Дайковое	[312, 420]
IV-3-16	Золото, свинец, цинк	П	Двуглавое	[312, 420]
IV-3-20	Золото, свинец, цинк	П	Северное	[312, 420]
IV-3-24	Золото, свинец, цинк	П	Дальнее	[312, 420]
IV-3-27	Золото, свинец, цинк	П	Пайдывожское	[420]
V-2-16	Золото, свинец, цинк	ПМ	Яротаю	[420]
IV-3-22	Золото, серебро	П	Подкова	[420]
IV-3-23	Золото, серебро, медь, свинец, цинк	П	Пожемавиское	[312, 420]
Серебро				
VI-1-25	Серебро	ПМ	Мал. Турупья, р.	[365]
IV-2-21	Серебро, золото	ПГХО	Вершинный	[514]

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Промышленная освоенность*	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
VI-1-9	Серебро, золото	ММ	Косумнерское	[446]
IV-3-34	Серебро, золото(?)	ГХАП	Колокольнинское (ядро интегрального геохимического поля № V)	[473]
V-1-33	Серебро, уран	П	Ясное	[370]
П л а т и н а				
II-6-18	Платина	ПМ	Бол. Пайпудына, р.	[467]
II-6-103	Платина	ПМ	Степрузь, р.	[467]
II-6-106	Платина	ПМ	Хараматолоу, р.	[467]
V-1-77	Платина, золото	ШП	Ветвистый, руч.	[370]
Радиоактивные элементы				
У р а н				
II-6-4	Уран	П	Рассветное	[467]
II-6-7	Уран	П	Перевальное	[467]
II-6-20	Уран	П	Придорожное	[467]
II-6-24	Уран	П	Подснежное	[467]
II-6-31	Уран	П	Южное	[467]
IV-2-13	Уран	ПМ	Грубеинское	[514]
IV-2-18	Уран	П	Заячий	[514]
IV-2-29	Уран	П	Хайминское	[514]
IV-2-37	Уран	П	Кыношорское	[514]
IV-2-40	Уран	П	Парнокское	[514]
IV-2-44	Уран	П	Лемвинское	[514]
IV-2-45	Уран	П	Приозерное	[514]
IV-2-53	Уран	П	Малолемвинское	[514]
V-1-54	Уран	П	Народное	[370]
V-2-1	Уран	П	Малобадьинское	[370]
V-2-11	Уран	П	Тынаготское	[370]
Неметаллические ископаемые				
Оптические материалы				
Хрусталь для плавки и кварц пьезооптический				
II-5-16	Хрусталь для огранки и плавки	П	Участок Хрустальный	[332]
II-5-21	Хрусталь для плавки	ПМ	Участок Дальний	[384]

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Промышленная освоенность*	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
II-5-24	Кварц пьезо-оптический, хрусталь	ПМ	Отм. «554»	[249]
II-6-10	Кварц пьезо-оптический, хрусталь	ПМ	Манитанырдское	[360]
II-6-26	Кварц пьезо-оптический, хрусталь	ПМ	Уч. Базовый	[332]
II-5-20	Кварц пьезо-оптический, хрусталь для огранки и плавки	П	Уч. Центральный	[332]
IV-1-33	Кварц пьезо-оптический, хрусталь для огранки и плавки	П	Кожим	[514]
V-1-1	Кварц пьезо-оптический, хрусталь для огранки и плавки	П	Центральные (Верхние) Малды	[370]
V-1-100	Кварц пьезо-оптический, хрусталь для огранки и плавки	П	Хобеиз	[370]
V-1-104	Кварц пьезо-оптический, хрусталь для огранки и плавки	ММ/З	Нижнее Мань-Хобе-Ю	[370]
V-1-108	Кварц пьезо-оптический, хрусталь для огранки и плавки	П	Верхнее Кедрасью	[370]
V-1-22	Кварц пьезо-оптический, хрусталь для огранки и плавки	МК/З	Пелингичей 3	[370]

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Промышленная освоенность*	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
V-1-28	Кварц пьезо-оптический, хрусталь для огранки и плавки	П	Холодное	[370]
V-1-30	Кварц пьезо-оптический, хрусталь для огранки и плавки	МК/Э	Желанное	[370]
V-1-5	Кварц пьезо-оптический, хрусталь для огранки и плавки	П	Западные Малды	[370]
V-1-8	Кварц пьезо-оптический, хрусталь для огранки и плавки	П	Восточные (Нижние) Малды	[370]
V-1-32	Кварц пьезо-оптический, хрусталь для огранки и плавки	ММ/З	Северная Лапча	[370]
V-1-34	Кварц пьезо-оптический, хрусталь для огранки и плавки	П	Гнугое	[370]
V-1-35	Кварц пьезо-оптический, хрусталь для огранки и плавки	П	Челн-Из	[370]
V-1-38	Кварц пьезо-оптический, хрусталь для огранки и плавки	П	Центральная Лапча	[370]
V-1-39	Кварц пьезо-оптический, хрусталь для огранки и плавки	П	Восточный Падежа-Вож	[370]

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Промышленная освоенность*	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
V-1-40	Кварц пьезо-оптический, хрусталь для огранки и плавки	ММ/З	Сура-Из	[370]
V-1-44	Кварц пьезо-оптический, хрусталь для огранки и плавки	П	Южная Лапча	[370]
V-1-46	Кварц пьезо-оптический, хрусталь для огранки и плавки	П	Кузьпуаю	[370]
V-1-47	Кварц пьезо-оптический, хрусталь для огранки и плавки	ММ/З	Сурась-Рузь	[370]
V-1-51	Кварц пьезо-оптический, хрусталь для огранки и плавки	ММ/З	Николай-Шор	[370]
V-1-55	Кварц пьезо-оптический, хрусталь для огранки и плавки	П	Пон-Ю	[370]
V-1-58	Кварц пьезо-оптический, хрусталь для огранки и плавки	П	Западное	[370]
V-1-59	Кварц пьезо-оптический, хрусталь для огранки и плавки	П	Пон-Из	[370]
V-1-63	Кварц пьезо-оптический, хрусталь для огранки и плавки	П	Капин-Шор	[370]

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Промышленная освоенность*	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
V-1-69	Кварц пьезо-оптический, хрусталь для огранки и плавки	П	Кекурное	[370]
V-1-70	Кварц пьезо-оптический, хрусталь для огранки и плавки	ММ/З	Гранитное	[370]
V-1-72	Кварц пьезо-оптический, хрусталь для огранки и плавки	П	Водораздельное	[370]
V-1-73	Кварц пьезо-оптический, хрусталь для огранки и плавки	П	Амбар-Шор	[370]
V-1-75	Кварц пьезо-оптический, хрусталь для огранки и плавки	П	Амфиболитовое	[370]
V-1-79	Кварц пьезо-оптический, хрусталь для огранки и плавки	П	Подгорное	[370]
V-1-80	Кварц пьезо-оптический, хрусталь для огранки и плавки	П	Базовое	[370]
V-1-81	Кварц пьезо-оптический, хрусталь для огранки и плавки	П	Центральная Народа	[370]
V-1-83	Кварц пьезо-оптический, хрусталь для огранки и плавки	П	Южное Гранитное	[370]

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Промышленная освоенность*	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
V-1-84	Кварц пьезо-оптический, хрусталь для огранки и плавки	П	Высокое	[370]
V-1-85	Кварц пьезо-оптический, хрусталь для огранки и плавки	П	Ляпто-Яха I	[370]
V-1-86	Кварц пьезо-оптический, хрусталь для огранки и плавки	П	Мань-Саран-Шор	[370]
V-1-88	Кварц пьезо-оптический, хрусталь для огранки и плавки	П	Мраморное	[370]
V-1-89	Кварц пьезо-оптический, хрусталь для огранки и плавки	ММ/З	Пирамида	[370]
V-1-91	Кварц пьезо-оптический, хрусталь для огранки и плавки	П	Ляпто-Яха II	[370]
V-1-92	Кварц пьезо-оптический, хрусталь для огранки и плавки	П	Плато Хобе-Ю	[370]
V-1-93	Кварц пьезо-оптический, хрусталь для огранки и плавки	П	Псевдо Чендер	[370]
V-1-97	Кварц пьезо-оптический, хрусталь для огранки и плавки	ММ/З	Свободное	[370]

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Промышленная освоенность*	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
V-1-98	Кварц пьезооптический, хрусталь для огранки и плавки	П	Придорожное	[370]
V-1-99	Кварц пьезооптический, хрусталь для огранки и плавки	ММ/З	Весеннее	[370]
VI-1-5	Кварц пьезооптический, хрусталь для огранки и плавки	ММ/З	Яротское (Ярота)	[370]
Химическое сырье				
I-5-14	Флюорит	ПМ	Левый борт р. Воркута	[250]
I-5-17	Флюорит	ПМ	Правый борт р. Аячьяга	[250]
I-5-21	Флюорит	ПМ	Устье р. Мал. Уса	[250]
I-5-22	Флюорит	ПМ	Кечшор, руч.	[250]
I-5-29	Флюорит	ПМ	Денишпор, руч.	[250]
Барит				
II-4-7	Барит	МК/Э	Хойлинское	[415]
II-5-42	Барит	П	Вонкурьюганское	[517]
II-6-34	Барит	ММ	Собское	[467]
II-6-36	Барит	МС	Войшорское	[467]
II-6-37	Барит	МС	Поуркеу	[467]
III-3-4	Барит	МК	Пальникское	[56]
III-4-2	Барит	МК	Малохойлинское	[414]
III-4-14	Серный колчедан	ММ	Грубешорское	[374]
Боросиликаты				
II-5-15	Боросиликаты	ПМ	Левый приток р. Няю	[249]
II-5-17	Боросиликаты	ПМ	Правый борт р. Лек-Елец	[249]
II-5-22	Боросиликаты	ПМ	Правый борт р. Лек-Елец	[249]
II-5-37	Боросиликаты	ПМ	Еджидшор, руч.	[249]
Минеральные удобрения				
Фосфорит				
I-6-22	Фосфорит	П	Пограничное	[250]

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Промышленная освоенность*	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
II-5-28	Фосфорит	ПМ	Правый борт р. Харота	[249]
II-5-32	Фосфорит	ПМ	Правый борт р. Харота	[249]
II-5-33	Фосфорит	ПМ	Левый борт р. Яйю	[249]
II-5-35	Фосфорит	ПМ	Правый борт р. Харота	[249]
II-5-36	Фосфорит	П	Нежданное	[249]
II-5-38	Фосфорит	ВГХО	Еджидшор, руч.	[249]
II-5-40	Фосфорит	ПМ	Отметка «384»	[249]
II-6-2	Фосфорит	П	Естотинское	[368]
II-6-5	Фосфорит	П	Подкова, оз.	[467]
II-6-8	Фосфорит	П	Дьявольское	[467]
II-6-13	Фосфорит	МС/3	Софроновское	[467]
IV-2-11	Фосфорит	ПМ	Малонадотинское	[514]
IV-2-25	Фосфорит	П	Парнокское	[514]
IV-2-30	Фосфорит	П	Восточное	[514]
IV-2-56	Фосфорит	ПМ	л. 36	[510]
V-5-3	Фосфорит	ПМ	Матьюган	[278]
V-5-4	Фосфорит	ПМ	Матьюган	[278]
Керамическое и огнеупорное сырье				
I-6-24	Кварц-каолининовое керамическое сырье	П	Ния	[250]
II-6-83	Дуниты огнеупорные	МК/3	Центральное	[467]
Абразивные материалы				
II-4-5	Диатомит, опока	П	Улыс-Мадага	[366]
V-4-1	Диатомит, опока	П	Сыня, р	[278]
V-4-2	Диатомит, опока	П	Большой Тукшин, р.	[278]
V-4-3	Диатомит, опока	П	Большой Тукшин, р.	[278]
V-4-4	Диатомит, опока	П	Сыня, р.	[278]
V-5-1	Диатомит, опока	П	Сыня—Горная Обь	[278]
V-5-2	Диатомит, опока	П	Без названия	[278]
V-5-5	Диатомит, опока	П	Без названия	[278]
V-5-6	Диатомит, опока	П	река Лесмиган	[278]

