

МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ И ЭКОЛОГИИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО ПО НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЮ
ЗАКРЫТОЕ АКЦИОНЕРНОЕ ОБЩЕСТВО «ГОРНОГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОМПАНИЯ «МИРЕКО»

ГОСУДАРСТВЕННАЯ
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
масштаба 1 : 200 000

Издание второе
Серия Полярно-Уральская
Листы R-41-XXXV, XXXVI (хр. Оченырд)

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА

УДК [550.8.528.94](084.3М200)(470.13+470.111+571.121)

Д. В. Зархидзе, О. Н. Малых и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Издание второе. Серия Полярно-Уральская. Листы R-41-XXXV, XXXVI (хр. Оченырда). Объяснительная записка. – М.: Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2017. 224 с. (Минприроды России, Роснедра, Комитет природных ресурсов по Республике Коми, ЗАО «МИРЕКО»).

Обобщены материалы по геологическому строению и полезным ископаемым района сочленения Полярноуральского и Пайхойского антиклинориев с Предуральским краевым прогибом. Составлен комплект обязательных геологических карт и объяснительная записка к ним с необходимыми схемами.

Описаны стратиграфические подразделения в возрастном диапазоне от позднего рифея до триаса включительно и в диапазоне от эоцена до голоцена. Приведена прогнозная оценка территории на каменный уголь, марганец, полиметаллы, бокситы, коренное золото, флюорит, фосфорит.

Табл. 8, илл. 7, список лит. 219 назв., прил. 15.

Составители

Д. В. Зархидзе, О. Н. Малых и др.

Редактор *М.А. Шишкин*

Эксперт РЭС *В. Н. Иванов*

Эксперты НРС *В. П. Водолазская, Л. Р. Семенова*

Рекомендовано к печати
НРС Роснедра при ВСЕГЕИ 25 мая 2009 г.

© Роснедра, 2017
© ЗАО «МИРЕКО», 2009
© Д. В. Зархидзе, О. Н. Малых и др., 2009
© Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2010
© Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2017

ВВЕДЕНИЕ

Территория листов R-41-XXXV, XXXVI входит в состав трех административных единиц: Ненецкого национального округа Архангельской области, Ямало-Ненецкого национального округа Тюменской области и Воркутинского района Республики Коми, располагаясь в районе соединения Полярного Урала и хребта Пай-Хой. Площадь листов составляет 6 130 км² и ограничена координатами 64°00'–66°00' в. д. и 68°00'–68°40' с. ш.

Орографически район разделяется на равнинную часть, которая занимает 70 % площади и горную, занимающую 30 %. Равнины территории прослеживаются на западе, в центре и северо-востоке, горы – на юго-востоке. В юго-восточной части листов расположено северное окончание Полярного Урала (хр. Оченырды и г. Гнетьюиз, Лимбятэ, Лядхэй), в северной – южное окончание хребта Пай-Хой (г. Большой Едуней). Наиболее крупным горным массивом является хр. Оченырды. Для района характерно сочетание аккумулятивного и денудационного типов рельефа с чередованием участков от слабовсхолмленной равнины, до резко расчлененного горного сооружения.

Абсолютные отметки изученной территории составляют: минимальная – 47 м, максимальная – 1 375 м (безымянная вершина хр. Оченырды). Относительное превышение водоразделов над долинами в горной части достигает 1 000 м, на остальной территории около 100 м (до 200 м).

Гидрографическая сеть густая. Главными водными артериями являются р. Кара, р. Силоваяха и р. Большая Лядхэйха. В верховьях реки этого района имеют много притоков и характеризуются бурным течением, в среднем и нижнем течении – более спокойны. Водный режим рек непостоянен и находится в большой зависимости от количества выпадающих осадков и интенсивности таяния снежного покрова весной. Все реки, как правило, из-за большого количества перекатов непригодны для сплава, и являются серьезным препятствием для вездеходного транспорта. Во время весеннего паводка они становятся непроходимы, а в межень могут быть преодолены на участках каменистых бродов. Для территории характерно обилие небольших озер. На равнине самыми крупными озерами являются Тиребэйто, Уткаты, Бол. Варкаты, Хасырейты и Коматы, в предгорьях и горной части – озера Лядхэйто, Очеты, Сидямбто.

Климат субарктический, с коротким (2 месяца) прохладным, дождливым летом и продолжительной (8–9 месяцев) холодной зимой. Устойчивый снежный покров формируется в середине-конце сентября. Реки покрываются льдом в конце сентября–начале октября, освобождаются от него – в начале–середине июня. Среднегодовая температура –7 °С. В наиболее холодный период (январь–февраль) среднемесячная температура составляет –19–20 °С, нередко морозы до –35–45 °С (абсолютный минимум –51 °С). В летние месяцы (июль–август) среднемесячная температура +7+9 °С. Атмосферное увлажнение избыточное. Среднегодовое количество осадков составляет 350 мм.

На площади практически повсеместно развиты многолетнемерзлые породы. Сезонно-талый слой на торфяных грунтах составляет 0,2–0,5 м, на суглинистых грунтах – 0,7–0,9 м, на песчаных – до 1,5 м.

Территория располагается в подзоне северной тундры. Для нее характерны тундровые глеевые почвы с довольно мощным (до 15 см) торфянисто-гумусовым горизонтом. Часто встречаются торфяники. Суровые климатические условия обуславливают развитие скудной тундровой растительности. Самыми распространенными представителями флоры являются: травянистая растительность, мхи, лишайники, кустарнички (брусника, голубика, морошка) и кустарники (карликовая березка, полярная ива, можжевельник). Выше 350–400 м расположена гольцовая зона, где развиты только мхи, лишайники и травянистая растительность.

На территории обитают зайцы, песцы, лемминги, реже встречаются лисы, волки, россомахи и бурые медведи. Пернатые представлены полярными куропатками и полярными совами. Летом появляются перелетные птицы: кулики, пуночки, гагары, утки, гуси, лебеди. В реках и наиболее глубоких озерах обитают: хариус, сиг, чир, пелядь, щука, налим, голец, горбуша и омуль. Летом в больших количествах встречаются комары и гнус.

В экономическом отношении район не освоен. Населенные пункты отсутствуют. Население представлено только группами кочевых ненцев. Ближайшим (90 км к югу) населенным пунктом является г. Воркута – центр угледобывающей промышленности Печорского угольного бассейна.

Обнаженность территории неравномерная, преимущественно неудовлетворительная. В пределах равнинной части обнажения коренных горных пород распространены в основном по долинам рек. Значительно лучше обнажена горная часть территории, хотя многие выходы коренных пород часто перекрыты обширными осыпями.

Геологическое строение площади сложное, что предопределено ее положением на стыке тектонических структур Урала и Пай-Хоя, а также определяется широким возрастным диапазоном картируемых подразделений, их фациальной изменчивостью, интенсивной дислоцированностью пород. Работы по ГДП-200 и подготовка к изданию второго поколения Государственной геологической карты листов R-41-XXXV, XXXVI были начаты в 2005 году. Проведено два полноценных полевых сезона, в задачу которых входило уточнение дискуссионных вопросов стратиграфии и магматизма района, прогнозно-поисковые работы на золото, марганец, фосфориты, бокситы, МПГ и другие виды полезных ископаемых, сопровождавшиеся на перспективных участках геохимическим опробованием по вторичным ореолам и потокам рассеяния, геофизическими работами (магниторазведка) и горными работами. Обработка результатов исследований и обобщение материалов предыдущих геологосъемочных, поисковых, геофизических и тематических работ этой территории проводилась в камеральный период работ.

Основой для составления новой Госгеолкарты-200 второго поколения являлись, в первую очередь, материалы полистных и групповых съемок масштаба 1 : 50 000 (ГС-50 и ГГС-50, ГДП-50), проведенные под руководством М. А. Маслова [177], В. Н. Воронова [146], А. С. Микляева [180, 182, 185], С. А. Золотарёва [159], Ю. Ю. Эрвье [215] и др., данные собственных полевых исследований авторов, материалы поисковых работ на коренное золото и медь [196], фосфориты [180, 181], бокситы [173, 175], флюорит [174], уголь [141, 163, 165] и др. Детальными геологосъемочными работами покрыто 80 % территории, что обуславливает высокую информативность представленной геологической карты. Кроме того, при составлении Госгеолкарты-200 листов R-41-XXXV, XXXVI и объяснительной записки к ней использовались многочисленные тематические и опытно-методические исследования, проведенные на территории геологами ИГ Коми УрО РАН (г. Сыктывкар) и ФГУП «ВНИГРИ» (г. Санкт-Петербург) и ФГУП «ВСЕГЕИ» (г. Санкт-Петербург).

Результаты отмеченных выше работ, а также тематические (преимущественно стратиграфические) исследования позволили уточнить положение и детализовать состав подразделений практически всех возрастных диапазонов, развитых в районе, а также проследить положение геологических границ в обнаженной части территории. При картировании границ в пределах слабо обнаженных участков использованы материалы поисково-картировочного бурения, которое в значительных объемах проводилось при ГГС-50, ГДП-50 и поисковых работах на уголь; результаты дешифрирования аэрофото- и космоматериалов различных масштабов, а также данные геофизических работ по гравиразведке, магниторазведке, электроразведке и сейсморазведке. Наименее обоснованным осталось графическое отражение положения нижней границы оюсской свиты в северо-западной части территории листа R-41-XXXVI в районе Едунейского куполовидного поднятия, из-за неудовлетворительной обнаженности ордовикских отложений в сочетании с весьма пологими углами падения. Также не решены вопросы о внутреннем строении монотонных карбонатов Нерусовейского паравтохтона в северо-восточном углу листа R-41-XXXVI, по причине их слабой обнаженности и значительного динамометаморфического преобразования, выразившегося в мраморизации пород с образованием вторичной полосчатости.

Из смежных листов Государственной геологической карты масштаба 1 : 200 000 к настоящему времени изданы комплекты карт первого поколения по листам R-41-XXIX, XXX (1959 г.), R-41-XXXIV, которые в значительной степени устарели. Поэтому полная увязка границ по западной и северной рамкам не проводилась. В издании находятся комплекты Госгеолкарты второго поколения по листам Q-41-V, VI [94], изданы комплекты Госгеолкарты второго поколения по листам R-42-XXXI, XXXII [23]. По южной рамке листов R-41-XXXV, XXXVI карта дозоценовых образований полностью увязана с листами Q-41-V, VI. По восточной рамке

листа R-41-XXXVI увязка границ на отдельных участках невозможна из-за ошибочного отнесения на листе R-42-XXXI, XXXII отложений лядгейской свиты позднего рифея–венда к арканьрдской свите венда, что было установлено при проведении собственных полевых работ. Карта эоцен–четвертичных образований по южной рамке листов полностью увязана с листами Q-41-V, VI на восточном отрезке – от горной части (включительно) до возвышенности Пембой. На западном отрезке южной границы увязка невозможна из-за излишне широкого показа образований роговской серии в южной части возвышенности и ошибочного отнесения в бассейне р. Тальмаю к роговской серии более древних неогеновых подразделений. Кроме того, по южной границе листов на правом берегу р. Кара, пески, ранее на листах Q-41-V, VI относимые к сармаюской толще [209], нами палинологически датированы миоценом, а на левом берегу р. Кара по скв. 25 соответствующих песков нет в разрезе, поэтому имеющиеся «приграничные» отложения отнесены к пембойской толще миоцена на правом берегу и к роговской серии эоплейстоцена на левом берегу р. Кара. По восточной рамке, в пределах горной части, увязка границ на отдельных участках невозможна из-за необоснованно широкого показа доэоценовых образований на листах R-42-XXXI, XXXII [23].

Геологические карты, их зарамочное оформление, а также объяснительная записка, выполнены в соответствии с «Инструкцией по составлению и подготовке к изданию листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000» [43], «Временными требованиями по проведению и конечным результатам геологосъемочных работ, завершающихся созданием Госгеолкарты-200» [17]. Цифровые модели карт подготовлены в форматах ArcView с учетом «Требований по представлению НРС и ГБЦГИ цифровых моделей листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 второго издания» [83].

Геологическая карта, разрезы составлены Д. В. Зархидзе и А. С. Красножен; стратиграфическая колонка и легенда к геологической карте – Т. Н. Ухач, С. В. Пешковым; тектоническая схема и схема тектонического районирования – Д. В. Зархидзе; карта эоцен–четвертичных образований, разрезы, схема соотношений четвертичных образований, геоморфологическая схема – Д. В. Зархидзе, А. В. Бартовой; карта полезных ископаемых и закономерностей их размещения, металлогенограмма, схемы минерагенического районирования и прогноза полезных ископаемых – О. Н. Малых, Д. И. Завилейским и С. В. Пешковым; схемы распространения гидрогеологических подразделений, эколого-геологических условий, геохимической и геодинамической устойчивости ландшафтных подразделений, оценки эколого-геологической опасности – А. С. Клевцовым. Компьютерное сопровождение Госгеолкарты-200 выполнено Е. В. Богатыревой, А. В. Бартовой, Е. А. Юферовой, А. Е. Цыбульской и др. Текст объяснительной записки также написан коллективно. Главы составили: «Введение» – Ю. А. Девятуха, «Геологическая изученность» – Н. А. Алексеева, «Стратиграфия» – Ю. А. Девятуха (рифей–венд), Л. С. Колесник, Т. Н. Ухач, С. В. Пешков (палеозой–триас), Д. В. Зархидзе (палеоген–квартер), «Интрузивный магматизм» – Ю. А. Девятуха, «Тектоника» – Д. В. Зархидзе, «История геологического развития» – Т. Н. Ухач, Ю. А. Девятуха, А. В. Бартова, «Геоморфология» – А. В. Бартова, «Полезные ископаемые» и «Закономерности размещения полезных ископаемых и оценка перспектив района» – О. Н. Малых, «Гидрогеология», «Эколого-геологическая обстановка» – А. С. Клевцов, «Заключение» – Д. В. Зархидзе.