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Промышленная освоенность*	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
V-5-7	Диатомит, опока	П	Лесмиеган, р.	[278]
V-6-1	Диатомит, опока	П	Куноват	[278]
VI-1-28	Диатомит, опока	П	Суньинское	[278]
VI-3-1	Диатомит, опока	П	Сюльюган, р.	[278]
VI-3-2	Диатомит, опока	П	Нампалая, р.	[278]
VI-4-1	Диатомит, опока	П	Несьюган, р.	[278]
VI-4-2	Диатомит, опока	П	Несьюган, р.	[278]
VI-4-3	Диатомит, опока	П	Софьины Горы	[278]
VI-4-4	Диатомит, опока	П	Шаганьеган	[278]
VI-5-1	Диатомит, опока	П	Лейвгорюган, р.	[278]
VI-5-3	Диатомит, опока	П	Без названия	[278]
VI-5-4	Диатомит, опока	П	Ванька-Еган, р.	[278]
VI-5-5	Диатомит, опока	П	Без названия	[278]
VI-5-6	Диатомит, опока	П	Без названия	[278]
VI-5-7	Диатомит, опока	П	Айхурьюган, р.	[278]
Горнотехническое сырье				
Гидравлические добавки				
II-4-3	Опоки	МС/З	Сейдинское	[366]
III-2-3	Опоки	П	Лемвинское	[56]
III-2-11	Опоки	П	Бадьяельское	[56]
III-3-3	Опоки	МС/З	Сармаюское	[56]
Драгоценные и поделочные камни				
Драгоценные камни				
VI-1-19	Алмазы	П	Сертыньинское	[88]
II-6-75	Корунд	П	Енгаю II	[467]

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Промышленная освоенность*	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
II-6-82	Корунд	П	Кузьты	[467]
II-6-85	Корунд	П	Енгаю III	[467]
II-6-88	Рубин, (корунд)	ММ/З	Макаррузское	[467]
II-6-95	Корунд	П	Сапфировое	[467]
V-1-66	Аметист	ММ/З	Хасаварка	[370]
II-6-43	Демантоид	П	Правый Приток р. Сось	[467]
II-6-45	Демантоид	П	Исток руч. Войшор	[467]
II-6-53	Демантоид	П	Нырдовоменшор, руч.	[467]
II-6-69	Демантоид	П	Полойшор, руч.	[467]
Ювелирно-поделочные камни				
II-6-39	Нефрит	П	истоки руч. Войшор	[467]
II-6-40	Нефрит	П	Правобережье р. Сось	[467]
II-6-50	Нефрит	П	Хребетшор, руч.	[467]
II-6-51	Нефрит	П	Нырдовоменшорское	[467]
II-6-54	Нефрит	П	Шлем, гора	[467]
II-5-57	Жадеитит	П	Северный	[249]
II-5-58	Жадеитит	П	Кечпельгы	[249]
II-5-60	Жадеитит	П	Западное	[249]
II-6-42	Жадеитит	П	Каровое-II	[467]
II-6-49	Жадеитит	П	Каровое-I	[467]
III-5-1	Жадеитит	П	Круглое (участок Круглый месторождения Левый Кечпель)	[379]
III-5-2	Жадеитит	МС/З	Левый Кечпель (участок Центральный)	[379]
II-6-58	Бронзитит	П	Перевальное	[467]
II-6-59	Бронзитит	П	Верхненырдовоменшорское	[467]
II-6-62	Бронзитит	П	Истоки р. Сось	[467]
II-6-66	Сагандиты	П	Левомакаррузское	[467]
II-6-72	Сагандиты	П	Макаррузь, р.	[467]
II-6-81	Сагандиты	П	Кузьтывисское	[467]
II-6-64	Актинолитит	П	Енгаю, р.	[467]
Поделочные камни				
II-5-1	Лавобрекчия	П	Центральное	[249]
II-5-14	Гороховый камень	П	Изьявожское	[249]
II-5-19	Голубой мергель	П	Лек-Елец, р.	[249]
II-5-30	Яшмоид	П	Харота, р.	[249]
II-5-49	Вебстерит	П	Аркаматалоуское	[249]

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Промышленная освоенность*	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
П-5-50	Гондит	ММ/Э	Изьякырьюское	[249]
П-5-51	Гондит, родонит, родохрозит	П	Антоновское (Верхне-тышорское)	[249]
П-6-102	Гондит	П	Степрузьский I	[467]
П-6-97	Тулитизированное габбро	П	Юго-Западное III	[467]
П-6-104	Тулитизированное габбро	П	Хараматолоуское	[467]
Строительные материалы				
Магматические породы				
П-6-94	Габбро	МК/З	Амфиболитовое	[467]
П-6-98	Диорит	МК/Э	Подгорненское	[467]
Карбонатные породы				
П-6-3	Мрамор	ММ/З	Есто-То	[285]
П-6-14	Мрамор	МК/З	Пайпудынское	[467]
П-6-16	Мрамор	МК/З	Развильное	[467]
I-2-14	Известняк	ММ	Харута 1, 2	[56]
I-5-10	Известняк (цемясырь)	ММ/Э	Воркутинское, уч. Правобережный	[250]
I-5-13	Известняк (цемясырь)	ММ/З	Изьюрвожское	[250]
П-1-6	Известняк	ММ	Пымвашорское	[56]
П-1-12	Известняк	ММ	Среднеадзьвинское	[56]
П-1-16	Известняк	ММ	Фомаюское	[56]
П-1-17	Известняк	МК	Войсавожское	[56]
П-2-1	Известняк	ММ	Войсавожское	[56]
П-5-25	Известняк	ММ/З	Береговое-II	[249]
П-5-26	Известняк	ММ/З	Береговое-I	[249]
IV-2-27	Известняк	ММ/Э	Магнитный-1	[514]
VI-1-26	Известняк	ММ	Льюлинское	[277]
I-5-12	Доломит	ММ/З	Воркутинское, уч. 4	[250]
I-5-16	Доломит	ММ/З	Аячьягинское	[250]
I-5-23	Известняк	ММ/Э	Юньягинское	[517]
П-1-8	Доломит	ММ	Дэршор, руч.	[56]
Глинистые породы				
I-5-6	Аргиллит (кирпичные глины)	МС/З	Воркутинское, уч. Гусиный	[250]
I-5-8	Аргиллит (кирпичные глины)	МК/З	Воркутинское, уч. Бельковский	[250]

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Промышленная освоенность*	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
I-5-9	Аргиллит (цемясырье)	МС/Э	Воркутинское, уч. Бельковский	[250]
I-5-24	Аргиллиты (керамзит)	МС/З	Юньягинское	[250]
Прочие ископаемые				
I-1-2	Асфальтит	МК/З	Нядейюское, скв. 268	[56]
III-3-2	Глауконит	П	Усинское	[56]
IV-2-1	Глауконит	П	Правый борт р. Грубею	[514]
IV-1-12	Глины красочные	ММ	Надотинское	[515]
Пресные, минеральные и термальные воды				
Пресные воды				
I-4-3	Пресные воды	ММ/З	Изьюрвожское	[487]
I-4-5	Пресные воды	ММ/Э	Кайташорский	[487]
I-4-7	Пресные воды	ММ/З	Ярвожское	[487]
I-4-8	Пресные воды	ММ/Э	Западно-Воркутское	[487]
I-4-9	Пресные воды	ММ/Э	Дозмершорский	[487]
I-4-10	Пресные воды	ММ/З	Малоярвожский	[487]
I-4-11	Пресные воды	ММ/З	Незаметный	[487]
I-4-12	Пресные воды	ММ/З	Южно-Воркутское	[487]
I-4-13	Пресные воды	МС/З	Усинское	[487]
I-5-15	Пресные воды	ММ/З	Аячьягинское	[487]
I-5-19	Пресные воды	ММ/Э	Восточно-Воркутское	[487]
III-1-6	Пресные воды	ММ/Э	Западный участок (Северо-Интинское)	[487]
IV-1-1	Пресные воды	МС/Э	Южно-Интинское (Интинский участок)	[487]
Минеральные воды				
I-4-2	Минеральные воды	МК/З	Янейтывисское	[487]
II-1-9	Минеральные лечебные воды (азотные)	П (источник)	Пымвашорский	[56]
Термальные воды				
V-6-2	Термальные воды	П	Скв. 1-ПР	[278]
VI-6-5	Термальные воды	П	Скв. 189-Р	[278]

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Промышленная освоенность*	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
VI-6-6	Термальные воды	П	Скв. 15-Р	[278]
VI-6-9	Термальные воды	П	Скв. 28-Р	[278]

* МК — месторождение крупное, МС — месторождение среднее, ММ — месторождение малое, П — проявление, РК — россыпь крупная, РС — россыпь средняя, РМ — россыпь малая, РП — россыпепроявление. Освоенность: З — законсервированное, Э — эксплуатируемое, В — выработанное, Н — неразведанное, НО — недооцененное, СС — структуры по сейсмическим данным.

**Каталог объектов полезных ископаемых и их признаков,
показанных на карте плиоцен-четвертичных отложений**

Индекс квадрата и номер объекта	Тип полезного ископаемого	Размер/освоенность*	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
Горючие ископаемые				
Т о р ф				
III-2-2	Торф	МК	Абезь	[378]
VI-4-5	Торф	МК	Хант-Лонг-Соимское	[217]
VI-5-2	Торф	МС	Бобровское	[217]
VI-5-8	Торф	МК	Тутлеймское	[217]
VI-5-9	Торф	МК	Ванька-Еганское	[217]
VI-5-10	Торф	ММ	Щусь-Соимское	[217]
VI-6-7	Торф	МК	Инга-Соимское	[217]
Металлические ископаемые				
Х р о м				
III-4-3	Хром	РП	Левокечьпельское	[447]
III-4-8	Хром	РП	Южное	[421]
Благородные металлы				
З о л о т о				
I-6-25	Золото	РП	Пайпудына	[250]
II-5-3	Золото	РП	Шервожское	[549]
II-5-6	Золото	РП	Енганэяхское	[249]
II-5-8	Золото	РП	Верхненияюское	[249]
II-5-11	Золото	РП	Прав. Изьявож, руч.	[249]
II-5-12	Золото	РП	Изьявожское	[249]
II-6-1	Золото	РМ/З	Есто-Шор	[500]
II-6-15	Золото	РМ/З	Развильное	[467]
II-6-108	Золото	РП	Бол. Ханмей	[387]
III-4-39	Золото	РП	Лагорта	[446]
III-4-40	Золото	РП	Войкар	[446]
III-5-8	Золото	РП	Мал. Хараматолоу	[446]
III-5-23	Золото	РП	Лагорта, верховья	[446]
III-5-29	Золото	РП	Лагорта, низовья	[446]

Индекс квадрата и номер объекта	Тип полезного ископаемого	Размер/освоенность*	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
IV-1-4	Золото	РП	Чернореченское	[514]
IV-1-7	Золото	РП	Бетью	[514]
IV-1-9	Золото	РП	Кожимская	[514]
IV-1-10	Золото	РП	Гурий	[514]
IV-1-15	Золото	РС/3	Железнодорожный	[514]
IV-1-16	Золото	РМ/3	Большая Таврота	[514]
IV-1-17	Золото	РП	Ярнейшорское	[514]
IV-1-18	Золото	РС/3	Льесшор	[514]
IV-1-19	Золото	РК/3	Таврота	[514, 274]
IV-1-20	Золото	РМ/3	Лимпеги	[514, 298]
IV-1-21	Золото	РМ/3	Зимник	[514, 276]
IV-1-22	Золото	РМ/В	Орлиный 1,2	[514, 276]
IV-1-23	Золото	РМ/3	Орлиный	[514, 276]
IV-1-24	Золото	РК/3	Водораздельная	[514, 302]
IV-1-26	Золото	РС/3	Лимбек (Лимбек-III, Лимбекою)	[515]
IV-1-29	Золото	РП	Сред. Лимбек	[514]
IV-1-30	Золото	РС/В	Центральный	[514, 275]
IV-1-31	Золото	РК/3	Балбанью	[514, 273]
IV-1-32	Золото	РМ/3	Плёс	[514, 297]
IV-1-34	Золото	РС/3	Хрустальный	[514, 299]
IV-2-10	Золото	РП	Правогрубеинское	[418]
IV-2-16	Золото	РП	Хайминское	[514]
IV-2-17	Золото	РП	Пальникшорское	[514]
IV-2-19	Золото	РП	Большенадотинское	[514]
IV-2-42	Золото	РП	Пернашорское	[514]
IV-2-48	Золото	РП	Лемвинское	[514]
IV-2-57	Золото	РМ/3	Бадья-Шор	[514, 410]
IV-4-9	Золото	РП	Лаптопайское	[446]
V-1-4	Золото	РС/3	Хрустальный-1	[370]
V-1-9	Золото	РМ/3	Мал. Каталамбию	[370]
V-1-10	Золото	РС/3	Верх. Балбанью	[370]
V-1-12	Золото	РМ/3	уч. Каталамбинский	[370]
V-1-13	Золото	РМ/3	Алькес-Вож (р. л. 8—32)	[370]
V-1-15	Золото	РМ/3	Пелингичей, верховье	[370]
V-1-17	Золото	РМ	Алькес-Вож (р. л. 32—40)	[370]
V-1-26	Золото	РС/3	Бол. Каталамбию	[370]
V-1-27	Золото	РМ/3	Гранатовый	[370]
V-1-29	Золото	РМ/3	Кьян-Шор	[370]
V-1-36	Золото	РМ/3	Южный	[370]
V-1-41	Золото	РМ/3	Южный—Ветвистый	[370]
V-1-43	Золото	РМ/3	Кузьюау	[370]

Индекс квадрата и номер объекта	Тип полезного ископаемого	Размер/освоенность*	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
V-1-50	Золото	РС/З	Сюразьрузьвож	[370]
V-1-52	Золото	РС/З	Николай-Шор	[370]
V-1-56	Золото	PM/З	Понью	[370]
V-1-62	Золото	PM/З	Иг-Шор	[370]
V-1-64	Золото	PM/З	Хасаварка	[370]
V-1-67	Золото	PM/В	Сергей-Шор	[370]
V-1-68	Золото	PM/З	Левый Игнатий-Шор	[370]
V-1-71	Золото	PM/З	Игнатий-Шор	[370]
V-1-74	Золото	PM/З	Кожим-Вож	[370]
V-1-87	Золото	PM/З	Листапендишор	[370]
V-1-94	Золото	PM/З	Воргашор	[370]
V-1-95	Золото	PM/З	Кедровое	[370]
V-1-111	Золото	PM/Э	Хобею	[370]
V-1-114	Золото	PM/З	Рудашор	[370]
V-1-115	Золото	PM/З	Омрасышор	[370]
V-2-19	Золото	PM/З	Малая Тынагота	[373]
V-2-24	Золото	PM/З	Среднехальмерьинская	[373]
V-2-25	Золото	PM/В	Пальник-Шор	[373]
V-2-26	Золото	PM	Безмянный I	[373]
V-2-27	Золото	PM	Безмянный II	[373]
V-2-28	Золото	PM/В	Ошка-Шор	[373]
VI-1-1	Золото	PM/Э	Няртаю	[365]
VI-1-6	Золото	PM	Нестершор	[365]
VI-1-7	Золото	РС/В	Ярота-Шор	[503]
VI-1-10	Золото	PM/Э	Золото-Шор	[503]
VI-1-11	Золото	PM	Бол. Поля, р.	[231]
Неметаллические ископаемые				
Глинистые породы				
I-4-15	Глины кирпичные	П	Кайташорское	[366]
I-4-16	Глины кирпичные	П	Воргашорское-1	[366]
I-4-17	Глины кирпичные	MM	Изьюрвожское-1	[366]
I-4-18	Глины кирпичные	MM/З	Изьюрвожское	[366]
I-4-19	Глины кирпичные	П	Мичавожское	[366]
I-4-20	Глины кирпичные	MM/З	Воргашорское	[366]

Индекс квадрата и номер объекта	Тип полезного ископаемого	Размер/освоенность*	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
I-4-28	Глины кирпичные	ММ/З	Участок р. Безымянка	[366]
I-4-33	Глины кирпичные	ММ/З	Заполярное	[366]
I-4-37	Глины кирпичные	П	Дозьмешор	[366]
I-4-42	Глины кирпичные	ММ/З	Маловалунный	[366]
I-5-33	Глины кирпичные	ММ/З	Водораздельное	[366]
I-5-42	Глины кирпичные	ММ/З	Верхневодное	[366]
I-5-45	Глины кирпичные	МС/В	Безымянское	[366]
I-5-46	Глины кирпичные	ММ/В	Воркутинское	[366]
I-5-48	Глины кирпичные	МС/В	Кирпичное	[366]
II-4-23	Глины кирпичные	МС/З	Участок IV	[366]
II-4-26	Глина керамзитовая	ММ/З	Кык-Шорское	[366]
II-4-34	Глины кирпичные	МК/З	Усинское	[366]
II-4-35	Глины кирпичные	П	Сейдинское	[366]
III-1-17	Глины кирпичные	ММ/З	Переезд	[367]
III-2-14	Глины кирпичные	ММ	Ольховейвож	[56]
III-2-27	Глины кирпичные	ММ	Епинское	[56]
III-3-18	Глины кирпичные	МС	Горняк	[367]
III-3-21	Глины кирпичные	ММ/З	Сармаюское	[367]
IV-1-37	Глины кирпичные	МС/З	Верхнеинтинское	[367]
IV-5-1	Глины кирпично-керамзитовые и черепичные	ММ/З	Восяховское	[367]

Индекс квадрата и номер объекта	Тип полезного ископаемого	Размер/освоенность*	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
Обломочные породы				
Гравийно-песчаный материал				
I-1-10	Гравийно-песчаный материал	ММ	Шельяэсью	[56]
I-2-16	Гравийно-песчаный материал	ММ	Степка-Вож	[56]
I-2-17	Гравийно-песчаный материал	ММ	Нянь-Вож	[56]
I-3-9	Гравийно-песчаный материал	ММ/3	Сейдинское 14	[347]
I-4-14	Гравийно-песчаный материал	П	Вьятывисское	[366]
I-4-21	Гравийно-песчаный материал	ММ/3	Бугры-Налима-Ты	[366]
I-4-22	Гравийно-песчаный материал	ММ/3	Мича-Вож	[366]
I-4-23	Гравийно-песчаный материал	ММ/В	Карьер 118	[366]
I-4-24	Гравийно-песчаный материал	ММ/3	Новое	[366]
I-4-27	Гравийно-песчаный материал	ММ/В	Песцовое	[366]
I-4-29	Гравийно-песчаный материал	ММ/3	Харбейское 10	[366]
I-4-30	Гравийно-песчаный материал	ММ/3	Третий Большой Яр-Вож	[366]
I-4-31	Гравийно-песчаный материал	ММ/3	Сейда-3	[366]
I-4-32	Гравийно-песчаный материал	ММ/3	Малый Яр-Вож-13	[366]

Индекс квадрата и номер объекта	Тип полезного ископаемого	Размер/освоенность*	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
I-4-34	Гравийно-песчаный материал	ММ/О	Параллельное	[366]
I-4-35	Гравийно-песчаный материал	ММ/3	Южное	[366]
I-4-36	Гравийно-песчаный материал	ММ/3	Участок № 7	[366]
I-4-38	Гравийно-песчаный материал	ММ/3	Станочное	[366]
I-4-40	Гравийно-песчаный материал	ММ/3	Сейда-2	[366]
I-4-41	Гравийно-песчаный материал	ММ/3	Воркутинское-33	[366]
I-4-43	Гравийно-песчаный материал	ММ/3	Автодорога	[366]
I-4-44	Гравийно-песчаный материал	ММ/3	Карьер 26	[366]
I-4-45	Гравийно-песчаный материал	ММ/3	Юньяга-7	[366]
I-4-46	Гравийно-песчаный материал	ММ/3	Юньяга-6	[366]
I-4-47	Гравийно-песчаный материал	ММ/3	Юньяга-5	[366]
I-4-48	Гравийно-песчаный материал	ММ/3	Юньяха-4	[366]
I-4-49	Гравийно-песчаный материал	ММ/3	Сырое	[366]
I-4-50	Гравийно-песчаный материал	ММ/3	Юньягинское-2	[366]
I-4-51	Гравийно-песчаный материал	ММ/3	Юньяга-3	[366]

Индекс квадрата и номер объекта	Тип полезного ископаемого	Размер/освоенность*	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
I-5-32	Гравийно-песчаный материал	ММ	Незаметное	[366]
I-5-34	Гравийно-песчаный материал	ММ	Анорогашорское	[366]
I-5-35	Гравийно-песчаный материал	ММ/3	Олений Лог	[366]
I-5-36	Гравийно-песчаный материал	ММ	Многоводный III	[366]
I-5-37	Гравийно-песчаный материал	ММ	Карьер № 45	[366]
I-5-38	Гравийно-песчаный материал	ММ/3	Водокачное	[367]
I-5-39	Гравийно-песчаный материал	ММ/3	Большое	[366]
I-5-40	Гравийно-песчаный материал	ММ/3	Сырьяга I	[366]
I-5-41	Гравийно-песчаный материал	ММ/3	Нижнесырьягинское, участок 5	[366]
I-5-43	Гравийно-песчаный материал	ММ/3	Аяч-Ягинское	[366]
I-5-44	Гравийно-песчаный материал	ММ/В	Карьер 294	[366]
I-5-47	Гравийно-песчаный материал	ММ/В	Карьер 404	[366]
I-5-49	Гравийно-песчаный материал	ММ/В	Остров Заячий	[366]
I-5-50	Гравийно-песчаный материал	ММ/3	Майское	[366]
I-5-51	Гравийно-песчаный материал	МС/3	Помеха	[366]

Индекс квадрата и номер объекта	Тип полезного ископаемого	Размер/освоенность*	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
II-1-19	Гравийно-песчаный материал	ММ/З	Нордат, гора	[56]
II-3-4	Гравийно-песчаный материал	ММ/З	Сейдинское-4	[347]
II-3-5	Гравийно-песчаный материал	П	Ошворское	[366]
II-3-6	Гравийно-песчаный материал	ММ/З	Карьер № 19	[366]
II-3-8	Гравийно-песчаный материал	ММ/З	Карьер № 17	[367]
II-3-9	Гравийно-песчаный материал	П	Пышор-1	[367]
II-3-10	Гравийно-песчаный материал	ММ	Пышор-2	[367]
II-3-11	Гравийно-песчаный материал	ММ/З	Карьер 360	[367]
II-3-12	Гравийно-песчаный материал	ММ	Пышор-3	[367]
II-3-13	Гравийно-песчаный материал	ММ/З	Карьер 355	[367]
II-3-14	Гравийно-песчаный материал	ММ	Кушшор	[367]
II-3-15	Гравийно-песчаный материал	ММ	Верхнешорское	[367]
II-3-16	Гравийно-песчаный материал	ММ/З	Карьер 350	[367]
II-3-17	Гравийно-песчаный материал	ММ	Среднешорское	[367]
II-3-18	Гравийно-песчаный материал	ММ	Щельяшор	[367]

Индекс квадрата и номер объекта	Тип полезного ископаемого	Размер/освоенность*	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
II-3-19	Гравийно-песчаный материал	ММ/3	Карьер 346	[367]
II-3-20	Гравийно-песчаный материал	П	Нижнешорское	[367]
II-3-21	Гравийно-песчаный материал	ММ	Пернашор	[367]
II-3-22	Гравийно-песчаный материал	ММ/3	Карьер 341	[367]
II-3-23	Гравийно-песчаный материал	ММ/3	Карьер 15 (344)	[367]
II-3-24	Гравийно-песчаный материал	ММ	Вороншор	[367]
II-4-8	Гравийно-песчаный материал	ММ/3	Юньяга-2	[366]
II-4-9	Гравийно-песчаный материал	ММ/3	Россыпное	[366]
II-4-10	Гравийно-песчаный материал	ММ/3	Поселковое	[366]
II-4-11	Гравийно-песчаный материал	ММ/3	Обрывистое	[366]
II-4-12	Гравийно-песчаный материал	ММ/3	Извилистое	[366]
II-4-13	Гравийно-песчаный материал	ММ/3	Хановейское	[366]
II-4-15	Гравийно-песчаный материал	ММ/3	Старохановейское	[366]
II-4-18	Гравийно-песчаный материал	ММ/3	1506 км	[366]
II-4-19	Гравийно-песчаный материал	ММ/3	1505 км — Песец	[366]