Атомно-абсорбционный анализ литохимических, бороздовых, сколковых проб был проведен химико-аналитической лабораторией, а палеопалинологические и палеомикрофаунистические исследования биостратиграфической лабораторией ООО «Центральная Горногеологическая лаборатория» (г. Сыктывкар). Полуколичественный спектральный анализ проб осуществлялся физико-химической лабораторией ООО «Геолог-1» (г. Ухта). Палеомагнитное изучение кайнозойских пород проводилось в Лаборатории магнитостратиграфии и палеомагнитных реконструкций ВНИГРИ (заведующий лабораторией профессор, доктор физ.-мат. наук А. Н. Храмов). Изучение распределения ЭПГ, золота и типоморфных особенностей минералов благородных металлов в углеродистых сланцах каменноугольного возраста проводилось специалистами ЗАО «НАТИ». Определения абсолютного возраста и рентгеноспектральный флуоресцентный анализ горных пород сделаны в Центре изотопных исследований ФГУП «ВСЕГЕИ».

Авторы признательны А. И. Водолазскому, В. П. Водолазской (ФГУП «ВСЕГЕИ»), А. В. Жданову (ФГУП «ВСЕГЕИ»), М. Я. Попову (Комигеолфонд), В. М. Макову, Н. В. Лютикову, В. Н. Иванову (ЗАО «ГТК Миреко») и другим за предоставление материалов и разностороннюю организационную, научно-методическую, консультативную помощь.

Особая благодарность выражается за оказание систематической помощи в ходе работы коллегам по ЗАО «ГТК Миреко», а также следующим специалистам: К. В. Куликовой (ИГ Коми УрО РАН) за неоценимую помощь при анализе и обработке материалов разделов «Магматизм»

и «Стратиграфия. Протерозойская акротема», И. В. Богатыреву (при корректировке программного обеспечения для электронной базы данных), А. В. Журавлеву (за оперативное палеонтологическое обеспечение работ). Коллектив выражает благодарность и отдает должное эрудиции и глубоким познаниям в геологии региона М. А. Шишкину, который на протяжении всей работы над графическими и текстовыми материалами выступал не только как редактор, но и в роли учителя, консультанта для молодых специалистов геологов.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

В связи с тем, что работы, проведенные до издания Госгеолкарты м-ба 1 : 200 000 первого поколения по листам R-XXXV, XXXVI, освещены в объяснительной записке к этим листам [25], в настоящей записке рассматриваются только сама изданная карта и геологические исследования выполненные после 1963 года.

Геологосъемочные, поисковые и разведочные работы. Большинство геологосъемочных работ, проведенных на территории листов R-XXXV, XXXVI, сопровождались поисковыми и поисково-оценочными работами, поэтому они описываются вместе. Картограмма геологической изученности представлена на рис. 1.

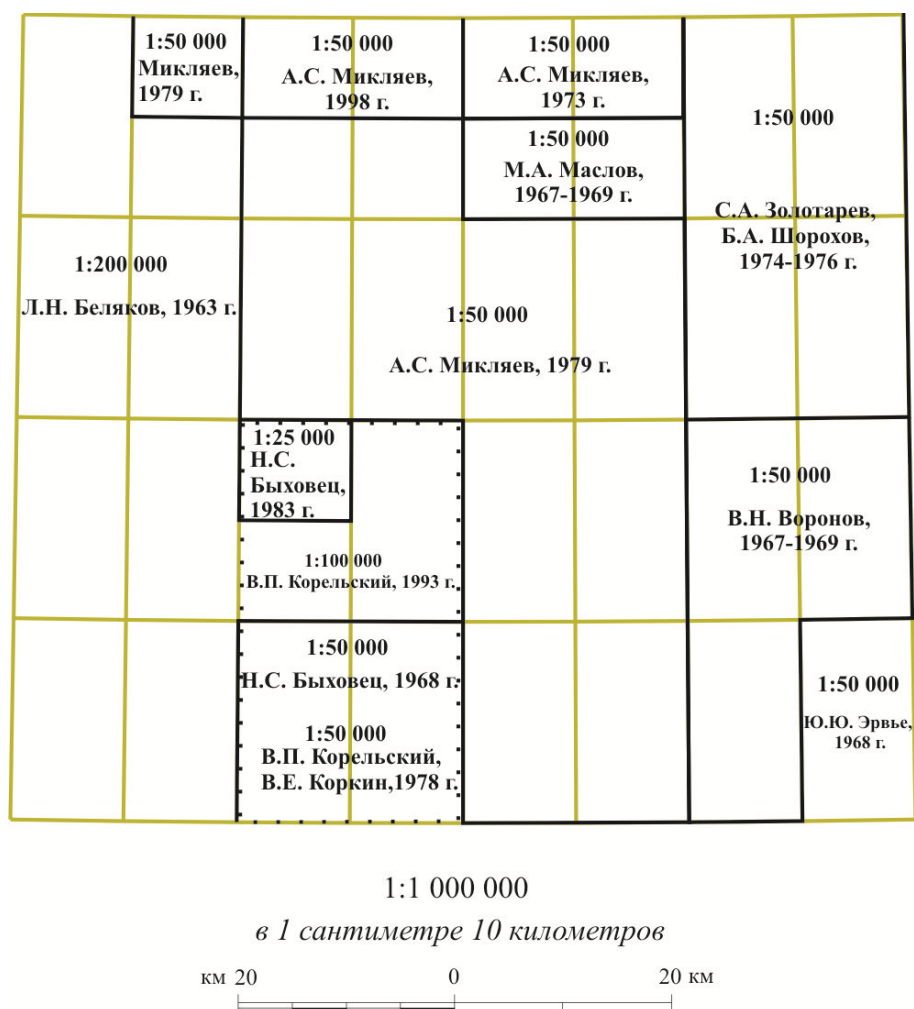


Рис. 1. Картограмма геологической изученности.

Государственная геологическая карта масштаба 1 : 200 000 листов R-41-XXXV, XXXVI первого поколения была подготовлена к изданию в 1963 году под руководством Л. Н. Белякова и Т. Н. Беляковой [25] на основе анализа материалов ранее проведенных геологических и поисково-разведочных работ различных масштабов. При расчленении и корреляции отложений этого региона применялась стратиграфическая схема, предложенная Б. Я. Осадчевым [58]. На площа-

ди листов авторами охарактеризованы отложения всей палеозойской группы от кембрия до перми, а также подразделения триасовой, четвертичной систем. В геологическом разрезе выделены доордовикские образования (хобеинская, маньинская свиты); минисейская, сянгурская свиты ордовика; осовейская свита, охватывающая верхний отдел ордовикской системы и нижний отдел силурийской; карбонатные отложения силура, девона, карбона (с детальностью до отделов и ярусов); сезимская, гусяная, бельковская, талатинская свиты юнъягинской серии, лекворкутинская и интинская свиты воркутской серии нижней перми и печорская серия верхней перми; хейягинская серия триаса; разнофациальные осадки четвертичных отложений; интрузивные образования гранитов и кварцевых диоритов. В результате этих работ впервые для территории листов были составлены: геологическая карта дочетвертичных образований, карта полезных ископаемых и карта четвертичных образований в масштабе соответствующем требованиям ГС-200. На карте полезных ископаемых отмечены три месторождения угля, проявления золота, медных, железных, железомарганцевых руд, флюорита, урана, цеолитов. Установлены признаки медного и золотого оруденения в вулканогенных образованиях района хребта Оченырды. Проведено шлиховое опробование водотоков, в результате чего установлены пробы, содержащие золото, киноварь, магнетит, сфалерит, циркон и барит в значимых количествах. В качестве основных проблемных вопросов, не получивших достаточного отражения в варианте первого издания Госгеолкарты-200 листов R-41-XXXV, XXXVI, следует отметить схематичность расчленения рифейских (в то время выделявшиеся как кембрийские) вулканогенно-осадочных, вулканогенных образований и палеозойских осадочных отложений, а также условность выделения границ пород Лемвинского и Елецкого структурно-фациальных комплексов в северо-западной части листа. Одной из причин такой схематичности и условности выделения границ являлись на тот момент недостаточная геологическая, геохимическая и геофизическая изученность территории. В 1963–1967 гг. под руководством Ю. Ю. Эрвье на обширной территории (в основном восточнее и северо-восточнее площади ГДП-200), включавшей и территорию листов R-41-144-В, Г, проведена специализированная геологическая съемка масштаба 1 : 50 000 с поисковыми работами [215]. Были детально описаны проявления и пункты минерализации полезных ископаемых, выявлены рудные формации и металлогенические зоны, осуществлено прогнозирование и установлены поисковые критерии для меди, полиметаллов, благородных металлов. В этой и последующих работах для расчленения магматических, осадочных и осадочно-вулканогенных образований использовались преимущественно местные петрологические и стратиграфические подразделения. В стратиграфической схеме диабазовые, базальтовые и андезибазальтовые порфириды, туфы и аповулканические сланцы включены в состав кызыгейской свиты. Одновременно с работами Ю. Ю. Эрвье в юго-восточной части листа под руководством Е. Н. Волкова проводилось изучение геологического строения и оценка перспектив рудоносности [145]. В результате вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы бедамельской свиты были расчленены А. И. Шмидтом на две подсвиты и выделены нижняя очетывисская подсвита, образованная вулканогенно-осадочными породами и вулканитами основного состава, и верхняя лядгейская подсвита, сложенная вулканитами кислого и среднего состава.

В 1967–1969 гг. под руководством М. А. Маслова [177] проведена ГС-50 с общими поисками на территории листов R-41-118-Г; R-41-119-В, Г; R-41-131-А, Б и составлена кондиционная геологическая карта, карта полезных ископаемых и карта четвертичных отложений. Бедамельская серия расчленена авторами на две толщи – нижнюю вулканогенно-терригенную и верхнюю вулканогенную (однако, впоследствии их положение в разрезе оказалось обратным). Был выявлен ряд точек с оксидным марганцевым оруденением в девонско-каменноугольных отложениях.

В 1967–1969 гг. под руководством В. Н. Воронова [146] на территории листов R-41-144-А, Б, В проведены поисково-съёмочные работы м-ба 1 : 50 000. Впервые выполнено детальное расчленение доордовикских образований с выделением подсвит и толщ; сделано предположение о наличии в геологическом разрезе этой территории отложений лемвинских фаций (харотская свита); предпринята попытка формационного расчленения магматических образований, выявлены жерловые тела и их комагматичность лядгейским вулканитам; описана структура и установлена рудоконтролирующая роль Карского разлома; подтверждено широкое распространение морских отложений позднего кайнозоя в предгорной части района. В результате проведенных геохимических работ выделен ряд площадных и точечных аномалий меди, свинца, цинка, молибдена, кобальта, бария, стронция, ванадия, иттрия и иттербия. Наиболее крупная аномалия меди и цинка площадью более 5 км² была обнаружена в районе р. Нетэмшор. В металлогеническом аспекте четко определена металлогеническая специализация района на медь, установлены проявления меди и ряд пунктов коренной минерализации золота. В верховьях р. Нетэмшор

(хр. Оченырды) было выявлено и опробовано бороздовыми и штучными пробами наиболее перспективное золотосодержащее медное рудопоявление «Диоритовое», отнесенное авторами к колчеданной формации, даны рекомендации по проведению поисково-оценочных работ в районе рудопоявления.

В 1969–1971 гг. на территории, включавшей и лист R-41-144, под руководством А. И. Шмидта [212, 213] проведены специализированные работы на поиски медно-колчеданных руд. В ходе этих работ было обнаружено несколько новых проявлений медно-колчеданных руд, выяснены условия их залегания, а также уточнена ранее составленная А. И. Шмидтом (см. выше) и используемая в этом районе стратиграфическая схема расчленения вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований. На стратиграфических колонках, полученных в результате этих исследований, отложения лядгейской свиты помещены в основание разреза вулканогенно-осадочных образований, очетывиской – в средней части, а отложения впервые установленной на этой территории тизнезашорской свиты слагают верхи разреза.

В 1971–1972 гг. под руководством А. С. Микляева [180] проведены геолого-поисково-съемочные работы масштаба 1 : 50 000 на территории листов R-41-130-А (а, б), Б (а, б) и поисковые работы на фосфориты в бассейне р. Кара. В итоге установлена фосфоритонасность отложений карской кремнисто-сланцевой формации, выделено два уровня фосфоритонакопления (среднеордовикский и силурийский) и описано Едунейское проявление фосфоритов. Геохимическими работами были выявлены различные типы геохимической специализации и характерные ассоциации коррелирующих элементов для разных стратиграфических подразделений палеозойских отложений.

В 1974–1976 гг. под руководством С. А. Золотарёва и Б. А. Шорохова [159] проведена ГС-50 с общими поисками на территории листов R-41-132 А, Б, В, Г. Работы сопровождалась металлометрическим, шлиховым, гидрохимическим опробованием, а также картировочным и поисковым бурением и горными работами. Были составлены геологическая карта, карта полезных ископаемых и закономерностей их размещения. Выявлены стратиграфические интервалы, к которым приурочены бокситовые породы (сиаллиты, аллиты) и бокситы, даны рекомендации о перспективах бокситонасности территории. На основании гидрохимического опробования выявлены: площадная аномалия алюминия, титана, хрома, олова, молибдена, иттрия, бериллия, бора в районе Тиребейского проявления бокситов; площадная аномалия алюминия, титана, хрома у оз. Номырты, на руч. Номытывис, в русле безымянного ручья в районе правого притока р. Лядхейсе; в безымянном озере в районе руч. Изьявошор; площадные аномалии цинка, молибдена, никеля, кобальта, меди, висмута, иттрия на левом берегу р. Юнъяхи, левом притоке ручья Чериятывис; обнаружены повышенные концентрации содержания серебра в озерах бассейна р. Юнъяха и выделено несколько точечных аномалий. В ходе литогеохимического опробования ордовикских–девонских отложений были обнаружены двадцать три аномалии, из которых наибольший интерес представляют пять площадных аномалий: титана, ванадия, марганца, хрома и меди на правобережье р. Лядхэйяха; титана, ванадия, марганца, хрома, меди, циркония выше по течению той же реки; титана и ванадия на правом берегу р. Неротарка; титана и ванадия в районе оз. Сисядато; молибдена, меди и серебра на вершине г. Санго-Пэ.