Индекс квадрата и номер объекта	Тип полезного ископаемого	Размер/освоенность*	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
II-4-20	Гравийно-песчаный материал	ММ/3	Мадьягинское	[366]
II-4-21	Гравийно-песчаный материал	ММ/3	1501 км	[366]
II-4-22	Гравийно-песчаный материал	ММ/3	Кыкшорское	[347]
II-4-27	Гравийно-песчаный материал	ММ/3	Воргашор	[347]
II-4-28	Гравийно-песчаный материал	ММ/3	Сейдинское-15	[366]
II-4-29	Гравийно-песчаный материал	ММ/3	Сейдинское-2	[366]
II-4-31	Гравийно-песчаный материал	ММ/3	Карьер 433—1469 км	[366]
II-4-32	Гравийно-песчаный материал	ММ/3	Уса-3	[366]
II-4-33	Гравийно-песчаный материал	ММ/3	Уса-2	[366]
II-4-37	Гравийно-песчаный материал	ММ/3	Карьер 380—521 км	[366]
II-4-38	Гравийно-песчаный материал	ММ/3	Уса-1	[366]
II-4-39	Гравийно-песчаный материал	ММ	Кечьпель-2	[366]
II-5-66	Гравийно-песчаный материал	ММ/3	Елец	[250]
II-5-68	Гравийно-песчаный материал	ММ/3	Качамыльское	[250]
II-6-109	Гравийно-песчаный материал	ММ/3	Ханмейское I	[56]

Индекс квадрата и номер объекта	Тип полезного ископаемого	Размер/освоенность*	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
II-6-110	Гравийно-песчаный материал	ММ/3	Станции Сось и Красный камень	[56]
II-6-111	Гравийно-песчаный материал	ММ/3	Собинское	[56]
III-1-8	Гравийно-песчаный материал	ММ/3	Карьер 231	[367]
III-1-9	Гравийно-песчаный материал	ММ/3	Карьер 224	[367]
III-1-10	Гравийно-песчаный материал	ММ/3	Карьер 222	[367]
III-1-11	Гравийно-песчаный материал	ММ/3	Карьер 211	[367]
III-1-12	Гравийно-песчаный материал	ММ/3	Карьер 205 км	[367]
III-1-14	Гравийно-песчаный материал	МС/3	Интинское (уч. Центральный)	[367]
III-1-15	Гравийно-песчаный материал	ММ/3	Интинское уч. Восточный	[367]
III-1-16	Гравийно-песчаный материал	ММ/3	1284 км (карьер 195)	[367]
III-1-18	Гравийно-песчаный материал	ММ/3	Дальнее	[367]
III-1-19	Гравийно-песчаный материал	ММ	Инга-2	[367]
III-2-16	Гравийно-песчаный материал	ММ/3	Карьер 292	[367]
III-2-18	Гравийно-песчаный материал	ММ/Э	1371 км (Усинское западное) (Уса)	[448]
III-2-26	Гравийно-песчаный материал	ММ/3	Станция Бугры	[56]

Индекс квадрата и номер объекта	Тип полезного ископаемого	Размер/освоенность*	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
III-2-29	Гравийно-песчаный материал	ММ/3	Карьер 245	[367]
III-3-15	Гравийно-песчаный материал	ММ/3	Карьер 371	[367]
III-3-16	Гравийно-песчаный материал	ММ/3	Карьер 14	[367]
III-3-17	Гравийно-песчаный материал	ММ/3	Сивомаскинское	[367]
III-3-20	Гравийно-песчаный материал	ММ/3	Карьер 8	[367]
III-3-23	Гравийно-песчаный материал	ММ/3	Карьер 11	[367]
III-3-24	Гравийно-песчаный материал	ММ/3	Карьер 9	[367]
III-6-2	Гравийно-песчаный материал	МК/3	Хашсоимское	[367]
III-6-3	Гравийно-песчаный материал	МК/3	Хараматолоу	[367]
III-6-4	Гравийно-песчаный материал	МК/3	Усть-Ханмейское	[367]
IV-1-38	Гравийно-песчаный материал	ММ/3	Угольное	[367]
V-5-8	Гравийно-песчаный материал	ММ/3	Матьеганское	[367]
VI-1-36	Гравийно-песчаный материал	ММ/3	Усть-Ятринское	[367]
VI-6-11	Гравийно-песчаный материал	ММ/3	Аскареганское	[367]
VI-6-12	Гравийно-песчаный материал	ММ/3	Лейвортьюганское	[367]

Индекс квадрата и номер объекта	Тип полезного ископаемого	Размер/освоенность*	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
Песок строительный				
I-4-25	Песок строительный	ММ/З	Воркугинское	[366]
I-4-26	Песок строительный	ММ/Э	Участок шахты 25	[366]
I-4-39	Песок строительный	П	Среднероговское	[366]
I-5-31	Песок строительный	ММ/В	Железнодорожное	[366]
II-3-7	Песок строительный	ММ/З	Карьер № 18	[366]
II-4-14	Песок строительный	ММ/З	Холмистое	[366]
II-4-16	Песок строительный	ММ/З	Карьер 420—1509 км	[366]
II-4-17	Песок строительный	ММ	Песчаное	[366]
II-4-24	Песок строительный	ММ/З	Карьер 401—1490 км	[366]
II-4-25	Песок строительный	ММ/В	Карьер 402—1491 км	[366]
II-4-30	Песок строительный	ММ/В	Карьер песочный	[366]
II-4-36	Песок строительный	ММ/З	Безымянное	[366]
II-5-67	Песок строительный	ММ	Кечьпель-1	[366]
III-1-13	Песок строительный	МК	Интинское, уч. Западный	[367]
III-2-15	Песок строительный	ММ/З	Карьер 7	[367]
III-2-17	Песок строительный	ММ/З	Коса-1	[346]
III-2-19	Песок строительный	ММ/З	Карьер 6	[367]
III-2-20	Песок строительный	ММ/З	Коса-2	[346]
III-2-21	Песок строительный	ММ/З	Карьер 276	[367]
III-2-22	Песок строительный	ММ/З	Карьер 275	[367]
III-2-23	Песок строительный	ММ/З	Карьер 274	[367]

Индекс квадрата и номер объекта	Тип полезного ископаемого	Размер/освоенность*	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
III-2-24	Песок строительный	ММ/З	Снежное	[367]
III-2-25	Песок строительный	ММ/З	Озерное	[367]
III-2-28	Песок строительный	ММ/З	Карьер 247	[367]
III-3-19	Песок строительный	ММ/З	Карьер 12	[367]
III-3-22	Песок строительный	ММ/З	Карьер 10	[367]
VI-1-35	Песок строительный	ММ/З	Щекуринское	[367]

* МК — месторождение крупное, МС — месторождение среднее, ММ — месторождение малое, П — проявление, РК — россыпь крупная, РС — россыпь средняя, РМ — россыпь малая, РП — россыпепроявление. Освоенность: З — законсервированное, Э — эксплуатируемое, В — выработанное.

КАДАСТР ПРОГНОЗНЫХ РЕСУРСОВ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ ПО ЛИСТУ Q-41 ПО СОСТОЯНИЮ НА 1.01.2006 г.

I. Горючие полезные ископаемые

Нефть и газ

Вид полезного ископаемого, субъект Российской Федерации, нефтегазовая провинция, область	Индекс квадрата и номер объекта	Нефтегазовый район, структура	Прогнозные ресурсы на 1.01.2004 г.			
			Всего	Категория		
				C ₃	D ₁	D ₂
Нефть (бал.), <u>млн т</u> Газ, <u>млрд м³</u>						
Тимано-Печорская НГП			$\frac{197,8 + 5,9к}{85,0}$			
Северо-Предуральская НГО			$\frac{117,5 + 5,9к}{82,7}$			
Республика Коми			$\frac{56,2 + 5,1к}{70,5}$	$\frac{44,4}{25,1}$	$\frac{4,4к}{40,7}$	$\frac{11,8 + 0,7к}{4,7}$
		Коротайхинский НГР	$\frac{11,8}{0}$			$\frac{11,8}{0}$
	I-5-7	Нижнесырьягинская	$\frac{11,3}{0}$			$\frac{11,3}{0}$
	I-6-25	Верхнесырьягинская-II	$\frac{0,5}{0}$			$\frac{0,5}{0}$
		Воркутский НГР	$\frac{5,6}{0}$	$\frac{5,6}{0}$		
	II-4-1	Южно-Ярвожская-II	$\frac{5,6}{0}$	$\frac{5,6}{0}$		

Вид полезного ископаемого, субъект Российской Федерации, нефтегазовая провинция, область	Индекс квadrата и номер объекта	Нефтегазовый район, структура	Прогнозные ресурсы на 1.01.2004 г.			
			Всего	Категория		
				C ₃	D ₁	D ₂
		Хоседаюский НГР	<u>38,8</u> 2,2	<u>38,8</u> 2,2		
	II-1-14	Нижнеадзввинская	<u>19,4</u> 2,2	<u>19,4</u> 2,2		
	II-1-15	Воргамусюрская	<u>19,4</u> 0	<u>19,4</u> 0		
		Интинско-Лемвинский НГР	<u>5,1к</u> 68,3	<u>0</u> 22,9	<u>4,4к</u> 40,7	<u>0,7к</u> 4,7
	III-3-1	Амшорская	<u>0,3к</u> 2,3			<u>0,3к</u> 2,3
	IV-1-2	Нижнеанкудинская	<u>0,1к</u> 0,5			<u>0,1к</u> 0,5
	II-3-2	Верхнеольховейская	<u>0,3к</u> 1,9			<u>0,3к</u> 1,9
	III-2-7	Праволемвинская	<u>0</u> 1,2		<u>0</u> 1,2	
	III-2-8	Северо-Лесная	<u>0</u> 0,4		<u>0</u> 0,4	
	III-2-12	Южно-Пагинская	<u>0</u> 3,0		<u>0</u> 3,0	
	III-2-5	Среднепагинская	<u>0</u> 0,5		<u>0</u> 0,5	

	III-2-6	Тарыхинская	$\frac{0}{2,3}$		$\frac{0}{2,3}$	
	III-2-13	Среднехарутинская	$\frac{0}{5,5}$		$\frac{0}{5,5}$	
	III-2-10	Верхнелемвинская	$\frac{0}{0,6}$		$\frac{0}{0,6}$	
	III-2-9	Верхнелемвинская-I	$\frac{0}{3,4}$		$\frac{0}{3,4}$	
	III-3-7	Инюрская	$\frac{0,3к}{1,9}$		$\frac{0,3к}{1,9}$	
	III-3-5	Юсьнырская	$\frac{0,7к}{4,5}$		$\frac{0,7к}{4,5}$	
	III-3-10	Додьяшорская-I	$\frac{2,0к}{12,3}$		$\frac{2,0к}{12,3}$	
	III-3-9	Додьяшорская-II	$\frac{0,7к}{1,0}$		$\frac{0,7к}{1,0}$	
	IV-2-2	Южно-Тарыхинская	$\frac{0,4к}{2,1}$		$\frac{0,4к}{2,1}$	
	III-3-13	Тарвожская	$\frac{0,3к}{2,0}$		$\frac{0,3к}{2,0}$	
	II-3-3	Воравожская	$\frac{0}{0,3}$	$\frac{0}{0,3}$		
	III-3-6	Северо-Пагинская	$\frac{0}{4,2}$	$\frac{0}{4,2}$		
	III-2-30	Лемвинская	$\frac{0}{10,1}$	$\frac{0}{10,1}$		
	III-1-7	Анкудинская	$\frac{0}{3,6}$	$\frac{0}{3,6}$		