В 1975 г. под руководством Д. Д. Мазур [173] проведены ревизионно-опробовательские работы на бокситы в среднем течении р. Кары и частично в бассейне р. Силоваяха. По ряду признаков авторы выделили предполагаемую карбонатную бокситонасную формацию (в интервале – от низов эйфельского яруса до подошвы пашийско–кыновских слоев) с тремя стратиграфическими горизонтами, содержащими проявления бокситов, аллитов и сиаллитов: нижнеэйфельский, живетский (впервые выделенный) и нижнефранский, причем отмечен рост признаков бокситонасности вверх по разрезу формации. Выработаны поисковые критерии на бокситы, выделены участки для первоочередной постановки дальнейших поисковых работ (юго-западное крыло Карской синклинали структуры и ее предполагаемое замыкание). Дана характеристика проявлений бокситов и аллитов на участке Карский, ручье Сизимьюнкошор и р. Лядхэйяха.

В 1974–1979 гг. под руководством А. С. Микляева [185] были проведены групповые поисково-съемочные работы масштаба 1 : 50 000 на листах R-41-129-Б (а, б); R-41-130-А (в, г), Б (в, г), В, Г; R-41-131-В, Г; R-41-143-А, Б, В, Г, которые сопровождалась поисковыми работами на флюорит в бассейнах рек Силоваяха и Сибирчатаяха и поисково-оценочными работами на Буреданском сульфидно-флюоритовом рудопоявлении. По результатам этих исследований составлен необходимый комплект карт масштаба 1 : 50 000, установлена флюоритонасность верхневизейско–серпуховских отложений района работ, обнаружены Варкатывисское флюоритовое и Водопадное сульфидно-флюоритовое проявления. На Буреданском проявлении была установлена высококадмиевая сфалеритовая минерализация, выявлены факторы контроля

флюоритового оруденения и произведен подсчет запасов флюоритовых и свинцово-цинковых руд.

В 1984 г. в рамках проведения опытно-методических работ по совершенствованию методики поисковых работ на золотосодержащие медные руды [196] проведены рекогносцировочные полевые работы с опробованием на рудопроявлении «Диоритовое». Были подтверждены данные бороздового опробования предшественников [146], но, ввиду весьма ограниченного объема проведенных работ (однодневное маршрутное исследование), оценка ресурсов и перспектив не дана.

В 1988–1995 гг. под руководством А. С. Микляева [182] проведено геологическое доизучение с общими поисками масштаба 1 : 50 000 Кара-Силовской площади на территории листов R-41-118-А (в, г), Б (в, г), В, Г; 119-В, Г; 130-А (а, б), Б (а, б). Составлен комплект современных кондиционных карт масштаба 1 : 50 000. Стратиграфические подразделения верхнего палеозоя этой территории отнесены к двум зонам: терригенно-кремнисто-карбонатной батиальной (Лемвинская СФЗ) и шельфовой карбонатной (Елецкая СФЗ). В результате геохимического опробования была уточнена геохимическая характеристика осадочных отложений девонской и каменноугольной систем, выявлен ряд вторичных аномалий цинка, молибдена, урана и ванадия. Кроме того, выявлены рудоконтролирующие факторы и уровни накопления бокситов, фосфоритов, флюорита, марганца, ванадия, меди, цинка, урана, молибдена и др., положительно оценены перспективы выявления месторождений бедных железомарганцевых руд, поделочного камня (кварца, яшмы, бирюзы) и урана.

Поисково-оценочные и разведочные работы на уголь за период до 1963 г. освещены в объяснительной записке к изданной Госгеолкарте листов R-XXXV, XXXVI [25]. Поисковые и разведочные работы на уголь с 1963 г. были сконцентрированы на Пембойском, Халмерьюском, Силовском месторождениях и сопровождалась изучением геохимического состава угленосных пород, выяснением их технологических характеристик, оконтуриванием разведанных участков месторождений и подсчетом балансовых и забалансовых запасов угля. Данные по этим исследованиям, проводившимся на территории Силовского месторождения, содержатся в отчетах В. П. Быховец [141, 142], Пембойского месторождения – в отчетах В. П. Быховец [141] и В. П. Корельского [163], по Силовскому, Пембойскому и Халмерьюскому – в отчете В. П. Корельского [165]. Кроме этих работ, в северной части Пембойского месторождения в 1961–1968 гг. проведена предварительная разведка и составлены схематическая геологическая карта масштаба 1 : 25 000, геологические разрезы по разведочным линиям и планы подсчета запасов. Изучен разрез угленосных пород печорской серии, выявлены и прослежены двенадцать угольных пластов рабочей мощности (1,2–2,8 м), оценено качество углей и условия их обогатимости, приведены рекомендации по выделению участков под детальную разведку для шахт.

Тематические работы. Значительный вклад в изучение геологии этого района внесли исследования, проведенные сотрудниками ИГ КомиНЦ УрО РАН, ИГиГ УрО РАН, ВНИИОкеангеология, ВСЕГЕИ. Детально изучались стратиграфические разрезы девонских и каменноугольных отложений территории [6, 7, 9, 12, 13, 36, 61, 88, 91, 97, 98]. Т. Н. Корень на основании изучения граптолитов было установлено, что верхняя часть черных сланцев в районе хр. Бол. Едуней относится к силурийской системе [37, 60]. Были получены новые данные по тектонике региона, согласно которым установлено, что тектонический режим Пай-Хоя отличался большей самостоятельностью, чем считалось ранее [69, 70, 80, 96].

Большие успехи были достигнуты в изучении угленосных пермских отложений территории листов R-41-XXXV, XXXVI. Особенно детально изучался состав, минералогические, геохимические и текстурные особенности углей [2]; стратиграфическое строение разреза угленосной толщи [21, 40, 84, 85], описаны остатки флоры в углях [59]; и дана характеристика Пембойского, Халмерьюского, Силовского месторождений [19, 21, 85]. Кроме угля, целый ряд тематических работ был посвящен изучению марганца [64, 73, 99], бокситов [60, 90, 105] и фосфоритов [105].

Детальному минералогическому и геохимическому изучению подверглись минеральные ассоциации из кварц-кальцитовых жил с кадмиевым сфалеритом, сульванитом и вавеллитом в среднем течении р. Силоваяха [47, 52, 105]. Б. А. Маккевым в них был обнаружен новый ванадиевый минерал – юшкинит, А. А. Беляевым в этом же районе была найдена бирюза [5, 11, 105].

Большое внимание было уделено изучению геохимии палеозойских осадочных отложений Пай-Хоя для составления прогнозных схем поиска полезных ископаемых (в том числе и для площади листа). Показаны большие возможности геохимических методов для изучения геологических объектов этой территории [103, 105, 151].

ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

Гравиметрические работы. Гравиметрическими съемками масштаба 1 : 200 000, проведенными под руководством В. А. Исаева [160], В. Н. Водолазкого [143] покрыта вся площадь исследования. Построены карты изоаномал силы тяжести в редукции Буге масштаба 1 : 200 000 с сечением через 2 мГал с плотностью промежуточного слоя $2,3 \text{ г/см}^3$ по всей площади и с плотностью промежуточного слоя $2,67 \text{ г/см}^3$ по восточной части площади (Водолазкий и др., 1967ф). Гравитационное поле данного масштаба отражает основные тектонические структуры первого порядка района исследований. Гравитационный минимум соответствует Коротаихинской впадине, гравитационные максимумы – Уралу и Пай-Хою, область изменения изоаномал с северо-западного направления на субмеридиональное и северо-восточное соответствует участку соединения структур Пай-Хоя и Урала. Интенсивные гравитационные ступени отражают глубокие тектонические разломы в фундаменте.

Около 50 % площади заснято гравиметрическими съемками масштаба 1 : 50 000: Ю. Г. Бариев, В. А. Розаев [130]; В. Н. Белоусов, Г. Я. Пономарёв [132]; В. Н. Белоусов, Л. Н. Беляков [131]; А. С. Микляев [182]. Построены карты изоаномал в редукции Буге с плотностью промежуточного слоя 2, 3, $2,67 \text{ г/см}^3$ с сечением изолиний через 0,5 мГал, карты трансформаций, геолого-геофизические разрезы, структурно-тектонические схемы. По результатам работ Ю. Г. Бариева, В. А. Розаева [130] сделано предположение об аллохтонном залегании Едунейского куполовидного поднятия. На севере Приоченырдской площади [132] выделены пологие антиклинальные структуры автохтона, на Ярейюской площади [131] антиклинализипликаты, которые являются благоприятными структурными формами для выявления скопления углеводородов. Данные работы показали свою эффективность при геологическом картировании, выделении малоамплитудной тектоники. По результатам интерпретации подтверждается взбросо-надвиговые дислокации со стороны Пай-Хоя и Урала. Материалы мелко-среднемасштабных съемок показали, что основными гравитирующими границами, определяющими характер аномального поля силы тяжести в юго-западной части данного региона, являются граница между карбонатными (S–C) и терригенными (P) отложениями палеозоя; граница между пермскими и мезозойскими (отложения триаса) отложениями, поверхность рифейского фундамента. Петроплотностная граница между карбонатами силура–карбона и пермскими терригенными породами, по мере приближения к складчатым областям Пай-Хоя и Полярного Урала в отличие от западной, «коротаихинской» части площади, не оказывает значимого влияния на морфологию гравитационного поля. Это обусловлено увеличением плотности терригенных осадков перми в восточном направлении в связи с высокой степенью эпигенеза и уменьшением мощности аргиллитов и углистых пород в разрезе юньягинской серии. Поэтому эффективность гравиметрических съемок при картировании пермских терригенных отложений в этих районах очень низкая. Основной плотностной границей, определяющей характер гравитационного поля в этих районах, является граница между породами фундамента и терригенно-карбонатными комплексом палеозоя.

В восточной части площади (район Тиребейского рудопроявления) для определения рационального комплекса геофизических методов для поисков бокситов, в небольшом объеме были проведены детальные профильные и площадные гравиметрические работы [159]. По результатам выполненных работ установлены благоприятные физические предпосылки для применения гравиразведки для крупномасштабного картирования. В поле силы тяжести контакт между светлыми и темными известняками, контролирующими бокситоносную толщу, сопровождается гравитационной ступенью, амплитуда которых достигает до 1 мГал. В приконтактной зоне фиксируется толща пород со своей гравитационной ступенью, амплитуда которой составляет 0,5 мГал. Незначительный объем и отсутствие в районе достаточного количества рудных объектов не позволили раскрыть возможности гравиразведки с целью прямых поисков бокситов.

Аэрогеофизические (аэромагнитные, аэрогамма-спектрометрические, аэроэлектроразведочные) работы. В 1959–1961 гг. на площади исследований под руководством В. В. Большакова, А. М. Загороднова была проведена кондиционная аэромагнитная съемка масштаба 1 : 200 000 [140]. Измерения проводились на высоте 200–300 м.

95 % территории покрыто аэромагнитными съемками масштаба 1 : 50 000, 1 : 25 000: О. П. Ушаков, Ю. А. Громов [201]; А. А. Блинов, А. А. Швидак [138]; В. Г. Мавричев, Ю. Н. Шахов [172]; М. А. Артамонов, А. А. Геккель [126]; А. Ф. Чепик, А. П. Перфилова [207]; А. П. Перфилова, Т. Н. Трошенкова [193]; А. Ф. Чепик, В. А. Безукладнов [206]; Н. Н. Савельев [198]; Г. Н. Куликов, Э. А. Блюм [168]. Работы проведены, в основном, силами Западного геофизического треста.

Аэромагнитная съемка, выполненная под руководством О. П. Ушакова, Ю. А. Громова охватывает почти всю территорию исследований, но из-за низкой точности по своей информативности эту съемку необходимо отнести к среднemasштабной.

Начиная с 1965 г. в результате применения высокочувствительной аппаратуры (АМФ-21, АММ-13, КАМ-28), укрупнения масштаба съемки и снижения высоты полета, в среднем, до 60 м, проведенные съемки оказались достаточно информативными для детальных геологических исследований: геологического картирования, выделения тектонических нарушений, прослеживания и определения природы магнитных аномалий. Результаты работ представлены в виде основных карт: карт изолиний и графиков ΔT масштаба 1 : 50 000, дополнительных: карт трансформаций магнитного поля, схем геолого-геофизической интерпретации, структурно-тектонических карт.

Аэромагнитная съемка, проведенная на Полярном Урале (А. А. Блинов, А. А. Швидак) в 1966 г. [138], является на сегодня единственно информативным аэромагнитным материалом по горной части площади. По полученным данным подтверждено и выявлено большое количество зон тектонических нарушений, оконтурены узлы пересечения дизъюнктивов различных направлений, дана геологическая интерпретация выделенным локальным зонам магнитных аномалий интенсивностью от 5 до 1 400 нТл, рекомендованы участки для постановки поисковых работ на медь и полиметаллы.

Впервые, уверенно проследить базальтовые покровы в основании триасовых отложений, определить их ограниченное площадное распространение, удалось по крупномасштабным высокоточным ($\pm 0,8-2,0$ нТл) аэромагнитным съемкам [193, 207]. Отмечены большие возможности метода при картировании слабомагнитных горизонтов верхней перми. В северной и северо-западной части площади по маркирующему горизонту магнитных яшмоидов ($\Delta T=5-50$ нТл) уточнена граница развития верхнего девона [172, 193, 198].