Вид полезного ископаемого, субъект Российской Федерации, нефтегазовая провинция, область	Индекс квadrата и номер объекта	Нефтегазовый район, структура	Прогнозные ресурсы на 1.01.2004 г.			
			Всего	Категория		
				C ₃	D ₁	D ₂
	III-1-5	Верхнеанкудинская	$\frac{0}{2,1}$	$\frac{0}{2,1}$		
	IV-2-5	Левогрубейнская	$\frac{0}{1,2}$	$\frac{0}{1,2}$		
	IV-1-3	Пармаюская	$\frac{0}{1,4}$	$\frac{0}{1,4}$		
Ненецкий АО			$\frac{61,3 + 0,8к}{12,2}$			
		Кортаихинский НГР	$\frac{0}{1,9}$			$\frac{0}{1,9}$
	I-4-1	Луньвожская-II	$\frac{0}{1,9}$			$\frac{0}{1,9}$
		Воркутский НГР	$\frac{2,3 + 0,8к}{5,1}$	$\frac{1,9}{0,1}$	$\frac{0,4 + 0,1к}{2,8}$	$\frac{2,3 + 0,8к}{2,2}$
	I-2-13	Северо-Роговская	$\frac{0,1к}{0,1}$			$\frac{0,1к}{0,1}$
	I-2-15	Западно-Роговская	$\frac{0}{0,1}$			$\frac{0}{0,1}$
	I-3-1	Сизимшорская	$\frac{0,1к}{0,5}$		$\frac{0,1к}{0,5}$	
	I-3-2	Южно-Сизимшорская	$\frac{0,1к}{0,4}$			$\frac{0,1к}{0,4}$

	I-3-3	Ховрашорская	<u>0,5к</u> 1,6			<u>0,5к</u> 1,6
	I-3-4	Западно-Падимейская	<u>0,4</u> 0		<u>0,4</u> 0	
	I-3-7	Восточно-Роговская	<u>0</u> 2,3		<u>0</u> 2,3	
	I-3-8	Южно-Роговская	<u>1,9</u> 0,1	<u>1,9</u> 0,1		
		Кочмесский НГР	<u>4,3</u> 0	<u>4,3</u> 0		
	II-2-2	Нерцетинская-II	<u>4,3</u> 0	<u>4,3</u> 0		
		Хоседаюский НГР	<u>54,7</u> 5,2	<u>43,2</u> 4,9	<u>11,5</u> 0,3	
	I-2-5	Нядейтинская	<u>1,9</u> 0,2	<u>1,9</u> 0,2		
	I-2-7	Кушвожская	<u>4,2</u> 0,5	<u>4,2</u> 0,5		
	I-2-9	Западно-Кушвожская	<u>2,8</u> 0,1		<u>2,8</u> 0,1	
	II-1-4	Южно-Адзъвинская	<u>37,1</u> 4,2	<u>37,1</u> 4,2		
	II-1-5	Северо-Попадьювожская	<u>2,0</u> 0		<u>2,0</u> 0	
	II-1-11	Южно-Попадьювожская	<u>6,7</u> 0,2		<u>6,7</u> 0,2	

Продолжение прил. 3

Вид полезного ископаемого, субъект Российской Федерации, нефтегазовая провинция, область	Индекс квадрата и номер объекта	Нефтегазовый район, структура	Прогнозные ресурсы на 1.01.2004 г.			
			Всего	Категория		
				C ₃	D ₁	D ₂
Варандей-Адзвинская НГО			<u>80,3</u> 2,3			
		Верхнеадзвинский НГР	<u>80,3</u> 2,3	<u>34,2</u> 0,1	<u>46,1</u> 2,2	
	I-2-2	Западно-Вашуткинская	<u>1,9</u> 0,1		<u>1,9</u> 0,1	
	I-2-1	Вашуткинская	<u>3,7</u> 0,2		<u>3,7</u> 0,2	
	I-2-4	Панэчатинская	<u>40,5</u> 1,9		<u>40,5</u> 1,9	
	I-1-3	Восточно-Морейюское	<u>32,9</u> 0	<u>32,9</u> 0		
	I-2-8	Кыктысская	<u>1,3</u>	<u>1,3</u> 0,1	0,1	

Твердые горючие ископаемые

Индекс объекта прогноза	Название и ранг объекта	Вид ПИ	Единица измерения	Тип оруденения, рудная формация	Прогнозные ресурсы на 1.01.2006 г.				Номер источника по списку литературы
					Всего	Категория			
						P ₁	P ₂	P ₃	
9.	Печорский угольный бассейн	УК	млн т	Угленосная краевых прогибов	144552 (50528)	46518 (15671)	51919 (19644)	46115 (15213)	406

		УБ	млн т	Угленосная краевых прогибов	14731 (11025)		7325 (4798)	7406 (6227)	
	в т. ч. Республика Коми	УК	млн т	Угленосная краевых прогибов	63397 (24612)	29197 (8827)	17853 (8489)	16347 (7296)	
		УБ	млн т	Угленосная краевых прогибов	2482 (2783)		2022 (1223)	460 (1560)	
	в т. ч. Ненецкий АО	УК	млн т	Угленосная краевых прогибов	81155 (25916)	17321 (6844)	34066 (11155)	29768 (7917)	
		УБ	млн т	Угленосная краевых прогибов	12249 (8242)		5303 (3575)	6946 (4667)	
9.1	Варандей-Адзвинский буро-угольный район (Ненецкий АО)								
9.1.1.	Ватъярская площадь	УБ	млн т	Угленосная краевых прогибов	111			111	
9.2	Угольный район поднятия Чернышева (Адзвинский)								
9.2.1.	Тальбейская площадь	УК	млн т	Угленосная краевых прогибов	1959 (504)		1959 (504)		
		УБ	млн т	Угленосная краевых прогибов	3708 (864)		3708 (864)		
	в т. ч. Республика Коми	УК	млн т	Угленосная краевых прогибов	550 (142)		550 (142)		
		УБ	млн т	Угленосная краевых прогибов	564 (171)		564 (171)		

Индекс объекта прогноза	Название и ранг объекта	Вид ПИ	Единица измерения	Тип оруденения, рудная формация	Прогнозные ресурсы на 1.01.2006 г.			Номер источника по списку литературы	
					Всего	Категория			
						P ₁	P ₂		P ₃
	Ненецкий АО	УК	млн т	Угленосная краевых прогибов	1409 (362)		1409 (362)		
		УБ	млн т	Угленосная краевых прогибов	3144 (693)		3144 (693)		
9.2.3.	Средне-Адзвинская площадь (Ненецкий АО)	УБ	млн т	Угленосная краевых прогибов	2249 (2472)		732 (900)	1517 (1572)	
9.3	Роговской угольный район								
9.3.1.	Роговская площадь (Ненецкий АО)	УК	млн т	Угленосная краевых прогибов	44064 (15698)	9896 (5371)	30793 (9629)	3375 (698)	
		УБ	млн т	Угленосная краевых прогибов	5575 (3233)		503 (420)	5072 (2813)	
9.3.2.	Северная площадь Косью-Роговской впадины	УК	млн т	Угленосная краевых прогибов	38754 (12692)		552 (912)	38202 (11780)	
		УБ	млн т	Угленосная краевых прогибов	1630 (3404)		924 (1562)	706 (1842)	
	в т. ч. Республика Коми	УК	млн т	Угленосная краевых прогибов	12731 (5821)		293 (485)	12438 (5336)	
		УБ	млн т	Угленосная краевых прогибов	460 (1560)			460 (1560)	

	Ненецкий АО	УК	млн т	Угленосная краевых прогибов	26023 (6871)		259 (427)	25764 (6444)	
		УБ	млн т	Угленосная краевых прогибов	1170 (1844)		924 (1562)	246 (282)	
9.4	Воркутинский каменноугольный район								
9.4.1.	Воркутская площадь (Республика Коми)	УК	млн т	Угленосная краевых прогибов	404 (11)	404 (11)			
9.4.2.	Воргашорская площадь	УК	млн т	Угленосная краевых прогибов	15277 (2757)	13918 (2218)	1359 (539)		
	в т. ч. Республика Коми	УК	млн т	Угленосная краевых прогибов	8295 (1578)	7416 (1486)	879 (92)		
	Ненецкий АО	УК	млн т	Угленосная краевых прогибов	6982 (1179)	6502 (732)	480 (447)		
9.4.3.	Усинская площадь	УК	млн т	Угленосная краевых прогибов	16974 (5692)	14471 (3815)	1369 (1072)		
	в т. ч. Республика Коми	УК	млн т	Угленосная краевых прогибов	9992 (4513)	7969 (3083)	889 (625)		
	Ненецкий АО	УК	млн т	Угленосная краевых прогибов	6982 (1179)	6502 (732)	480 (447)		
9.4.4.	Сейдинская площадь	УК	млн т	Угленосная краевых прогибов	22330 (6473)	11247 (3817)	11083 (2656)		
	в т. ч. Республика Коми	УК	млн т	Угленосная краевых прогибов	20858 (5765)	10655 (3151)	10203 (2614)		
	Ненецкий АО	УК	млн.т	Угленосная краевых прогибов	1472 (708)	592 (666)	880 (42)		

Индекс объекта прогноза	Название и ранг объекта	Вид ПИ	Единица измерения	Тип оруденения, рудная формация	Прогнозные ресурсы на 1.01.2006 г.				Номер источника по списку литературы
					Всего	Категория			
						P ₁	P ₂	P ₃	
9.4.5.	Елецкая площадь (Республика Коми)	УК	млн т	Угленосная краевых прогибов	18 (35)		18 (35)		
9.5	Интинский каменноугольный район (Республика Коми)								
9.5.1.	Интинская площадь (на Q-41 — 25%)	УК	млн т	Угленосная краевых прогибов	404 (102)	330 (82)	74 (20)		
9.5.2.	Кочмесская площадь	УК	млн т	Угленосная краевых прогибов	645 (108)	223 (39)	284 (46)	138 (23)	
9.5.3.	Ошперская площадь	УК	млн т	Угленосная краевых прогибов	828 (78)	356 (33)	411 (39)	61 (6)	
9.5.4.	Южная площадь Косью-Роговской впадины (Q-41 — 50% запасов марки Д)	УК	млн т	Угленосная краевых прогибов	2370 (353)			2370 (353)	
	Южная площадь Косью-Роговской впадины (Q-41 — 50% запасов марки Б)	УБ	млн т	Угленосная краевых прогибов	1458 (1052)			1458 (1052)	
9.6.	Паэмбойско-Хальмерьюский каменноугольный район (Республика Коми)								
9.6.1.	в т. ч. Хальмерьюская площадь (100%)	УК	млн т	Угленосная краевых прогибов	1103 (553)	366 (228)	688 (242)	49 (83)	
9.6.2.	Паэмбойская площадь (100%)	УК	млн т	Угленосная краевых прогибов	2557 (2694)		2557 (2694)		

9.6.3.	Верхнесырьягинская площадь	УК	млн т	Угленосная краевых прогибов	2279 (1972)	1356 (661)	911 (1307)	12 (4)	
9.6.4.	Нижнесырьягинская площадь	УК	млн т	Угленосная краевых прогибов	363 (887)	122 (53)	56 (148)	145 (686)	
10.	Сосьвинско-Салехардский буроугольный бассейн	УБ	млн т		320,9	101,5	129,4	90	365
10.1.	Северо-Сосьвинский боксит-буроугольный район								
10.1.1.	Люльинская площадь	УБ	млн т	Угленосная молодых платформ	101,5	101,5			
10.1.2.	Ятринская площадь	УБ	млн т	Угленосная молодых платформ	129,4		129,4		
10.2.	Хулгинско-Салехардский буроугольный район								
10.2.1.	Варчатинская площадь	УБ	млн т	Угленосная молодых платформ				90	

Примечание. В скобках даны некондиционные ресурсы (дополнительно к кондиционным).