В начале 1970-х годов в восточной и центральной части площади в помощь геологическому картированию и поисковым работам на бокситы, были проведены комплексные аэрогеофизические работы (аэромагниторазведочные, аэрогамма-спектрометрические, опытно-методические, аэроэлектроразведочные, ДИП) под руководством М. А. Артамонова, А. А. Геккель [126] и аэромагниторазведочные под руководством А. Ф. Чепика, В. А. Безукладнова [206] При работе применялись опытные образцы аппаратуры: АГС-6К, ДИП-1, использовались новейшие методы обработки полевых материалов. Результаты аэромагниторазведочных работ представлены в виде карт изолиний ΔT ; аэрогамма-спектрометрических – картами $T_h U(Ra)$, K – составляющей и картой одноэлементных аномалий; аэроэлектроразведочных – картой графиков H_v/Na на высотах 150 и 300 м на частотах 312 и 5 000 Гц. Благодаря высокой точности аэромагнитных съемок ($\pm 0,7-2,6$ нТл) проведено картирование слабомагнитных литологических разностей. По линейным аномалиям ΔT интенсивностью 5–10 нТл выделен рудоконтролирующий контакт средне-верхнедевонских отложений, а известные рудные тела бокситов прослежены локальными аномалиями в 4–7 нТл. В результате комплексной интерпретации выделены участки перспективные на поиски бокситов.

В 1985 году под руководством Г. Н. Куликова, Э. А. Блюм [168], с целью определения перспектив на поиски нефтегазоносных структур, выполнена высокоточная ($\pm 1,4$ нТл) съемка. Увеличение высоты полета до 200 м сказалось на информативности магнитного поля. Магнитное поле более сглаженное. Неглубоко залегающие магнитные породы, такие как яшмоиды, уверенно и однозначно не выделяются. Хорошо картируются глубокие горизонты, структуры и нарушения. По результатам этих работ, региональная магнитная аномалия, выделенная по аэромагнитным съемкам масштаба 1 : 200 000 [140] и масштаба 1 : 50 000 [172, 186] в центральной части площади в левом борту долины р. Кара, разделена авторами на две аномалии. По результатам интерпретации магнитные тела залегают на глубине 0,19, 1,84 км и имеют магнитную восприимчивость $\alpha=100, 180 \times 10^{-5}$ ед. СИ. Также прослежена система зон тектонических нарушений, выявлена их ориентировочная возрастная последовательность.

В 1972 г. в центральной и северной части площади под руководством В. Г. Мавричева, Ю. Н. Шахова, была выполнена аэрогамма-спектрометрическая съемка масштаба 1 : 25 000, в результате которой составлена карта γ -активности в масштабе 1 : 50 000. Наиболее перспективной на обнаружение месторождений радиоактивных элементов метаморфогенно-осадочного генезиса по итогам работ авторы считают среднедевонские отложения.

В 1976–1978 г. под руководством Н. Н. Савельева на нашей территории, впервые, проведена аэроэлектроразведочная съемка методом БДК масштаба 1 : 25 000. Составлены основные карты: в масштабе 1 : 50 000 – карты графиков $(H_y)_a$, $(\varphi_y)_a$ и карта изолиний $(H_y)_a$, структурно-корреляционная схема и карта результатов комплексной АЭР и АМ съемки; в масштабе

1 : 200 000 – металлогеническая схема и тектоническая схема. В целом, данные работы помогли существенно уточнить геологическое строение восточного Пай-Хоя.

Наземные магниторазведочные и электроразведочные работы. В начале 1960-х годов в центральной части площади Е. А. Павловым были проведены электроразведочные работы СЭП [192] в масштабе 1 : 100 000. Длина приемной линии АВ составляла 800 м использовалась аппаратура ЭП-1. Результаты представлены в виде схем графиков ρ_k и их корреляций в масштабе 1 : 50 000. По графикам ρ_k оконтурены в плане отдельные отложения палеозоя – от нижних горизонтов силура, до нижнепермских, выявлен контакт между осадочными породами и эффузивно-туфосланцевой толщей, развитой вдоль западного склона Полярного Урала, установлено наличие известняковых толщ девона со значительно более низкими значениями, чем отложения карбона и перми. В дальнейшем проводились наземные работы комплексом методов: магниторазведки и электроразведки разных модификаций. Это работы под руководством С. Н. Полякова, 1957 г. [194]; В. Н. Воронова, Е. А. Растегаева, 1969 г. [146]; С. А. Золотарёва, Б. А. Шорохова, 1976 г. [159]; А. С. Микляева, 1979 г. [185]; Ю. Г. Бариева, В. А. Розаева, 1983 г. [130]; В. Н. Белоусова, Г. Я. Пономарёва, 1987 г. [132]; В. Н. Белоусова, Л. Н. Белякова, 1988 г. [131]; В. А. Бабушкина, 1993 г. [128]; А. С. Микляева, 1998 г. [182].

Подробнее остановимся на более значимых работах. Применение СЭП в центральной (А. С. Микляев, 1979 г. [185]) и северной (Ю. Г. Бариев, В. А. Розаев, 1983 г.; А. С. Микляев, 1998 г. [130, 182]) части площади позволило построить карты графиков ρ_k в масштабе 1 : 50 000, провести структурно-тектоническое районирование исследованной территории. Сложности межпрофильной корреляции карты графиков ρ_k в пределах блока пород Едунейского куполовидного поднятия [130], указывают на сложность тектонической обстановки участка: многоярусность строения и, возможно, наличие горизонтальных перемещений. Проведение магниторазведки по сети 250×50 м [130, 182] (Ю. Г. Бариев, В. А. Розаев, 1983 г.; А. С. Микляев, 1998 г.), позволило уверенно проследить сложнодислоцированный маркирующий горизонт яшмоидов с аномальной намагниченностью, что дало возможность картировать его на участках перекрытых покровом рыхлых отложений. По результатам работ методом ВЭЗ (В. Н. Воронова, Е. А. Растегаева, 1969 г. [146]; С. А. Золотарёва, Б. А. Шорохова, 1976 г. [159]; Ю. Г. Бариева, В. А. Розаева, 1983 г. [130]; В. Н. Белоусова, Г. Я. Пономарёва, 1987 г. [132]; В. Н. Белоусов Л. Н. Беляков, 1988 г. [131]; В. А. Бабушкин, 1993 г. [128]; А. С. Микляев, 1998 г. [182]) построены геоэлектрические разрезы и определена мощность четвертичных отложений.

Сейсморазведочные работы. С начала 1970-х годов в центральной и юго-восточной части Коротаихинской площади проведены профильные и площадные сейсморазведочные работы МОВ и МОГТ под руководством Ю. Д. Журавлева, В. С. Бабич, [156]; Г. В. Цвилёвой, Ю. Д. Журавлева [205]. Работы выполнены в масштабе 1 : 100 000. По результатам работ в масштабе 1 : 100 000 построены структурные карты и схемы по основным отражающим горизонтам: кровля пермских, кровля карбонатных отложений. В пределах Коротаихинской впадины выявлено ряд структур.

В 1982–1984 годах в юго-западной части площади проводились сейсморазведочные работы МОГТ с последующей цифровой обработкой полученных данных Н. А. Хайдаровым, А. С. Маслаковым [202]. Они впервые с мобилистской точки зрения пытались охарактеризовать строение осадочной толщи северо-восточных бортовых частей Коротаихинской впадины, установив сложное, надвиговое до аллохтонного взаимоотношение нижнего карбонатного и верхнего терригенного комплексов. Данная геологическая интерпретация сейсмического материала позволила перевести ряд выявленных ранее антиклинальных структур в разряд антиклиналей-дизпликат (Сабриягинская антиклинальная структура). В результате работ установлено сложное, надвиго-чешуйчатое строение бортовых частей Коротаихинской впадины.

В 1986–1988 гг. при проведении комплексных геофизических работ на Ярейюской площади (В. Н. Белоусов, Л. Н. Беляков [131]) на 4-х интерпретационных профилях была поставлена сейсморазведка МПВ-ЗМС с целью прослеживания границы «подошва рыхлых отложений–кровля коренных пород». Анализ полученных материалов позволил определить мощность четвертичных отложений, разъединить кровлю коренных пород на блоки с различной граничной скоростью и выделить, в комплексе с гравиметрией, зоны предполагаемых тектонических нарушений.

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

На описываемой территории предшествующие мерзлотно-гидрогеологические работы проводились попутно с геологическими исследованиями [173, 177, 185 и др.]. В результате получены данные, в основном, о химическом составе и минерализации поверхностных вод в теплый период года. На юго-западе площади при поисковых работах [163, 164 и др.] и на севере площади при ГС-50 [182] были проведены специализированные мерзлотно-гидрогеологические работы. Исследован характер распространения талых и многолетнемерзлых пород, изучены гидрохимические и мерзлотные характеристики областей питания и разгрузки основных гидрогеологических подразделений.

СТРАТИГРАФИЯ

В геологическом строении территории листов R-41-XXXV, XXXVI принимают участие протерозойские, палеозойские, мезозойские и кайнозойские образования. Первые представлены позднерифейско–вендскими осадочными, вулканогенно-осадочными и вулканогенными комплексами, выходящими на дневную поверхность в ядре Едунейского поднятия и хр. Оченырды. Палеозойские образования представлены терригенными, кремнистыми и карбонатными отложениями всех систем, начиная с верхнего кембрия, и имеют наибольшее распространение на территории изучаемых листов. Отложения мезозоя представлены терригенными отложениями триаса и развиты на юго-западе площади. В составе кайнозойских образований, повсеместно развитых, выделяются отложения палеогеновой, неогеновой и четвертичной систем.

ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ЭНОТЕМА

Отложения данного возраста развиты на севере (хр. Едуней) и юго-востоке (хр. Оченырды) территории. Они относятся к Полярно-Уральской структурно-формационной зоне (СФЗ) байкалитид и различаются по принадлежности к Оченырдыскому или Енганэпэйско-Малоусинско-Едунейскому районам.

Полярно-Уральская СФЗ

В Оченырдыском районе картируются образования верхнерифейской манюкуяхинской свиты и бедамельской серии верхнего рифея–венда. В Енганэпэйско-Малоусинско-Едунейском – бедамельской серии и залегающие на ней породы енганэпэйской свиты.

Бедамельская серия согласно схемам IV УрМСС [79], расчленяется на очетывисскую и лядгейскую свиты. Однако стратификация вулканогенных толщ Оченырдыского района различными исследователями понималась крайне противоречиво, что до сих пор приводит к путанице в названиях и стратиграфическом положении толщ. Поэтому, представляется целесообразным осветить различные точки зрения на этот вопрос (рис. 2).

Впервые вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы, в целом тогда еще отнесенные к бедамельской свите, расчленил на два комплекса (подсвиты) А. И. Шмидт [145], а именно, нижний (очетывисская подсвита) и верхний (лядгейская подсвита). При этом низы очетывисской подсвиты слагали вулканиды основного состава, которые вверх по разрезу сменялись вулканогенно-осадочными породами; лядгейская подсвита представлена преимущественно вулканидами кислого и среднего состава. Несколькими годами позже в районе завершили работы по ГС-50 Ю. Ю. Эрвье [215] и В. Н. Воронов [146]. По их материалам бедамельская свита стала серией, но назывались по-другому: очетывисской соответствовала лядгейская, лядгейской – кызыгейская. В. Н. Воронов в лядгейской (очетывисской по А. И. Шмидту) свите изменил положение толщ в разрезе: осадочные породы он поместил в нижней части, вулканогенные – в верхней. В дальнейшем А. И. Шмидт [212, 213] также поменял ранее предложенную [145] стратиграфическую последовательность очетывисской и лядгейской свит и, кроме того, добавил к верхам разреза докембрия тизнезашорскую свиту, которая была выделена на восточном крыле Оченырдыского антиклинория и включала в себя диабазовые, базальтовые и андезибазальтовые порфириды, туфы и аповулканические сланцы. Ю. Ю. Эрвье эти отложения относил к верхам кызыгейской свиты. В схемах IV УрМСС [79] для свит бедамельской серии была восстановлена первоначально установленная А. И. Шмидтом [145] последовательность свит и их названия: очетывисская в низах разреза, лядгейская в верхней части, что обосновывалось сборами микрофитоцитов и строматолитов позднего рифея в очетывисской свите [79].

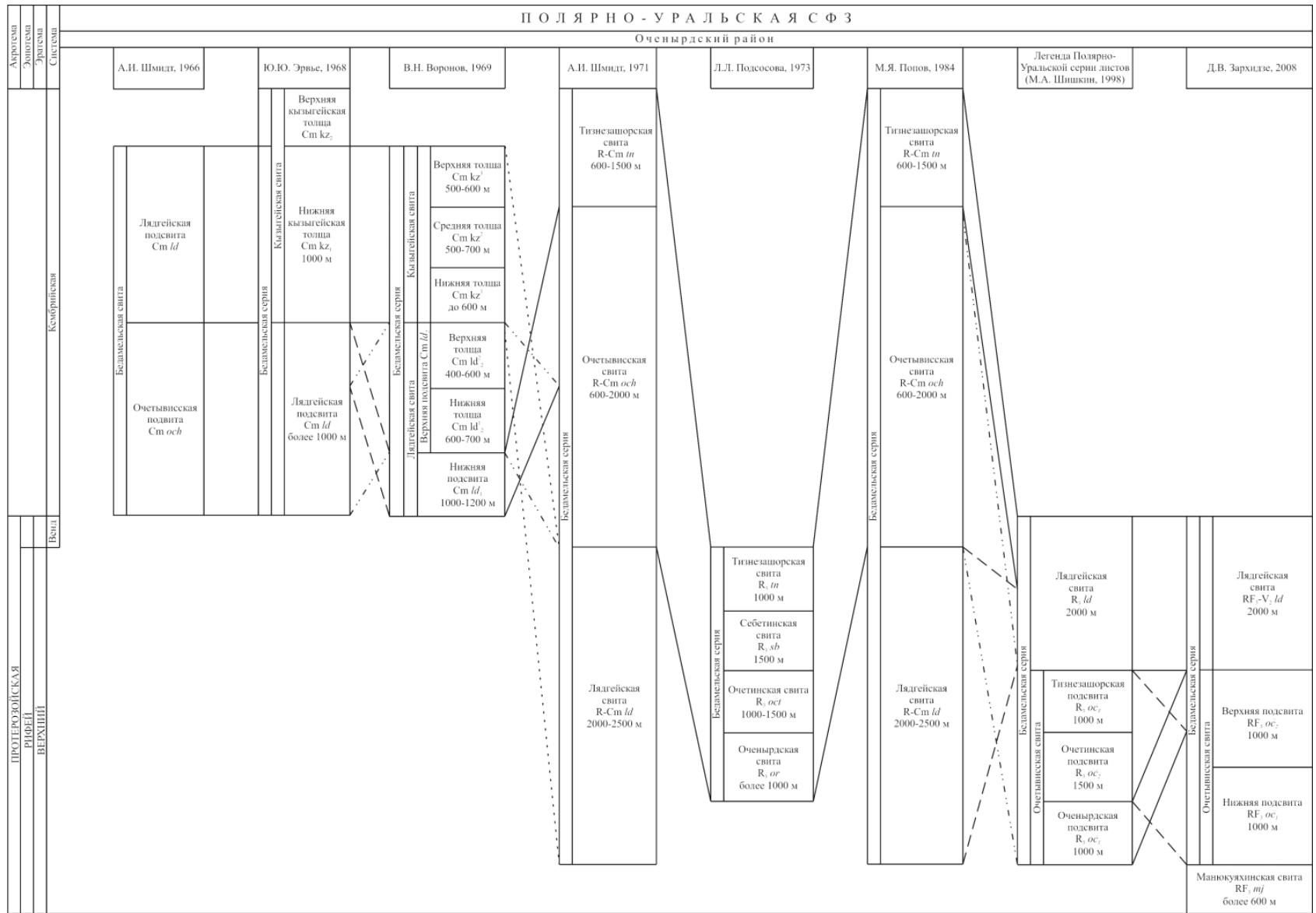


Рис. 2. Схема корреляции стратиграфических подразделений Полярно-Уральской СФЗ.

В Легенде Полярноуральской серии листов [208] отчетывисская свита в составе бедамельской серии была расчленена на три подсвиты: нижнюю (оченьрдскую) – вулканогенно-терригенную, среднюю (очетинскую) – базальт-андезибазальтовую и верхнюю (тизnezашорскую) – контрастного состава риолит-базальтовую.

В результате работ по ГДП-200 листов R-41-XXXV, XXXVI (Кара-Силовская площадь) трехчленное деление отчетывисской свиты не подтвердилось. Кроме того, получены данные о правильности первоначальной схемы стратификации отчетывисской свиты, предложенной А. И. Шмидтом [145].

ВЕРХНЕРИФЕЙСКАЯ ЭРАТЕМА

Манюкуяхинская свита (RF_3m) впервые выделена М. А. Шишкиным [209] на листах Q-41-V, VI, с названием по р. Манюкуяха. На изучаемой площади выделяется впервые, прослеживаясь в юго-восточной части листа R-41-XXXVI, в районе хр. Оченьрд. Ранее В. Н. Вороновым [146] данные отложения относились к верхней подсвите лядгейской свиты. Отложения свиты вскрываются в сводах Бочинской и Алешковской антиклиналей на четырех разрозненных участках: первый на северо-восточном склоне безымянной горы с абс. отметкой 676 м (рядом с истоками р. Сидянявьяха), второй протягивается от г. Нгэтенапэ до ледника МГГ, третий расположен южнее ледника МГГ протягиваясь до южной кромки листа, и еще один удлинённый блок находится южнее оз. Сидяямбо. В среднем ширина выходов свиты составляет от 800–900 м до 2,5 км при длине 6–10 км.

Свита представлена ритмичным переслаиванием алевролитов, алевропесчаников, песчаников и туфопесчаников мелко-средне-крупнозернистых, с частыми прослоями кварц-серицит-актинолитовых, серицит-хлорит-альбитовых и кварц-альбит-хлорит-серицитовых парасланцев. Редко появляются прослой порфировых пироксен-плаггиоклазовых или плаггиоклазовых базальтов, имеющие мощность 0,5–3,0, редко 5 м. Контакты их с вмещающими породами различные, от резких до постепенных. В верхней части разреза появляются базальты, андезибазальты, их туфы и серицит-альбит-эпидотовые ортосланцы основного состава.

Отложения свиты преимущественно морские мелководные, возможно лагунные, время формирования которых соответствует эпохе начала вулканической деятельности, когда излияния лав крайне эпизодичны и преобладают выбросы как тонкого (пеплового), так и более крупного псаммитового материала.

Нижняя граница свиты в районе неизвестна. Контакт с вышележащей отчетывисской свитой постепенный, граница проведена по появлению в разрезе толщи кристаллолитокластических туфов основного состава.

Видимая мощность свиты в пределах листа составляет около 600 м.

Под микроскопом парасланцы отличаются от алевропесчаников большей процентной составляющей кластического материала. Структура пород гранолепидобластовая, в сочетании с элементами реликтовой алевритовой. Текстура сланцеватая, неясно тонкополосчатая, плейчатая, микроплейчатая. Порода состоит из (в об. %) хлорит-серицитового агрегата (80), кварц-альбитового агрегата (10–15), кластического материала (5 в алевросланцах, 25 в алевропесчаниках), амфибола (2–3), титанита (1) и единичных зерен эпидота. Чередование полос существенно хлорит-серицитового и кварц-альбит-хлорит-серицитового составов, определяет тонко и грубополосчатое строение породы. Хлорит-серицитовый агрегат состоит из соразмерных параллельно ориентированных и определяющих сланцеватость листочков, размером 0,01–0,02 мм, отличающихся двупреломлением. Кварц-альбитовый агрегат основной массы породы состоит из мельчайших зерен, размером 0,01–0,02 мм. Амфибол в основной массе присутствует в агрегате тонко и длиннопризматических или ромбоэдрических зерен, размером 0,02–0,05 мм и очень редко до 0,1–0,2 мм, и представлен почти бесцветным актинолитом, с небольшим углом погасания. Кластический материал довольно равномерно рассеян, имеет как мелкоалевритовую (0,01–0,05 мм), так и, реже, крупноалевритовую (0,05–0,1 мм) размерность, представлен угловатыми зернами кварца и редкими листочками слюды. Заметная неоднородность обломочного материала по гранулометрическому составу подчеркивает реликтовое слоистое строение породы.

Серицит-альбит-эпидотовые ортосланцы основного состава микроскопически представляют собой сланцеватую, неясномикроплосчатую породу с лепидогранобластовой структурой. Это (в об. %) сланцеватый тонко-микрозернистый лепидогранобластовый агрегат эпидота (55–60), альбита (20–30), серицита (10) и землистого лейкоксена (5–10), с небольшим количеством рудных минералов (1–2) и редкими или единичными зернами кварца и апатита. Альбит присут-

стует в тонкозернистом, довольно равномерно рассеянном агрегате зерен, размером 0,01–0,02 мм, а, кроме того, слагает овальной или удлинненно-вытянутой формы (размером 0,1–0,4 мм) участки, формой своей напоминающие призмы и таблицы плагиоклаза и определяющие, вероятнее всего, элементы реликтовой магматической структуры. Лейкоксен, с землистым агрегатным строением, слагает частые тончайшие нитевидные, прерывисто-нитевидные скопления, располагающиеся вдоль одной из плоскостей сланцеватости. Основная масса включает также редкие угловатые или округлые зерна кварца размером 0,05–0,1 мм и единичные призмы апатита.

Базальты макроскопически представлены массивной, однородной породой зеленовато-серого до темно-серого цвета. Микроскопически наблюдается фибролепидобластовая структура и лепидогранобластовая структура. Состоят из плагиоклаза, мелких кристаллов кварца ксеноморфного облика (около 0,01 мм), чешуек серицита, иголок актинолита и продуктов дегидратации стекла.

По химическому составу в базальтах и адезибазальтах, которые появляются в верхней части разреза манюкуяхинской свиты, содержание SiO_2 варьирует от 47,7 до 53,7 % при сумме щелочей ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) 3,8–4,3 %. Таким образом, они относятся к нормальнощелочным, умеренно- и высококалиевым породам (прил. 6, рис. 6.4). По содержанию Al_2O_3 и TiO_2 являются низкоглиноземистыми и весьма низкотитанистыми. На диаграмме $\text{FeO}_{\text{общ}}/\text{MgO}$ (Miyashiro, 1975) фигуративные точки составов эффузивных пород манюкуяхинской свиты попадают в область известково-щелочной серии (прил. 6, рис. 6.9). Петрохимические характеристики приведены в приложении 7 (табл. 7.1).

По петрофизическим исследованиям алевропесчаники, алевросланцы, туфы, в основном, слабомагнитные, магнитная восприимчивость χ меняется от 3 до $67 \cdot 10^{-6}$ ед. СИ. В магнитном и гравитационном поле отложения манюкуяхинской свиты отдельно не прослеживаются.

На АФС отложения манюкуяхинской свиты выделяются по темно-серому до черного фототону с тонким штрихованным рисунком изоклинальных складок.

Среди выделенных пород встречается большое количество хлорит-карбонат-кварцевых жил и прожилков по типу альпийских, редко содержащих рудную минерализацию. Реже встречаются жилы, состоящие из кварца, актинолита, хлорита, эпидота (и других вторичных минералов) в различных комбинациях с обильной рудной вкрапленностью (до 5 об. %) халькопирита, галенита, пирита. Местами наблюдаются участки развития волокнистого амфибол-асбеста.

Основанием для отнесения описанных выше отложений к манюкуяхинской свите, помимо залегания в ядрах крупных антиклиналей, является положение в разрезе под очетывисской свитой и литологический состав, сходный с составом манюкуяхинской свиты, выделенной на соседних листах Q-41-V, VI, где позднерифейский возраст подтвержден сборами онколитов [209]. Собственные данные о возрасте пород свиты на листе отсутствуют.

Бедамельская серия впервые выделена в ранге свиты на Полярном Урале Б. Я. Осадчевым [58]. Название дано по р. Нярма-Бедамельская (ныне р. Себетаяха). В ранг серии свита переведена в более поздних вариантах стратиграфических схем. В Оченырском районе расчленяется на две свиты: очетывисскую, отнесенную к верхнему рифею, и лядгейскую, датируемую верхне-рифейско-вендским возрастом.

Очетывисская свита выходит на дневную поверхность на юго-западе и в центре Оченырского антиклинория, слагая Гнетинскую, Бочинскую, Лимбятинскую и Алешковскую антиклинали, а также в небольших приразломных структурах. По простиранию толща прослеживается непрерывно на 20 км, наибольшая ширина выхода 10–11 км, общая площадь примерно 260 км².

В ее составе нами выделяются две подсвиты: нижняя, представленная существенно вулканогенными породами и верхняя, сложенная туфотерригенными породами. Граница между ними проводится по резкому преобладанию в разрезе прослоев осадочных пород.

Нижняя подсвита (RF_3oc_1). Ранее данные отложения относились А. И. Шмидтом [145] к низам очетывисской подсвиты, Ю. Ю. Эрвье [215] к низам лядгейской свиты, В. Н. Вороновым [146] к средней и низам верхней подсвит лядгейской свиты. Опорные разрезы находятся в истоках руч. Парус-Щельяшор, верхнем течении руч. Нгэтенашор, руч. Каньонный и р. Сидянявьяха.

Наибольшим развитием отложения подсвиты пользуются в западной (г. Гнетьюиз) и осевой частях хребта Оченыр, протягиваясь от руч. Очетывис через массив г. Нгэтенапэ, ледники Терентьева, МГГ, МИИГАиК, Долгушина, Боча до южной рамки листа, слагают центральную часть Лядхэйского массива, протягиваясь через озера Сидямбто на юг в сторону Очетинского массива, а также представлены небольшими блоками в каньоне р. Мал. Лядхэйяха к востоку от оз. Лядхэйто и на западном склоне г. Лимбятапэ.

Подсвета сложена порфиrowыми плагиоклазовыми, пироксеновыми, плагиоклаз-пироксеновыми базальтами, андезибазальтами, реже андезитами и их туфами разной гранулометрической размерности и кластолавами. Между массивными разностями порфиrowых метабазитов, имеющих мощность 5–20 м, встречаются редкие прослои расланцованных туфоалевролитов или мелко-среднезернистых туфопесчаников мощностью 1–3 метра, внешне не отличимых от описанных в манюкуяхинской свите.

Нижняя граница описана при характеристике манюкуяхинской свиты. Граница с образованиями верхней подсветы проводится по появлению в разрезе агломератовых туфов основного состава. В связи с сильной дислоцированностью отложений мощность подсветы оценивается приблизительно в 1 000 м.

Макроскопически образования нижней подсветы – плотные, вязкие, толстоплитчатые, массивные породы от серовато-зеленого до светло-серого цвета, с однородной, участками миндалекаменной текстурой и порфиrowой структурой, которая обусловлена вкраплениями эпидотизированного плагиоклаза, хлорита, пироксена размером 0,1–0,3 см, иногда до 1 см. Основная масса породы сильно изменена и представлена агрегатом эпидота, хлорита, альбита с небольшой примесью карбоната. Состав и структурные особенности пород крайне неравновесные. Характерна быстрая смена мелкозернистой структуры на среднезернистую с одновременным изменением основности от основного состава до андезибазальтового и андезитового.

Микроскопически базальты и андезибазальты характеризуются сериально-порфиrowой слабометаморфизованной микролитовой, иногда превращенной в фибронематогранобластовую, структурой. В составе вкрапленников преобладает (%) нацело сосюритизированный плагиоклаз (от 25 до 30), формирующий удлиненно-таблитчатые кристаллы размером от 0,1–0,5 до 0,5–1,5 мм, в меньшей степени развит клинопироксен (8–10) размером от 0,5–2,3 до 2–8 мм. Обе генерации вкрапленников формируют также гломеропорфиrowые сростки. Микролитовая основная масса состоит из микролитов плагиоклаза, волокнистого актинолита, а также из продуктов девитрифицированного вулканического стекла, превращенных в бурый землистый агрегат. Метаморфизованная основная масса представляет собой мелкозернистый фибролепидогранобластовый агрегат актинолита, хлорита, эпидота-клиноцоизита.