II. Металлические и неметаллические полезные ископаемые

Индекс объекта прогноза	Название и ранг объекта	Вид ПИ	Единица измерения	Тип оруденения, рудная формация	Завершенные стадии работ	Прогнозные ресурсы на 1.01.2006 г.			Рекомендуемые стадии работ	Номер источника по списку литературы	
						Всего	Категория				
							P ₁	P ₂			P ₃
1	Ляпинская Au, W MЗ										
1.0.1	Малдинский золоторудный узел					26	2,3	8,7	15		

Индекс объекта прогноза	Название и ранг объекта	Вид ПИ	Единица измерения	Тип оруденения, рудная формация	Завершенные стадии работ	Прогнозные ресурсы на 1.01.2006 г.			Рекомендуемые стадии работ	Номер источника по списку литературы	
						Всего	Категория				
							P ₁	P ₂			P ₃
1.0.1.1.	Алькесвожское рудное поле (месторождение Чудное)	Au	т	Штокверковый фуксит-палладиево-золоторудный	ПО	11	2,3	8,7		[358]	
1.0.1.	Вне рудных полей	Au	т	Штокверковый фуксит-палладиево-золоторудный	ГДП-50	15		15	П	Гк-1000/3	
1.1.	Торговско-Народнинский Au, W, Pb рудный район										
1.1.1.	Росомахинский золоторудный узел										
1.1.1.1.	Каталамбинское золоторудное поле				ГДП-50	10,4	5,4	5	ПО	[421]	
		Au	т	Золото-(сульфидно)-кварцевая		5		5			
		Au	т	Коры выветривания		5,4	5,4				
1.1.1.2.	Пелингицейское золоторудное поле	Au	т		ГДП-50	66		8	ПО	[421]	
		Au	т	Золото-(сульфидно)-кварцевая		50		50			
		Au	т	Золото-кварц-сульфидная		8		8			
		Au	т	Коры выветривания		8		8			

1.1.1.3.	Лапчавожское Мо, Au рудное поле	Au	т	Золото-(сульфидно)-кварцевая	ГДП-50	5			5		[421]
1.1.0.1.	Николайшорское золото-рудное поле	Au	т	Золото-(сульфидно)-кварцевая	ГДП-50	5			5		[421]
1.1.2.	Хобеизский золоторудный узел										
1.1.2.1.	Хальмерьинское золото-рудное поле	Au	т	Золото-(сульфидно)-кварцевая	ПО, ПР	53	19	34			[365]
1.1.2.2.	Яроташорское золото-рудное поле				ГДП-200, П	35			35		[365]
		Au	т	Золото-(сульфидно)-кварцевая		10			10		
		Au	т	Золото-кварц-сульфидная		25			25		
1.1.2.3.	Золотошорское рудное поле	Au	т	Золото-(сульфидно)-кварцевая	ГДП-200, П	16			16		
1.2.	Лемвинский ураново-рудный район	U	т	Настуран-уран-коффинитовый	ГДП-50, 200			8527		ПО	[515]
2	Харбейско-Марункеуская полиметаллическая золоторудная МЗ										
2.2.	Хараматолоуский рудный район				ГДП-50, 200					ППР	
		Cu	тыс т	Колчеданный		558			558		Гк-1000/3
		Zn	тыс т	Колчеданный		2288			2288		Гк-1000/3

Продолжение прил. 3

Индекс объекта прогноза	Название и ранг объекта	Вид ПИ	Единица измерения	Тип оруденения, рудная формация	Завершенные стадии работ	Прогнозные ресурсы на 1.01.2006 г.			Рекомендуемые стадии работ	Номер источника по списку литературы	
						Всего	Категория				
							P ₁	P ₂			P ₃
		Pb	тыс.т	Колчеданный		242			243		Гк-1000/3
		Au	т	Колчеданный		79			79		Гк-1000/3
3.	Полярно-Уральская медь-молибден-золоторудная МЗ										
3.1.	Енганэпэйско-Манитаньрдский золоторудный район				ГДП-50, 200					ППР	
3.1.2.	Нияюский золоторудный узел			Золото-кварц-сульфидная							
3.1.1.1.	Верхняяюское рудное поле	Au	т	Золото-кварц-сульфидная		10	5	5			[421]
3.1.1.2.	Нияхойское рудное поле	Au	т	Золото-кварц-сульфидная		5		5			[421]
3.1.2.	Вне рудных полей	Au	т	Золото-(сульфидно)-кварцевая		10			10		[421]
3.1.	Вне рудных узлов	Au	т	Золото-кварц-сульфидная		10			10		[421]
			т	Коры выветривания		20			20		[421]
		Au	т	Золотоносных конгломератов		5			5		Гк-1000/3

3.2.	Оченьрдский золоторудный район				ГДП-200					ППР	
I-6-3	Западно-Борзовское проявление	Au	т	Золото-кварц-сульфидная		11	1	10			[517]
4.	Бельско-Елецкая боксит-медно-полиметаллическая МЗ										
4.1.	Манитанырдско-Саурипэйский серебряно-медно-рудный район										
4.1.0.1.	Саурипэйское рудное поле	Cu	тыс т	Медистых песчаников	П	300		300			[421]
		Ag	т	Медистых песчаников		1000		1000			[421]
II-6-35	Падыягинское месторождение	Cu	тыс т	Медистых песчаников		250		250			[421]
4.2.	Косью-Кожимский золото-полиметаллический рудный район										
4.2.0.1.	Нестеровское золоторудное поле	Au	т	Золотоносных конгломератов	ПО	64		14	50		[358]
4.2.0.2.	Зеленое золоторудное поле	Au	т	Золотоносных конгломератов		9			9		Гк-1000/3
4.2.2.	Балбанью-Кожимский полиметаллический узел	Zn	тыс т		ГС-50	2900		700	2200	ППР	[421]
		Pb	тыс т		ГС-50	1800		400	1400	ППР	[421]
4.0.0.2.	Усинская бокситоносная зона	Al	млн т	Латеритная бокситоносная	ГДП-200	15			15		

Индекс объекта прогноза	Название и ранг объекта	Вид ПИ	Единица измерения	Тип оруденения, рудная формация	Завершенные стадии работ	Прогнозные ресурсы на 1.01.2006 г.			Рекомендуемые стадии работ	Номер источника по списку литературы	
						Всего	Категория				
							P ₁	P ₂			P ₃
III-3-14	Вне районов проявление Молюдвожское	Cu	тыс т	Медистых песчаников	ГДП-50	50		50		ПО	[421]
5.	Зилаиро-Лемвинская золото-барит-марганцеворудная МЗ										
5.1.	Погурей-Тыкотловский золоторудный район				ГДП-200					ГМК-200	
5.1.1.	<i>Пожемависский золоторудный узел</i>										
5.1.1.1.	Няньвогинское золоторудное поле	Au	т	Золото-кварц-сульфидная		30		30			[421]
5.1.1.2.	Дальнее золоторудное поле	Au	т	Золото-кварц-сульфидная		23	8	15			Гк-1000/3
5.1.2.	<i>Лемвинско-Тынагодский золоторудный узел</i>										
5.1.2.1.	Верхнемемвинское золоторудное поле	Au	т	Золото-кварц-сульфидная		72	6,8	5,4	59,8		[432]
5.1.2.2.	Тыкотловское золоторудное поле	Au	т	Золото-кварц-сульфидная		17		17			
5.1.2.3.	Бадьяшорское золоторудное поле	Au	т	Золото-кварц-сульфидная					10		Гк-1000/3
5.1.2.4.	Малотынагодское золоторудное поле	Au	т	Золото-кварц-сульфидная				60			[365]

5.1.2.5.	Сараншорское золото-рудное поле	Au	т	Золото-кварц-сульфидная					60		Гк-1000/3
5.1.	Вне рудных узлов	Cu	тыс т	Колчеданная		1000			1000		[365]
		Zn	тыс т	Колчеданная		1000			1000		[365]
5.2.	Талота-Байдарацкий марганец-полиметаллический район	Mn-руда	млн т	Силикатно-оксидно-карбонатный	ГДП-50, П	25			25	ГМК-200	[374]
5.3.	Саурейско-Пайпудынский фосфорит-полиметаллический район				ГДП-200, П					ПО	[387]
П-6-13	Софроновское месторождение	Ф	млн т	Гипергенный		20,7	0,7	20			[387]
5.3.0.1.	Пограничное рудное поле	Ф	млн т	Гипергенный	П	31,4	9	6,4	33		[387]
5.3.0.2.	Развильненское рудное поле	Ф	млн т	Гипергенный	П	37,7	4	17,1	16		[387]
5.0.0.1.	Естотинское рудное поле	Ф	млн т	Гипергенный		25	16,1	8,9			[387]
5.5.	Собско-Пальникский марганец-баритовый район				ГДП-200, П, ПО					—	
5.5.1.	<i>Собско-Пайпудынский фосфорит-марганец-баритовый рудный узел</i>										
		Mn-руда	млн т	Силикатно-оксидно-карбонатный		45		20	25		[374]
		ba	млн т	Стратиформный целестин-баритовый		4,29	2	2,3			[387]
		Ф	млн т	Желваковый		6,3			6,3		[387]

Индекс объекта прогноза	Название и ранг объекта	Вид ПИ	Единица измерения	Тип оруденения, рудная формация	Завершенные стадии работ	Прогнозные ресурсы на 1.01.2006 г.				Рекомендуемые стадии работ	Номер источника по списку литературы
						Всего	Категория				
							P ₁	P ₂	P ₃		
II-6-36	Войшорское месторождение	ba	млн т	Стратиформный целестин-баритовый		1,7	1,7				[387]
		ct	млн т	Стратиформный целестин-баритовый		0,38	0,38				[387]
II-6-37	Поуркеуское месторождение	ba	млн т	Стратиформный целестин-баритовый		2,3		2,3			[387]
		ct	млн т	Стратиформный целестин-баритовый		0,16		0,16			[387]
II-6-34	Собское месторождение					0,29	0,29				[387]
5.5.2.	<i>Хойлинский баритово-рудный узел</i>									—	
II-4-7.	Хойлинское месторождение	ba	млн т	Стратиформный баритовый	ДР	9,2	9,2				[414]
III-4-2.	Малохойлинское месторождение	ba	млн т	Стратиформный баритовый	ПО	1,5	1,5			ПР	[415]
	Вонкурьюганское проявление	ba	млн т	Стратиформный целестин-баритовый		15		5	10		[415]
5.5.0.1.	Пальникское баритово-рудное поле	ba	млн т	Стратиформный баритовый	П	19,7	7,3	12,4		ПО	[416]
5.0.1.	<i>Парнокский железомарганцевый рудный узел</i>				ПР, ПО, ГДП-200					—	

		Fe- руда	млн т	Стратиформный магнетитовый		11,1	11,1				[513, 514]
		Mn- руда	млн т	Окисленный		2,55	0,55		2		[513, 514]
		Mn- руда	млн т	Стратиформный карбонатный		20,5	12,7	7,8			[513, 514]
5.0.2.	Усинско-Карский фосфорит-марганцевый рудный узел										
		Mn- руда	млн т	Силикатно-оксидно- карбонатный	ГДП- 200	18			18		[250]
		Ф	млн т	Гипергенный	ГДП- 200	10			10		[250]
6.	Райизско-Войкарская Ti, Cu, Cr МЗ										
6.0.1.	<i>Райизский рудный узел</i>			Высокохромистый	ГДП- 200, ПР, ПО	110,9	31,9	60	19		
6.0.1.1.	Северное рудное поле (28 км²)	Cr- руда	млн т	Высокохромистый		15,5	0,5	15			[452]
6.0.1.2.	Южное рудное поле (55 км²)	Cr- руда	млн т	Высокохромистый		43	18	25			[452]
6.0.1.3.	Западное рудное поле (35 км²)	Cr- руда	млн т	Высокохромистый		32,41	12,41	20			[452]
6.0.1.	За пределами рудных полей	Cr- руда	млн т						19		[452]
6.1.	<i>Войкаро-Сынинский рудный район</i>	Cr- руда	млн т			587,18	63,2	269,38	254,6		