Андезиты микроскопически светло-зеленовато-серые породы с реликтовой сериальногломеропорфиrowой структурой и микрофлюидальной текстурой. Состоят (в об. %) из порфиrowых вкрапленников нацело измененного плагиоклаза (30), темноцветного минерала (5), кварца (до 1), зерен аксессуарных минералов и основной массы (65). Вкрапленники плагиоклаза имеют таблитчатую, короткотаблитчатую, почти изометричную, или призматическую форму, размеры от 0,1–1,0 и до 1,5–2,5 мм, а в единичных случаях до 4 мм, образуют иногда скопления и даже сростки и обнаруживают более или менее однонаправлено-ориентированное расположение. Плагиоклаз вкрапленников нацело альбитизирован и почти весь сосюритизирован. Темноцветный минерал имеет таблитчатую или призматическую, хотя и не всегда отчетливую форму зерен, размером 0,4–1,0 мм и редко до 2,2 мм, полностью хлоритизирован и карбонатизирован. Редкие вкрапленники кварца имеют правильную овальную форму, со сглаженными или резорбированными основной массой ограничениями, размеры 0,1–0,3 или 1–2 мм и однородное или слабо волнистое погасание. Основная масса выполнена сланцеватым тонкозернистым лепидогранобластовым хлорит-альбитовым агрегатом, с небольшим количеством мелкотонкозернистого агрегата карбоната, тонкочешуйчатого серицита с немногочисленными микросгусточками титанита или лейкоксена.

Кластолавы пироксен-плагиофиrowого базальта – псефито-псаммитовые, кристаллолитокластические породы с флюидальной текстурой, в значительной степени метаморфизованной. Состоят из уплощенно-овальных обломков базальта (80–85 %), редких обломков фенокристаллов плагиоклаза и клинопироксена (5–10 %) и, идентичного по составу, лавового цемента (10 %). Цементирующая лава разложена и перекристаллизована, иногда обнаруживает редко и мелкопорфиrowое строение, определяемое присутствием мелких порфиrowых вкрапленников разложенного плагиоклаза. Состоит из почти неиндивидуализированного микрозернистого бластического агрегата, вероятно, эпидота с небольшим количеством хлорита и альбита и иногда заметным количеством карбоната.

Туфы базальтов и андезибазальтов слоисто-полосчатые, в мелкообломочных разновидностях массивные, однородные. Структура кристаллолитокластическая гетерогенная от мелкопсаммитовой до псефитовой размерности, в кровле подсветы появляются агломератовые разности. Породы имеют серовато-зеленый цвет, у алевритовых разностей темно-серый, на выветрелой поверхности появляется белесый оттенок. Начиная с туфов псаммитовой разности обломочная текстура выражена четко, но есть случаи, когда обломки плохо отличимы от цемента и лишь слабо различаются по окраске. В обнажениях наблюдается переслаивание пачек псефитовых

туфов с прослоями, внутри которых ритмично чередуются псаммитовые туфы (мощность пачек до 40 см) и пачки алевропсаммитовых туфов с градиционной слоистостью (мелкопсаммитовая размерность постепенно сменяется алевритовой). Породы состоят (в %) из пирокластического материала (60–75) и цемента (40–25). Пирокластический материал сформирован ювенильными (93–95) и чуждыми обломками (5–7). Обломки пород ювенильного материала имеют размерность от 0,04 мм до 20 см. Форма обломков слабоокатанная, лепешковидная, вытянутая согласно сланцеватости, угловатая, округлая, линзовидная, нередко веретеновидная, края мелких кластеров расплывчатые. По составу являются эффузивами основного состава с афировой структурой и миндалекаменной текстурой, сложены хлорит-пренитовым агрегатом – продуктом замещения стекла основного состава. Такой же агрегат наблюдается в виде прерывистой каймы вокруг обломков кристаллов клинопироксена, что указывает на то, что стекловатая масса содержала интрателлурические вкрапленники, а при эксплозивном извержении она распалась на обломки кристаллов и самой лавы. Реже встречаются обломки порфирированных базальтов с вкрапленниками клинопироксена и плагиоклаза, замещенного эпидотом. Обломки клинопироксена и плагиоклаза представлены отпрепарированными фенокристаллами и их угловатыми осколками. Размерность зерен меняется от 0,05–0,15 до 1,5–4,0 мм.

Резургентный материал составляет 5–7 % от объема обломочного материала. Обломки имеют более четкие края по сравнению с ювенильными. Размерность варьирует от алевритовой (0,07 мм) до псаммитовой (0,2 мм). Обломки являются кислыми эффузивами с порфирированной (фенокристаллы образованы плагиоклазом, замещенным пренитовым агрегатом) и лепидогранобластовой структурой основной массы, сложенной кварц-серицитовым агрегатом.

Ксенообломки кварцитов и кварц-полевошпатовых пород наблюдаются в единичных количествах. Размер их не превышает 1 мм.

Цемент туфов либо базальный, либо порового типа, сложен клиноцоизит-актинолит-кварцевым агрегатом. Базальные участки образуются там, где раньше были пепловые частицы, замещенные впоследствии вторичными минералами. Иногда реликты рогульчатых частиц угадываются по обособлениям эпидот-хлоритового агрегата, бурого в проходящем свете.

По химическому составу вулканы нижней подсвиты очетывиской свиты соответствуют базальтам, трахибазальтам, андезибазальтам и андезитам. Содержание SiO_2 в базальтах от 46,19 до 49,22 % при сумме щелочей ($\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$) – 2,4–2,5 %, в трахибазальтах – 46,96 % при сумме щелочей ($\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$) – 5 %, в андезибазальтах – 52,79 %, ($\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$) – 2,8 %, в андезитах – 59,01 % и ($\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$) – 5 %. Породы нормальнощелочные, редко умереннощелочные. Преобладают умереннокалиевые серии (прил. 6, рис. 6.4). По содержанию Al_2O_3 породы низкоглиноземистые. По содержанию TiO_2 относятся к крайне и весьма низкотитанистым разновидностям, редко умереннонизкотитанистым (прил. 6, рис. 6.3). По FeO и MgO – магнево-железистые и высоко железистые. Вулканы принадлежат известково-щелочной и частично толеитовой серии пород (прил. 6, рис. 6.9). Петрохимические характеристики приведены прил. 7, табл. 7.3.

Суммарные содержания РЗЭ в базальтах низкие, варьируют от 22 до 35 г/т, что сопоставимо с концентрацией РЗЭ в андезитах и базальтах поднятия Енганэпэ (14–32 г/т). Распределение РЗЭ имеет слабо дифференцированный характер, что отражается на графиках (прил. 6, рис. 6.11), показатель La_N/Yb_N варьирует от 0,74 до 2,83, четкий дефицит европия $\text{Eu}_N/\text{Eu}_N^* - 0,03 - 0,87$, что подобно распределению РЗЭ в низах бедамельской серии поднятия Енганэпэ.

Сравнение элементов-примесей в базальтах поднятия Оченырды с таковым в примитивных базальтах срединно-океанических хребтов COX (NMORB) показывает значительное обогащение крупноионными литофильными элементами – Rb, Ba, и небольшое – K и Sr. Для высокозарядных элементов (P, Ce, Y, Zr, Hf, Ti) характерно некоторое обеднение (на уровне или ниже примитивных базальтов срединно-океанических хребтов (NMORB)). Содержание Ta и Nb в вулканах на уровне или чуть меньше таковых в примитивных базальтах COX (прил. 6, рис. 6.13). Схожая картина распределения наблюдается и в базальтах поднятия Енганэпэ, которые отличаются лишь очень низкими содержаниями Nb и Ta. Этот факт может указывать на то, что расплав, из которого кристаллизовались вулканы низов бедамельской серии Енганэпэ, формировался в условиях фронтальной части островной дуги, для пород которой обычно характерен резкий минимум по этим элементам, а базальты и андезибазальты нижней подсвиты поднятия Оченырды фиксируют более тыловую островодужную зону [196].

По данным петрофизических исследований магнитная восприимчивость пород (базальтов и их туфов, туфоалевролитов, аповулканических парасланцев) меняется от 1 до $76 \cdot 10^5$ ед. СИ. В геофизических полях отложения подсвиты прослеживаются в области отрицательного магнитного поля ΔT , осложненного небольшими локальными аномалиями ΔT до 5 нТл, и в зоне максимальных значений и градиентных изменений гравитационного поля Δg . Породы ведут себя, в

основном, как слабомагнитные, что связано, по-видимому, с проявлением зеленосланцевого метаморфизма.

Вулканогенные породы нижней подсветы на АФС выделяются по светло серому, зернистому фототону возвышенных участков гор с крупными, почти черными пятнами каров, дающих древовидный рисунок в сети мелких эрозионных ложбин и снежников.

Для пород нижней подсветы очетывисской свиты характерна вкрапленность пирита и, в большей степени, пирротина; широкое развитие зон гидротермальной проработки; кварцевые, хлорит-карбонат-кварцевые жилы и прожилки.

Возраст подтвержден сборами микрофоссилий, микрофитоцитов, строматолитов позднего рифея [79] за пределами площади. На изученной территории данные о возрасте отсутствуют.

Верхняя подсвета (RF_{30С₂). Ранее данные отложения относились А. И. Шмидтом [145] к верхам очетывисской подсветы, Ю. Ю. Эрвье [215] к верхам лядгейской свиты, В. Н. Вороновым [146] к нижней подсвете лядгейской свиты. Опорные разрезы находятся на руч. Парус-Щельяшор, а также по правым притокам в верховьях руч. Очетывис. На территории листа прослеживаются двумя неравнозначными полосами субмеридионального простирания на западном склоне хр. Оченырда, в его центральной части, а также в пределах массива Лядхэй, залегая, как правило, на крыльях и замыкании (перегибах) антиклинальных структур. Небольшие по площади выходы пород подсветы развиты также севернее р. Мал. Лядхэйяха и на юге – в районе р. Лимбятаяха.}

Отложения верхней подсветы очетывисской свиты представлены ритмичным переслаиванием выше описанных порфировых пироксеновых или плагиоклазовых метабазитов и их туфов псефитовой и алевропсаммитовой размерности, с туфопесчаниками, туфоалевролитами, песчаниками, алевролитами, алевритовыми и кремнистыми туфосланцами, с постепенным увеличением алевритовой составляющей и терригенной примеси к верхам разреза.

Контакты с нижележащими отложениями нижней подсветы очетывисской свиты постепенные, граница проводится по появлению преобладающих прослоев осадочных пород и ритмичному переслаиванию туфов мелкой размерности. Верхняя граница тектонизирована, и определяется по появлению среднекислых эффузивов или их туфов, относимых к лядгейской свите.

Истинную мощность установить достаточно сложно. Это связано с сильной дислоцированностью отложений и схожестью литологического состава. Приблизительно мощность оценивается в 1 000 м.

В нижнем течении руч. Сядьямботосе, а также в правом борту оз. Очеты и руч. Очетывис в составе подсветы выделяются четко и сложно ритмично построенные пачки. Порядок чередования повторяющихся разновидностей пород строго определенный – по 3 или 4 элемента в каждом ритме. Флишевые повторы (многослой или ритмы) имеют размер 2,5–5,0 м, состоят из обломочной составляющей с уменьшением снизу вверх размера частиц. Ритм начинается с крупнозернистых (местами мелкогравелитистых) туфопесчаников, плохо сортированных, имеющих мощность 0,5–4,0 м. С резким переходом и довольно четкой границей начинаются мелко-среднезернистые песчаники, также плохо сортированные, мощность которых варьирует в пределах 0,5–2,0 м. Заканчивается ритм тонким переслаиванием алевролитов и мелкозернистых туфопесчаников, при мощности слоя 0,3–1,6 м, возможно, более. Иногда можно наблюдать нарушение слоев ритма за счет выпадения одного из элементов. И все же, примечательной остается четко выраженная градационная слоистость, хотя границы между слоями внутри ритма резкие. Такие ритмы можно отнести к грубому флишу, характеризующемуся довольно большими мощностями и повышенной ролью песчаной составляющей. Внутри грубых по крупности обломочного материала слоев можно видеть появление участков явно обломочного строения – в туфопесчаниках хорошо видны обломки кристаллов пироксена и уплощенные вытянутые обломки ниже залегающих туфоалевросланцев. Состав пород ближе к основному с незначительной примесью кремнистой составляющей. Повсеместно в ритмах отмечается вкрапленность пирита и пирротина. Иногда среди них появляются кремнистые туфосланцы и темно-серые до черных алевросланцы, с обильным гематитом, возможно, местами с углистым веществом. В сланцах отмечаются прослои порфировых пироксен-плагиоклазовых или плагиоклазовых метабазитов.

Туфопесчаники имеют крупно- до мелкозернистой псаммитовую структуру и однородную текстуру. Породы слабометаморфизованы, сложены (в об. %) обломками кварца (40), плагиоклаза (33), чешуйками хлорита (12) и зернами карбоната, призмочками актинолита, аксессуарными обломочными апатитом и цирконом. Обломки кварца либо округлые (30) размерностью 0,1–0,12 мм, либо угловатые 0,23–0,25 мм (10). Обломки плагиоклаза (альбит-олигоклаза) призматические полуокатанные, выделяется три градации по размерности: 0,08–0,10 мм – 20 %, 0,25–0,4 мм – 10 % и 0,25–0,75 мм – 3 %. Хлорит образует чешуйки размером от 0,05 до

0,15 мм, составляет 15 % от объема породы, которые равномерно облекают обломки кварца и плагиоклаза, иногда формируя радиально-лучистые агрегаты. Эпидот представлен мелкими зернами до 0,12 мм, актинолит – мелкими иголками и призмочками размером 0,08–0,1 мм. Хлорит, эпидот, актинолит являются продуктами перекристаллизации примеси вулканогенного материала, который ранее, вероятно, являлся цементом порового типа. Циркон и апатит представлены мельчайшими округлыми зернами. Редко рассеянный рудный минерал, замещенный лейкоксеновым агрегатом, равномерно распределен по всей массе породы.

Туфосланцы сильно рассланцованы, пиритизированы (нередко место пирита занимает пирротин) и лимонитизированы, поэтому с поверхности имеют черно-бурый цвет.

По химическому составу отложения подсвиты относятся к базальтам, трахибазальтам и трахиандезитобазальтам. Содержание SiO_2 варьирует от 47,14 до 55,04 % при сумме щелочей ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) от 2,1 до 9,1 %, что относит их к нормальнощелочным и умереннощелочным породам. Преобладают калий-натриевые и малокалиевые серии. По содержанию Al_2O_3 и TiO_2 являются низкоглиноземистыми, весьма и умереннонизкотитанистыми. Относятся к известково-щелочным сериям (прил. 6, рис. 6.9). Петрохимические характеристики приведены в приложении 7 (табл. 7.3).

На диаграмме $\text{K}_2\text{O}-\text{TiO}_2$ для идентификации палеообстановок базальтового вулканизма фигуративные точки состава нижней подсвиты отчетывисской свиты, также как и точки верхней подсвиты, тяготеют к тренду островодужных пород (прил. 6, рис. 6.14).

По петрофизическим данным магнитная восприимчивость пород составила: туфы – $\chi_{\text{cp}} 75 (1-1\ 200) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, базальты – $\chi_{\text{cp}} 2\ 430 (2-8\ 400) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, аповулканические парасланцы, туфоалевросланцы, туфоалевролиты – $\chi_{\text{cp}} 30 (1-76) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ. Породы подсвиты в геофизических полях отдельно не выделяются. Они прослеживаются в отрицательном магнитном поле ΔT , осложненном положительными локальными аномалиями от 50 до 300 нТл. В гравитационном поле породы прослеживаются в градиентной зоне и области повышенных значений Δg .

На АФС отложения подсвиты прослеживаются на склонах возвышенностей и поднятий Урала по серому фототону с мелкополосчатым, тонкоштрихованным рисунком.

Широко развиты зоны гидротермальной проработки, кварцевые, хлорит-карбонат-кварцевые жилы и прожилки.

Основанием для отнесения отложений к верхней подсвите отчетывисской свиты является положение в разрезе и литологический состав, схожий с составом верхней части разреза отчетывисской свиты на соседних территориях [23, 209]. Данные о возрасте на площади листов отсутствуют.

ВЕРХНЕРИФЕЙСКАЯ ЭРАТЕМА–ВЕНДСКАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Лядгейская свита (RF_3-V_2ld). В прошлом положение данных отложений в разрезе, их объем и название неоднократно менялись и уточнялись. А. И. Шмидт [145] впервые выделил их в качестве лядгейской подсвиты, Ю. Ю. Эрвье [215] и В. Н. Воронов [146] выделяли под названием кзыгейской свиты.

На изученной территории отложения лядгейской свиты занимают обширную площадь в пределах Оченырдынского поднятия, протягиваясь практически непрерывной полосой от нижней кромки листа R-41-XXXVI до р. Нганорахаяха. Опорные разрезы изучены по рр. Очетывис и Мал. Лядхэйяха.

Свита представлена базальтами, андезитобазальтами и андезитами, иногда миндалекаменными разновидностями, дациандезитами, дацитами и порфиоровыми дацитами, а также их туфами. Верхи свиты слагают риолиты, риодациты и их туфы, повсеместно присутствуют актинолит-хлорит-эпидот-пренитовые, эпидот-кварц-хлоритовые и альбит-серицит-эпидот-хлоритовые, реже кварц-хлорит-клиноцоизитовые и актинолит-кварц-эпидот-хлоритовые ортосланцы. Необходимо также отметить мощную пачку игнимбринов, залегающую в середине разреза и фактически разделяющую кислые породы и более основные – андезиты и базальты.

Граница, с подстилающими образованиями отчетывисской свиты, описана выше. Контакт с вышележащими породами манитанырдынской серии несогласный с размывом в основании последней. Мощность лядгейской свиты около 2 000 м.

Базальты в наиболее свежих разностях имеют зеленовато-серую от светлых до темных оттенков окраску, в эпидотизированных образцах наблюдаются более желтоватые тона. Под микроскопом обнаруживают апоинтерсертальное строение. Соссюритизированный и альбитизированный плагиоклаз формирует различные по размеру лейсты. Интерстиции между лейстами

выполнены зернами кальцита, чешуйками хлорита, мелкими зернами титанита и рудным минералом. Метаморфизованные базальты имеют лепидо-, фибро-, гранобластовую структуры основной массы. Ткань такой структуры представлена иголками актинолита, зернами кварца, кальцита, эпидота, чешуйками хлорита и мусковита, мелкими зернами титанита, также встречается рутил, размером менее 0,01 мм.

Андезитобазальты макроскопически трудно отличить от базальтов. Микроскопически наблюдается порфировая с фиброгранобластовой основной массы структура и миндалекаменная текстура. Состав представлен (в об. %) плагиоклазом (25), кварцем (35), эпидотом (20), актинолитом (20), продуктами девитрифицированного вулканического стекла (10) и хлоритом (5). Миндалины (до 3 мм) заполнены эпидот-хлоритовым агрегатом, причем большая часть миндалин заполнена только эпидотом. Размер зерен эпидота меняется от 0,04 до 0,8 мм. Вкрапленники плагиоклаза имеют таблитчатую и удлиненно-таблитчатую формы. Размер кристаллов составляет около 1–2 мм. Часто отмечаются гломеропорфиновые сростки 2 кристаллов. Основная масса состоит из иголок актинолита, зерен эпидота, титанита и кварца ксеноморфного облика размером от 0,1 до 0,3 мм, который формирует аллотриаморфнозернистый агрегат. Среди аксессуарных минералов встречается также циркон в виде короткостолбчатых (до 0,02 мм) кристаллов.

Андезиты отличаются от базальтов появлением сиренево-фиолетовых оттенков в окраске. Микроскопически характеризуются однородной и полосчатой с элементами сланцеватости текстурой и сериальнопорфировой с реликтовой микролитовой и лепидогранобластовой структурами основной массы. Новообразованная лепидофиброгранобластовая структура выражена тонкой тканью иголок актинолита, чешуек хлорита, зерен титанита и эпидота.

Дациандезиты в полевых условиях практически невозможно отличить от андезитов. Под микроскопом характеризуются порфировой с лепидогранобластовой основной массы структурой и полосчатой с элементами сланцеватой текстурой. Основная масса породы по объему занимает не более 50 %, остальное приходится на многочисленные кварцевые и карбонатно-кварцевые жилы (до 40 %) и продукты изменения породы (до 10 %). Общий состав породы (в об. %) можно охарактеризовать так: кварц (60), кальцит (15), эпидот (10), хлорит (10) и рудный минерал (5). Основная масса состоит из лейст плагиоклаза, зерен кварца, ксеноморфных и гипидиоморфных зерен эпидота, зерен титанита. Среди аксессуарных минералов встречается зерна рутила ксеноморфного облика размером около 0,02 мм. Вследствие опацизации амфибол замещен по краям рудным минералом (преимущественно лейкоксенизированным), а в центре – чешуйками хлорита и зернами гипидиоморфного облика кальцита.

Дациты сиренево-фиолетового цвета, массивные, плотные. Под микроскопом характеризуются сериальногломеропорфировой, с реликтовой призматическизернистой структурой основной массы и неясно полосчатой (шлировидной?) текстурой. Состоят (в об. %) из вкрапленников, в основном, плагиоклаза (7–10) и более редких кварца (1–2), характеризующихся несколько неравномерным распределением основной массы (90), полностью утратившей первичный состав. Вкрапленники плагиоклаза имеют как таблитчатую, короткотаблитчатую, почти изометричную, так и призматическую форму зерен, размером 0,2–1,0 мм и до 1,6 мм, с отчетливыми ровными ограничениями. Они рассеяны, либо образуют кучные гломеропорфиновые скопления и сростки двух и более зерен. Плагиоклаз во вкрапленниках, с двойниковым полисинтетическим строением, определен, как олигоклаз или олигоклаз-андезин, подвергшихся в отдельных зернах незначительной альбитизации и серицитизации. Немногочисленные вкрапленники кварца имеют близкую к идиоморфной форму со сглаженными, оплавленными гранями и размеры 0,2–0,5 мм. Они часто деформированы, приобретая блочно-волнистое погасание. Основная масса, полностью утратившая первичный состав, обнаруживает, реликтовое призматически-зернистое строение. Состоит из беспорядочно расположенных, с нечеткими расплывчатыми ограничениями и часто радиальным погасанием, таблиц и призм альбитизированного плагиоклаза, размером 0,03–0,2 мм. Наблюдаются тонкочешуйчатые равномерно рассеянные агрегаты листочков серицита; в меньшем количестве агрегаты окрашенной слюды, размером 0,01–0,03 мм, с микросгусточками криптозернистого титанита и мельчайшими равномерно рассеянными зернами черного рудного минерала, размером до 0,01 мм. На фоне основной массы выделяются линзовидной формы участки, слагающие шлировидные, в виде цепочки, скопления и выполненные агрегатом ксеноморфных зерен кварца, размером, до 0,4 мм, иногда с зернами красно-бурого ортита, размером 0,1 мм. Своим образованием такие участки обязаны богатству магмы летучими компонентами. Стильпномелан, составляющий 5–10 об. % от площади шлифа, образует агрегатные сноповидные или метельчатые сростки густо окрашенных зеленовато-бурых пластинчатых зерен, размером 0,1–0,2 мм. Он развивается, в основном, в пределах шлировидных участков, подчеркивая несколько неоднородную текстуру породы.

Риолиты – серые, зеленовато-серые (кварцевые разновидности – черные), плотные, иногда флюидально-полосчатые породы. Под микроскопом наблюдается мелкопорфировая, реже афанитовая структура, однородная текстура. Представлены (в об. %) вкрапленниками плагиоклаза (5) и основной массой (95). Плагиоклаз-олигоклаз присутствует в породе в виде удлиненно-таблитчатых кристаллов иногда обнаруживающих двойниковое срастание. Размер кристаллов в среднем достигает 1 мм. Зерна сильно изменены: замещены серицитом, имеют вкрапленность рудного минерала, необычную кавернозную поверхность. Основная масса состоит из микролитов плагиоклаза, зерен кварца ксеноморфного облика, иголок серицита, рудного минерала и вулканического стекла. Чешуйчатый агрегат образует мелкие скопления, дорожки, имеет коричневатый цвет в одном и в скрещенных николях. Вулканическое стекло девитрифицировано, оптически изотропно.

Туфы основного состава похожи на описанные в отчетывисской свите. Туфы среднего состава макроскопически вишневого цвета с различной гранулометрической размерностью. Под микроскопом наблюдается порфировая с микролитовой основной массой структура и полосчатая с элементами миндалекаменной текстура. Туфы представлены (в об. %) вкрапленниками плагиоклаза (15), основной массой (80) и хлоритовыми жилами (5). Вкрапленники плагиоклаза состоят из кристаллов идиоморфного облика, размером до 1 мм, метаморфизованы, серицитизированы и имеют часто хлоритизированную кайму. Основная масса представлена продуктами девитрифицированного вулканического стекла, микролитами плагиоклаза, ксеноморфными зернами кварца, чешуйками хлорита и полосами хлорита, в виде хлоритовых потоков. Также в основной массе присутствуют миндалины хлорита, размером до 1 мм. Акцессорные минералы представлены рутилом и апатитом.

Ортосланцы представлены альбит-серицит-эпидот-хлоритовыми, актинолит-хлорит-эпидот-прениновыми и эпидот-кварц-хлоритовыми, реже кварц-хлорит-клиноцоизитовыми и актинолит-кварц-эпидот-хлоритовыми разностями.

По химическому составу породы соответствуют базальтам, андезибазальтам, трахибазальтам, трахиандезибазальтам и дациандезитам. Содержание SiO_2 в основных породах варьирует от 45,91 до 51,94 % при сумме щелочей ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) – 2,9–6,7 %; а в средних породах – от 52,21 до 61,67 % при сумме щелочей ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) – 2,6–6,7 %. Относятся к нормальнощелочным и умереннощелочным породам, редко щелочным (основные породы) и низкощелочным (средние породы) (прил. 6, рис. 6.1). Являются калий-натровыми и натровыми разностями, по содержанию Al_2O_3 низкоглиноземистыми (прил. 6, рис. 6.3). Преобладают высокотитанистые (TiO_2 – 0,6–2,5 %) и высокомагниевые (MgO – 0,9–11,3 %) породы, что является повышенным по отношению к породам данного ряда. Таким образом, главным петрохимическим отличием базальтов лядгейской свиты является их повышенная титанистость. Петрохимические характеристики приведены в приложении 7 (табл. 7.2).

На диаграмме $\text{FeO}_{\text{общ}}/\text{MgO}$ (Miyashiro, 1975) фигуративные точки составов лядгейской свиты попадают в поле толеитовых базальтов (прил. 6, рис. 6.9).

Суммарные содержания РЗЭ в базальтах свиты высокое – 114–119 г/т. Показатель La_N/Yb_N варьирует от 2,63 до 3,58, при дефицит европия $\text{Eu}_N/\text{Eu}_N^*$ – 0,27–0,73. Сравнение элементов-примесей в базальтах лядгейской свиты с таковыми в примитивных базальтах срединно-океанических хребтов СОХ (NMORB) показывает значительное обогащение крупноионными элементами Ва и Th, незначительное Rb, примерно на уровне К и Sr. Для высокозарядных элементов (Р, Се, Y, Zr, Hf, Sm, Yb) характерно некоторое обогащение (на уровне или ниже примитивных базальтов СОХ). Содержание Та и Nb в вулканитах на уровне или чуть меньше таковых в примитивных базальтах СОХ (прил. 6, рис. 6.13).

На дискриминационной диаграмме $\text{Zr}/\text{Y}-\text{Zr}$ для идентификации палеообстановок фигуративные точки составов попадают в поле развития островодужных пород, развитых близ континентальных окраин (прил. 6, рис. 6.23).