Индекс объекта прогноза	Название и ранг объекта	Вид ПИ	Единица измерения	Тип оруденения, рудная формация	Завершенные стадии работ	Прогнозные ресурсы на 1.01.2006 г.			Рекомендуемые стадии работ	Номер источника по списку литературы	
						Всего	Категория				
							P ₁	P ₂			P ₃
6.1.1.	<i>Хойлинско-Пайерский рудный узел</i>	Сг-руда	млн т		П				ПО		
6.1.1.1.	Харотское рудное поле (45 км ²)	Сг-руда	млн т	Высокохромистый		3,9	0,4	0,88	2,7		[249]
6.1.1.2.	Кечьпельское рудное поле (7 км ²)	Сг-руда	млн т	Высокохромистый		55,7	8,5	36,8	10,4		[421]
6.1.1.3.	Хойлинское рудное поле (25 км ²)	Сг-руда	млн т	Высокохромистый		28,7	11,4	16	1,3		[452]
6.1.1.4.	Верхнехойлинское рудное поле (106 км ²)	Сг-руда	млн т	<u>Высокохромистый</u> глиноземистый		<u>2,5</u> 34,2	—	<u>2,5</u> 34,2			[452]
6.1.1.5.	Косшорское рудное поле (12 км ²)	Сг-руда	млн т	Высокохромистый		3,4	1,3	0,6	1,5		[249]
6.1.1.6.	Лекхойлинско-Левопайерское рудное поле (142 км ²)	Сг-руда	млн т	<u>Высокохромистый</u> глиноземистый		<u>1</u> 73,5	10,6	<u>1</u> 62,9			[452]
6.1.1.7.	Верхнелагортинское рудное поле (36 км ²)	Сг-руда	млн т	<u>Высокохромистый</u> глиноземистый		7,4	2,8	4,6			[452]
6.1.1.8.	Лагортинское рудное поле (30 км ²)	Сг-руда	млн т	Глиноземистый		12,4	4,2	8,2			[452]
6.1.1.9.	Кэршорское рудное поле (17 км ²)	Сг-руда	млн т	Глиноземистый		9,8	3,1	6,7			[452]
6.1.2.	<i>Погурейский рудный узел</i>	Сг-руда	млн т	Глиноземистый	ГС-50					П	

6.1.2.1.	Лабогейское рудное поле (56 км ²)	Сг-руда	млн т	Глиноземистый		17,4		17,4			[452]
6.1.2.2.	Погурейское рудное поле	Сг-руда	млн т	Глиноземистый		14,1	4	11,1			[452]
6.1.3.	<i>Лаптапайский рудный узел</i>	Сг-руда	млн т	<u>Высокохромистый глиноземистый</u>	ГС-50	<u>80,5</u> 3,9	<u>16</u> 0,9	<u>64,5</u> 3		П	[452]
6.1.	За пределами рудных узлов	Сг-руда	млн т	Без разделения					238,7		[452]
6.2.	Кершорский рудный район				ГС-50					ГМК-200	
6.2.1.	<i>Конгорский рудный узел</i>										
П-6-90	Проявление горы Черная	Fe-руда	млн т	Ванадий-титано-магнетитовый		1500		500	1000		[467]
6.2.1.	<i>Пятиреченский рудный узел</i>				ГС-50					ГМК-200	
П-V-65	Проявление Дзелятышорское	Fe-руда	млн т	Ванадий-титано-магнетитовый		1094		1094			
6.2.1.1.	Озерное рудное поле	Cu	тыс т	Платино-золото-палладиево-медный		997		997			[249]
		Au	т	Платино-золото-палладиево-медный				52,8			[249]
		Pt	т	Платино-золото-палладиево-медный				9,8			[249]
		Pd	т	Платино-золото-палладиево-медный				54,7			[249]
6.2.1.2.	Пятиреченское рудное поле	Cu	тыс т	Платино-золото-палладиево-медный		150		150			[408]

Продолжение прил. 3

Индекс объекта прогноза	Название и ранг объекта	Вид ПИ	Единица измерения	Тип оруденения, рудная формация	Завершенные стадии работ	Прогнозные ресурсы на 1.01.2006 г.			Рекомендуемые стадии работ	Номер источника по списку литературы	
						Всего	Категория				
							P ₁	P ₂			P ₃
		Pt	т	Платино-золото-палладиево-медный		2,6		2,6		[408]	
6.2.1.	Вне рудных полей	Cu	тыс т	Платино-золото-палладиево-медный		1000			1000	Гк-1000/3	
		Au	т	Платино-золото-палладиево-медный		50			50	Гк-1000/3	
		Pt	т	Платино-золото-палладиево-медный		10			10	Гк-1000/3	
		Pd	т	Платино-золото-палладиево-медный		55			55	Гк-1000/3	
6.2.2.	<i>Лагортинско-Хулгинский рудный узел</i>	Cu	тыс т	Платино-золото-палладиево-медный	ГС-50	1000			1000	ГМК-200	
		Au	т	Платино-золото-палладиево-медный		50			50	Гк-1000/3	
		Pt	т	Платино-золото-палладиево-медный		10			10	Гк-1000/3	
		Pd	т	Платино-золото-палладиево-медный		55			55	Гк-1000/3	
6.3.	Малоуральский рудный район				ГС-50					ГМК-200	

6.3.1.	<i>Усть-Конгорский рудный узел</i>				ГДП-200				ПО	
III-6-1.	Проявление Первая Рудная Горка	Fe-руда	млн т	Скарново-магнетитовый		68		1	67	[364]
6.3.2.	<i>Таньюский рудный узел</i>				ГДП-200				ГМК-200	
III-6-27	Проявление Третья Рудная Горка	Fe-руда	млн т	Скарново-магнетитовый		203		100	103	[364]
		Au	т	Скарново-магнетитовый		10,4		10,4		[364]
6.3.2.1.	Элькошорское рудное поле	Cu	тыс т	Медно-порфировый				400		[364]
		Mo	тыс т	Медно-(молибден)-порфировый				20		[364]
		Au	т	Медно-(молибден)-порфировый				2,5		[364]
6.3.2.2.	Манюкуюское рудное поле	Cu	тыс. т	Медно-(молибден)-порфировый				800		[364]
		Au	т	Медно-(молибден)-порфировый				30		[364]
6.3.2.3.	Янаслорское рудное поле	Cu	тыс. т	Медно-молибден-порфировый				178		[364]
		Mo	т	Медно-молибден-порфировый				42		[364]
6.3.2.	За пределами рудных полей	Cu	тыс. т	Медно-порфировый		2300			2300	Гк-1000/3
		Mo	тыс. т	Медно-(молибден)-порфировый		75			75	Гк-1000/3

7.0.1.	<i>Щекурбинский Cu, Pt, Au рудный узел</i>	Cu	тыс. т	Платино-золото-палладиево-медный	ГС-50	500			500	ГДП-200	Гк-1000/3
		Au	т	Платино-золото-палладиево-медный		25			25		Гк-1000/3
		Pt	т	Платино-золото-палладиево-медный		5			5		Гк-1000/3
		Pd	т	Платино-золото-палладиево-медный		22			22		Гк-1000/3
10.1.	<i>Северо-Сосьвинский боксит-буроугольный район</i>				ГС-200					ГДП-200	
10.0.01.	Люльинская площадь	Al	млн т	Латеритный, осадочный		43,4		8,4	35		[365]
Россыпи											
0.1.	Енганепэйско-Манитаньрдский золотороссыпной район	Au	т	Россыпей	ГДП-200	1,9			1,9	—	
0.1.1.	Нияюский золотороссыпной узел	Au	т	Россыпей		1,6			1,6		Гк-1000/3
0.2.	Харбейско-Щучьинский золотороссыпной район	Au	т	Россыпей	ГДП-200	2,0			2,0		
0.2.1.	Пайпудынский золотороссыпной узел	Au	т	Россыпей		1,2			1,2		[364]
0.2.	Вне рудных узлов	Au	т	Россыпей		0,8			0,8		[364]
0.4.	Войкаро-Сынинский потенциальный золотороссыпной район	Au	т	Россыпей	ГС-50, ГС-200	7,35			7,35	ГМК-200	
0.4.1.	Хараматолоуский потенциальный золотороссыпной узел	Au	т	Россыпей		1,65			1,65		Гк-1000/3

Индекс объекта прогноза	Название и ранг объекта	Вид ПИ	Единица измерения	Тип оруденения, рудная формация	Завершенные стадии работ	Прогнозные ресурсы на 1.01.2006 г.			Рекомендуемые стадии работ	Номер источника по списку литературы
						Всего	Категория			
							P ₁	P ₂		
0.4.2.	Таньюский потенциальный золотороссыпной узел	Au	т	Россыпей		1,5		1,5		Гк-1000/3
0.4.3.	Войкарский потенциальный золотороссыпной узел	Au	т	Россыпей		2,0		2,0		Гк-1000/3
0.4.4.	Пожемависский потенциальный золотороссыпной узел	Au	т	Россыпей		1,0		1,0		Гк-1000/3
0.4.5.	Лаптапайский потенциальный золотороссыпной узел	Au	т	Россыпей		1,2		1,2		Гк-1000/3
0.5.	Лемвинский золотороссыпной район	Au	т	Россыпей	ГДП-200	2,0		2,0	—	[421]
0.6.	Кожимский золотороссыпной район	Au	т	Россыпей	ГДП-200, ПО, ПР	26		3,0	23,0	
0.6.4.	Балбаньюский золотороссыпной узел	Au	т	Россыпей		26		3,0	23,0	ПО [421]
0.7.	Хулгинский потенциальный золотороссыпной район	Au	т	Россыпей	ГС-50	3,3		3,3	ГМК-200	[365]

0.8.	Ляпинский золотороссыпной район	Au	т	Россыпей	ГС-50, ГДП-200	2,648	0,06	0,148	2,44	ПО	
0.8.1.	Хобеинский золотороссыпной узел	Au	т	Россыпей		0,458	0,04	0,008	0,41		[365]
0.8.2.	Народнинский золотороссыпной узел	Au	т	Россыпей		1,296		0,096	1,2		[365]
0.8.4.	Маньинский золотороссыпной узел	Au	т	Россыпей		0,894	0,02	0,044	0,83		[365]
Пьезооптическое сырье											
18.	Полярноуральская хрусталеносная субпровинция										
18.2 q.	Центральный хрусталеносный район										
18.2.1.	Желаннинский рудный узел										
	— горный хрусталь для плавки		т	Хрусталеносные кварцевые жилы		2164	1108	987	69		[370]
	— прозрачный жильный кварц для плавки		т	Хрусталеносные кварцевые жилы		4301	2809	1444	48		[370]
	— пьезооптический кварц, моноблоки		кг	Хрусталеносные кварцевые жилы		3684	1570	1634	480		[370]
18.3 q.	Восточный хрусталеносный район										
18.3.2.	Верхнекожимский рудный узел										
	— горный хрусталь для плавки		т	Хрусталеносные кварцевые жилы		145	15	130			[370]

Индекс объекта прог- ноза	Название и ранг объекта	Вид ПИ	Еди- ница изме- рения	Тип оруденения, рудная формация	Завер- шенные стадии работ	Прогнозные ресурсы на 1.01.2006 г.			Реко- мен- дуемые стадии работ	Номер источ- ника по списку литера- туры	
						Всего	Категория				
							P ₁	P ₂			P ₃
	— прозрачный жильный кварц для плавки		т	Хрусталеносные кварцевые жилы		222	78	144		[370]	
	— пьезооптический кварц, моноблоки		кг	Хрусталеносные кварцевые жилы		1300		1300		[370]	

Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых

Группа, подгруппа, вид полезных ископаемых	Масштаб, (тип оруденения, рудная формация)	Количество прогнозируемых объектов	Прогнозные ресурсы на 1.01.2004 г.			
			Всего	Категория		
				C ₃	D ₁	D ₂
I. Горючие ископаемые						
1. Нефть и газ						
Нефть (млн т)		19	197,8	128,0	58	11,8
Газоконденсат (млн т)		13	5,9		4,5	1,4
Газ горючий (млрд м ³)		41	85,0	30,2	46,0	8,8
				Категория		
				P ₁	P ₂	P ₃
2. Твердые горючие ископаемые						
Уголь каменный (млн т)	Угленосная краевых прогибов	16	144552,0	46518,0	51919,0	46115,0
Уголь бурый (млн т)	Всего, в том числе:	8	15051,9	101,5	7454,4	7496
	— угленосная краевых прогибов	5	14731,0		7325,0	7406,0
	— угленосная молодых платформ	3	320,9	101,5	129,4	90,0
II. Металлические ископаемые						
1. Черные металлы (тыс. т)						
Железо	Всего	6	2976,1	11,1	1695	1270

Группа, подгруппа, вид полезных ископаемых	Масштаб, (тип оруденения, рудная формация)	Количество прогнози- руемых объектов	Прогнозные ресурсы на 1.01.2004 г.			
			Всего	Категория		
				C ₃	D ₁	D ₂
	Узел	1	11,1	11,1		
	Проявление, в том числе:	4	2865		1695	1170
	— ванадий-титаномагнетитовый	2	2594		1594	
	— скарново-магнетитовый	2	271		101	
	Аномалия (скарново-магнетитовый)	1	100			100
Марганец	Всего	5	111,05	13,25	27,8	70
	Район (силикатно-оксидно-карбонатный)	1	25			25
	Узел, в том числе:	4	86,05	13,25	27,8	45
	— окисленный	1	2,55	0,55		2
	— силикатно-оксидно-карбонатный	2	63		20	43
	— стратиформный карбонатный	1	20,5	12,7	7,80	
Хром	Всего	18	681,09	94,11	296,18	290,8
	Район	1	238,7			238,7
	Узел, в том числе	3	120,6	16,9	67,5	36,2
	— высокохромистый	3	116,7	16	64,5	36,2
	— глиноземистый	1	3,9	0,9	3	
	Поле, в том числе	14	321,79	77,21	228,68	15,9
	— высокохромистый	14	248,29	66,61	165,78	15,9
	— глиноземистый	3	73,5	10,6	62,9	

2. Цветные металлы (тыс. т)

Медь	Всего	15	10633	100	3025	7508
	Район (колчеданный)	2	1558			1558
	Узел, в том числе	5	5950			5950
	— медно-порфировый	2	3450			3450
	— платино-золото-палладиево-медный	3	2500			2500
	Поле, в том числе	6	2825		2825	2825
	— медно-порфировый	3	1378		1378	
	— платино-золото-палладиево-медный	2	1147		1147	
	— медистых песчаников	1	300		300	
	Месторождение (медистых песчаников)	1	250	100	150	
	Проявление (медистых песчаников)	1	50		50	
Свинец	Всего	2	2043		400	1643
	Район (колчеданный)	1	243			243
	Узел	1	1800		400	1400
Цинк	Всего	3	6188		700	5488
	Район (колчеданный)	2	3288			3288
	Узел	1	2900		700	2200
Никель	Узел (кор выветривания)	1	635			635
Кобальт	Узел (кор выветривания)	1	60			60
Молибден	Всего	4	169		62	107
	Узел (медно-порфировый)	2	107			107
	Поле (медно-порфировый)	2	62		62	
Алюминий	Зона (латеритный)	2	58,4		8,4	50

Группа, подгруппа, вид полезных ископаемых	Масштаб, (тип оруденения, рудная формация)	Количество прогнози- руемых объектов	Прогнозные ресурсы на 1.01.2004 г.			
			Всего	Категория		
				C ₃	D ₁	D ₂
3. Благородные металлы (т)						
Золото	Всего	41	1060,1	44,5	310,8	704,8
	Район, <i>в том числе</i>	5	170			170
	— золото-кварц-сульфидная	1	10			10
	— золотоносных конгломератов	1	5			5
	— колчеданный	1	79			79
	— коры выветривания	1	20			20
	— скарново-магнетитовый	1	56			56
	Узел, <i>в том числе</i>	7	172			172
	— золото-(сульфидно)-кварцевая	1	170			170
	— медно-(молибден)-порфировый	2	22			22
	— платино-золото-палладиево-медный	3	125			125
	— штокверковый фуксит-палладиево-золоторудный	1	15			15
	Поле, <i>в том числе</i>	27	696,7	43,5	290,4	362,8
	— золото-(сульфидно)-кварцевая	7	144	19	34	91
	— золото-кварц-сульфидная	11	320	19,8	145,4	154,8
	— золотоносных конгломератов	2	73		14	59
	— коры выветривания	2	13,4	2,4	3	8

	— медно-(молибден)-порфировый	2	32,5		32,5	
	— платино-золото-палладиево-медный	2	102,8		52,8	50
	— штокверковый фуксит-палладиево-золоторудный	1	11,0	2,3	8,7	
	Проявление, в том числе	2	21,4	1	20,4	
	— золото-кварц-сульфидная	1	11	1	10	
	— скарново-магнетитовый	1	10,4		10,4	
Золото (россыпи)	Всего	15	50,698	0,06	4,648	45,99
	Район	4	11,9		1,5	10,4
	Узел	11	38,798	0,06	3,148	35,59
Серебро	Поле (медистых песчаников)		1000		1000	
Платина	Всего	5	37,4		12,4	25
	Узел (платино-золото-палладиево-медный)	3	25			25
	Поле (платино-золото-палладиево-медный)	2	12,4		12,4	
Палладий	Всего	4	186,7		54,7	132
	Узел (платино-золото-палладиево-медный)	3	132			132
	Поле (платино-золото-палладиево-медный)	1	54,7		54,7	
4. Радиоактивные элементы (т)						
Уран	Район (настуран-уран-коффинитовый)	1	8527		8527	
III. Неметаллические ископаемые						
1. Оптические материалы						
Кварц пьезо-оптический, моноблоки (кг)	Узел	2	4984	1570	2934	480
Горный хрусталь для плавки (т)	Узел	2	2164	1108	987	69

Группа, подгруппа, вид полезных ископаемых	Масштаб, (тип оруденения, рудная формация)	Количество прогнози- руемых объектов	Прогнозные ресурсы на 1.01.2004 г.			
			Всего	Категория		
				C ₃	D ₁	D ₂
Прозрачный жильный кварц для плавки (т)	Узел	2	4523	2887	1588	48
2. Химическое сырье (млн т)						
Барит	Всего	8	53,99	21,99	22	10
	Узел (стратиформный)	1	4,3	2	2,3	
	Поле (стратиформный)	1	19,7	7,3	12,4	
	Месторождение (стратиформный)	5	14,99	12,69	2,3	
	Проявление (стратиформный)	1	15	5	10	
3. Минеральные удобрения (млн т)						
Фосфорит	Всего	6	147,5	29,8	52,4	65,3
	Узел, <i>в том числе</i>	2	16,3			16,3
	— гипергенный	1	10			10
	— желваковый	1	6,3			6,3
	Поле (гипергенный)	3	110,5	29,1	32,4	49
	Месторождение	1	20,7	0,7	20	

**Список проявлений, показанных на схеме перспективных площадей
строительных материалов в пределах Западносибирской минерагенической провинции
масштаба 1 : 2 500 000**

Индекс квадрата	Номер объекта	Полезное ископаемое	Название объекта или географическая привязка	Промышленная освоенность
III-6	1	Глины	Малая Обь, р.	3
IV-6	2	Глины	Шурышкары	3
IV-6	3	Глины	Горная Обь, р.	3
V-3	15	Песок	Енготаю, р.	3
V-3	16	Диатомит, опока	Енготаю, р.	3
V-3	18	Диатомит, опока	Енготаю, р.	3
V-4	4	Песчано-гравийный материал	Сыня, р.	3
V-4	7	Диатомит, опока	Большой Тукшин, р.	3
V-4	8	Диатомит, опока	Большой Тукшин, р.	3
V-4	10	Диатомит, опока	Сыня, р.	3
V-4	17	Песчано-гравийный материал	Сыня, р.	3
V-4	19	Песчано-гравийный материал	Волдэпюган, р.	3
V-4	20	Песчано-гравийный материал	Муюган, р.	3
V-4	21	Песок	Несьюган, р.	3
V-5	5	Песчано-гравийный материал	Малый Емьдочан	3
V-5	6	Песчано-гравийный материал	Малый Емьдочан	3
V-5	9	Песок	Без названия	3
V-5	12	Песок	Сыня—Горная Обь, реки	3
V-5	13	Песчано-гравийный материал	Без названия	3
V-5	22	Песок	Лесмаюган, р.	3
V-5	23	Песчано-гравийный материал	Лесмаюган, р.	3
V-6	11	Глины	Угловатюган, р.	3
V-6	14	Диатомит, опока	Куноват	3
VI-2	26	Песчано-гравийный материал	Хулга, р.	3
VI-2	29	Песчано-гравийный материал	Хулга, р.	3
VI-3	31	Песчано-гравийный материал	Грубею, р.	3
VI-3	32	Песчано-гравийный материал	Кем-Паж, р.	3
VI-3	35	Песчано-гравийный материал	Огурья, р.	3
VI-3	36	Диатомит, опока	Сюльюган, р.	3
VI-3	38	Песчано-гравийный материал	Огурья, р.	3

Индекс квадрата	Номер объекта	Полезное ископаемое	Название объекта или географическая привязка	Промышленная освоенность
VI-3	39	Диатомит, опока	Нампалая, р.	3
VI-4	25	Диатомит, опока	Несьюган, р.	3
VI-4	27	Диатомит, опока	Несьюган, р.	3
VI-4	30	Диатомит, опока	Софьины Горы	3
VI-5	24	Песок	Лесмаюган, р.	3
VI-5	33	Песчано-гравийный материал	Ай-Аскареган	3
VI-5	34	Диатомит, опока	Лейвгорюган, р.	3
VI-5	37	Песок	Ванька-Еган, р.	3
VI-5	40	Песок	Без названия	3
VI-5	41	Диатомит, опока	Шаганьеган	3
VI-5	42	Диатомит, опока	Ванька-Еган, р.	3
VI-5	43	Диатомит, опока	Без названия	3
VI-5	45	Диатомит, опока	Айхурьюган, р.	3
VI-6	28	Песок	Без названия	3
VI-6	44	Глины	Без названия	3

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Геологическая изученность	6
Стратиграфия	12
Интрузивные образования	173
Метаморфизм и метасоматические образования	218
Тектоника	224
История геологического развития	234
Геоморфология	242
Полезные ископаемые	248
Закономерности размещения полезных ископаемых и оценка прогнозных ресурсов	336
Гидрогеология	401
Эколого-геологическая обстановка	418
Заключение	430
Список литературы	434
<i>Приложение 1.</i> Список месторождений, проявлений, пунктов минерализации, шлиховых потоков, шлиховых ореолов, вторичных и первичных геохими- ческих ореолов полезных ископаемых, геофизических аномалий и структур по сейсмическим данным, перспективных на углеводородное сырье, показан- ных на карте полезных ископаемых, прогнозно-минерагенической карте и карте прогноза на нефть и газ	460
<i>Приложение 2.</i> Каталог объектов полезных ископаемых и их признаков, показанных на карте плиоцен-четвертичных отложений	491
<i>Приложение 3.</i> Кадастр прогнозных ресурсов полезных ископаемых по листу Q-41 по состоянию на 1.01.2006 г.	505
<i>Приложение 4.</i> Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых	533
<i>Приложение 5.</i> Список проявлений, показанных на схеме перспективных пло- щадей строительных материалов в пределах Западносибирской минерагени- ческой провинции	539

**ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ**

Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение)

Серия Уральская

Лист Q-41 – Воркута

Объяснительная записка

Редактор Е. А. Зотова

Подписано в печать 25.12.07. Формат 70 × 100/16. Гарнитура NewtonС.
Печать офсетная. Печ. л. 34,125 + 4 вкл. Уч.-изд. л. 44. Тираж 150 экз.
Заказ 80000022

Картографическая фабрика ВСЕГЕИ
199178, Санкт-Петербург, Средний пр., 72
Тел. 328-9190, факс 321-8153