По петрофизическим исследованиям породы лядгейской свиты, в основном, магнитные и сильномагнитные: туфы – $\bar{x}_{\text{cp}} 213 (1-6 100) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, андезиты – $\bar{x}_{\text{cp}} 807 (1-5 100) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, базальты – $\bar{x}_{\text{cp}} 975 (1-5 600) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ. Слабомагнитными являются риолиты, $\bar{x}_{\text{max}} - 24 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ. В магнитном поле породы прослеживаются в области положительных значений ΔT . Поле осложнено зонами высокоамплитудных аномалий интенсивностью от 450 до 1 400 нТл. В гравитационном поле породы прослеживаются в градиентной зоне и области повышенных значений Δg .

На АФС образования свиты прослеживаются на склонах поднятий, по долинам крупных рек и в депрессиях по крупнопосчатому ленточновидному рисунку с чередованием более светлых и темно-серых слоев.

Рифейско–поздневендский возраст принимается на основании датирования субвулканических риолитов лядгейского вулканического комплекса на хр. Енганэпэ (за пределами листа) U-Pb методом по цирконам на микрозонде SHRIMP-II в ЦИИ ВСЕГЕИ [209]. Полученный возрастной интервал в 555–547 млн лет, отвечает основанию верхнего венда [78].

Бедамельская серия нерасчлененная (RF₃-V₂bd) закартирована в северной части листа на хр. Бол. Едуней. Непрерывный разрез отложений серии в пределах Едунейской брахиантиклинали отсутствует. Общее представление о ее составе и строении может быть получено лишь по элювиально-делювиальным высыпкам и редким грядово-останцовым обнажениям, поэтому более детально не расчленяется.

Сложена базальтами, андезибазальтами, андезитами, риолитами, дацитами и их туфами. В подчиненном количестве наблюдаются пачки альбит-серицит-хлорит-эпидотовых, хлорит-кварц-альбит-серицитовых, хлорит-альбит-эпидотовых ортосланцев, туфопесчаников и песчаников. Макроскопически и микроскопически породы серии аналогичны описанным на хр. Оченырды в составе очетывисской и лядгейской свит.

Общая мощность оценивается более 500–600 м.

По данным петрофизических исследований [130], туфы, эффузивы основного состава, туфопесчаники серии выделяются, как плотные (2,81 г/см³), высокоомные (4 000 Ом·м), слабомагнитные ($\alpha - 25 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ) породы. В геофизических полях отложения бедамельской серии прослеживаются в поле кажущихся сопротивлений, в основном, высокоомными зонами ($\rho_k - 200-5\ 000$ Ом·м), локальными повышениями гравитационного поля $\Delta g_{\text{лок}}$ до +1 мГал [130], и магнитными аномалиями ΔT до 60 нТл [172].

На АФС отложения бедамельской серии отличаются от палеозойских по светло-серому, белесому фототону с зернистым рисунком. Рельеф представлен грядово-останцовыми формами.

Основанием для отнесения к бедамельской серии является сходство литологического состава отложений бедамельской серии хр. Бол. Едуней с аналогичными отложениями на хр. Оченырды и Енганэпэ.

На изученной территории данные о возрасте отсутствуют.

ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ЭОНОТЕМА–ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

ВЕНДСКАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ–КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Енганэпэйская свита (V₂-C₁en) выделена К. Г. Войновским-Кригером (1942 г.) с названием по горному массиву Енганэпэ. На площади опорный разрез изучен по руч. Логыншор [158, 171]. Отложения свиты в Едунейском куполе обрамляют ядра антиклиналей, выполненные породами бедамельской серии.

Свита сложена филлитовидными апоглинистыми серицит-кварц-альбит-хлоритовыми сланцами с прослоями черных апоалевролитовых графитоидных сланцев и метаморфизованными кристаллолитокластическими ксенотуфами кислого состава. Отмечаются прослои полимиктовых песчаников и силицитов. В основании разреза песчаники, алевролиты глинистые и углеродисто-глинистые сланцы, туфопесчаники.

Контакты отложений енганэпэйской свиты с нижележащими породами бедамельской серии на описываемой площади не наблюдается, предполагается постепенный переход. Более молодые отложения хенгурской свиты залегают на них с размывом и угловым несогласием. Общая мощность свиты около 600–700 м.

По петрофизическим данным [130] туфопесчаники свиты имеют плотность 2,72 г/см³, удельное сопротивление 3 200 Ом·м, магнитную восприимчивость $25 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ. В геофизических полях, относительно подстилающих образований бедамельской серии, породы свиты прослеживаются в области локального понижения гравитационного ($\Delta g_{\text{лок}}$ до -1 мГал) [130], и магнитного (ΔT до -20 нТл) [172] полей; в поле кажущихся сопротивлений выделяются относительно низкоомными зонами ρ_k от 200 до 1 000 Ом·м.

На АФС сланцы свиты выделяется по светло-серому фототону с тонко-перистым рисунком.

Возраст обосновывается сборами микрофитоцитов венда *Leiosphaeridia minutissima* (Naum.) и др., отобранных на руч. Логыншор [171], при этом нижний возрастной предел свиты уточнен до позднего венда на основании данных абсолютного датирования подстилающих риолитов лядгейского комплекса на хр. Енганэпэ [77]. Верхний возрастной предел формирования условно принят как ранний кембрий по аналогии с енганэпэйской свитой на массивах Енганэ-Пэ и Манитанырды [209].

ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

В соответствии с принятыми схемами структурно-формационного районирования стратифицированные палеозойские образования на территории листа с позднего кембрия по поздний карбон принадлежат Западноуральской структурно-формационной мегазоне, а с перми – Предуральской и Уральской СФЗ. В составе Западноуральской СФЗ выделяются Бельско-Елецкая и Зилаиро-Лемвинская СФЗ. По условиям формирования слагающих их вещественных комплексов, первая отвечает мелкому шельфу, вторая – глубокому шельфу, континентальному склону и подножию палеозойской пассивной окраины Восточно-Европейского континента. Образования Зилаиро-Лемвинской СФЗ, как правило, находятся в аллохтонном залегании; граница аллохтонных лемвинских и автохтонных елецких комплексов на Пай-Хое проводится по Главному Пайхойскому надвигу (ГПН), на Урале – по Карско-Нярминскому и Осовейскому надвигам. Схема корреляции палеозойских отложений представлена на рисунке 3.

Бельско-Елецкая СФЗ занимает значительную (центральную) часть территории листа. Частично ее комплексы предполагаются под батинальными формациями Пайхойского, Байдарацкого и Карско-Нярминского аллохтонов. В Кортаихинской впадине палеозойские елецкие комплексы перекрыты орогенными формациями перми и триаса Предуральской СФЗ. Зона характеризуется развитием мелководных шельфовых карбонатных и терригенных отложений. По фациальным типам осадков Бельско-Елецкая СФЗ подразделяется на две подзоны: Михайловско-Вайгачскую и Иргизлинско-Карскую. Первая отвечает собственно мелкому шельфу (карбонатной платформе), вторая – его внешнему краю. Дифференциация характера осадконакопления между ними (судя в целом по Пайхойско-Североуральскому региону начинается уже со среднего ордовика, становясь более существенной во второй половине позднего ордовика. В позднем кембрии–раннем ордовике для них выделяется общее картируемое подразделение.

Бельско-Елецкая СФЗ. Михайловско-Вайгачская подзона

В пределах подзоны на разных возрастных срезах (поздний девон и ранний карбон) отмечаются участки с дифференцированными условиями осадконакопления, которые выделяются в ранге Воркутского, Верхнесиловского и Буреданско-Изъяшорского районов. Первые два отвечают мелководному компенсированному прибрежному осадконакоплению, второй – области шельфовой депрессионной впадины доманикоидного типа с некомпенсированным терригенно-кремнисто-карбонатным типом осадконакопления. Образования Воркутского района на дневной поверхности не обнажены.

Описание картируемых стратифицированных подразделений для Михайловско-Вайгачской подзоны в целом дается по крупным этапам развития региона, начиная с позднего силура. Выходы на дневную поверхность более древних отложений в пределах подзоны отсутствуют, скважинами они также не вскрыты. По аналогии с прилегающими с юга листами Q-41-V, VI они, скорее всего, представлены карбонатными отложениями хантейской свиты среднего–верхнего ордовика [209].

СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ–ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Карбонатная мраморизованная толща (S_2-D_1cm) выделяется в ядрах Ховраты-висской и Халмершорской антиклиналей в пределах Верхнесиловского района к востоку от Сигово-Карского надвига. Полные разрезы отсутствуют. Наиболее представительные выходы наблюдаются на руч. Сизимъюнкошор [185]. Сложена толща мраморизованными известняками, часто массивными строматопорово-водорослевыми с прослоями доломитов; содержит фауну пржидольского–эмского ярусов. Мощность 800–1 000 м.

Доломитово-известняковые породы толщи в геохимическом отношении являются наиболее чистыми. Величины средних содержаний Mn, Cu, Sr, F на 0,5–1,0 порядка ниже кларковых для данного типа пород [185].

В условиях плохой обнаженности на АФС выделяются незначительные по площади участки карбонатных пород толщи под маломощным покровом четвертичных отложений, характеризующиеся светло-серым, почти белым фототонном с крайне проблематичными линеаментами слоистости.

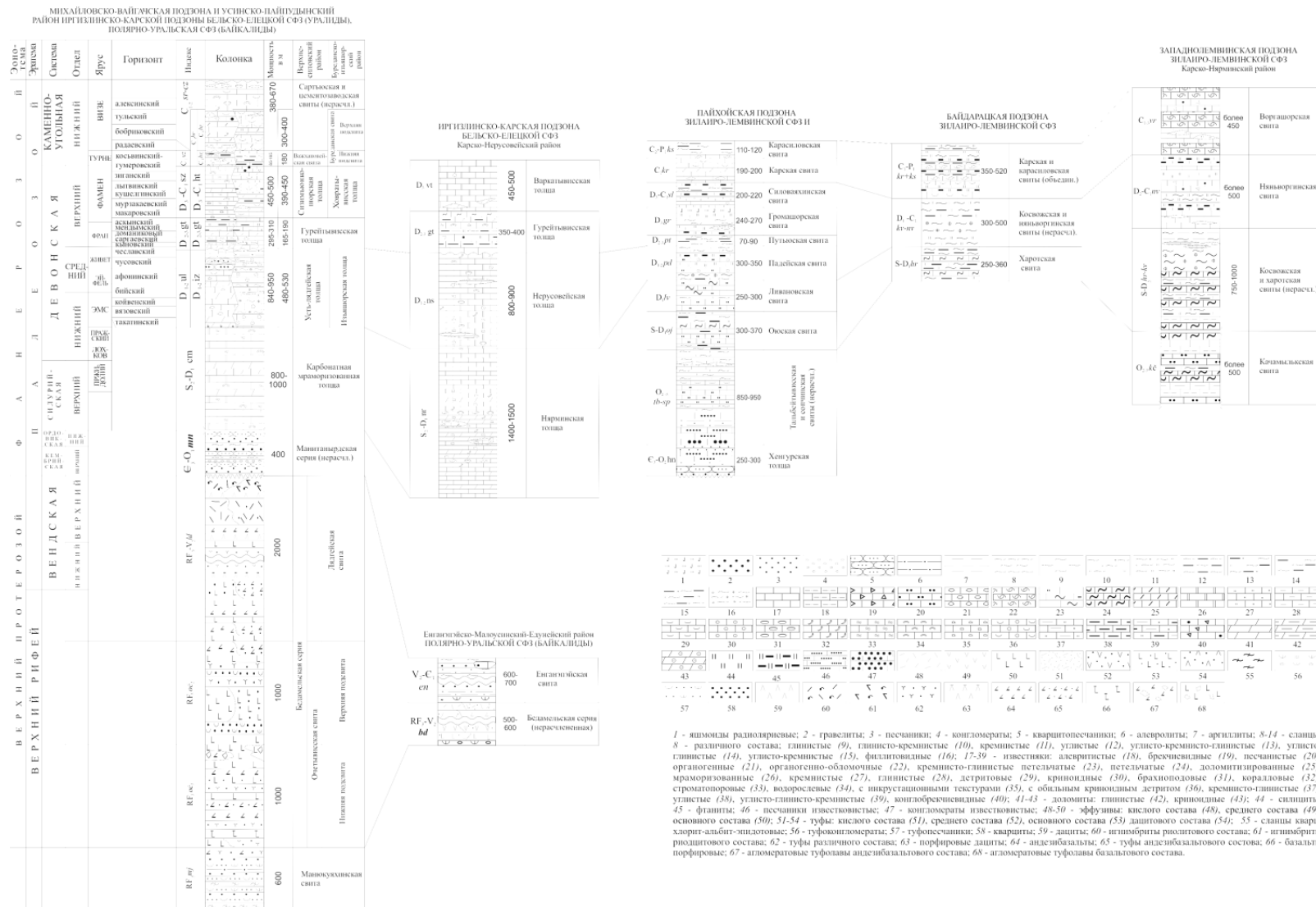


Рис. 3. Схема корреляции обобщенных стратиграфических разрезов палеозоя для Михайловско-Вайгачской и Иргизлинско-Карской подзон Бельско-Елецкой СФЗ; Пайхойской, Байдарацкой и Западно-Лемвинской подзон Зилайро-Лемвинской СФЗ, а также для Енганапэйско-Малусейско-Едунейского района Полярно-Уральской СФЗ.

Из фаунистических остатков в нижней части толщи определены конодонты: *Ozarkodina remscheidensis*, *O. steinchornensis*, *Panderodus unicastatus*, позволяющие предположить возрастной диапазон от позднего силура (пржидольский век) до раннего девона (лохковский век). В верхней части толщи в органогенно-детритовых известняках отмечены конодонты широкого возрастного диапазона (ранний–средний девон): *Belodella triangularis*, *Panderodus unicastatus*, а в прикровельной части – *Panderodus semicastatus*, *Spathognathodus steinhornensis buchaneensis*, *Belodella resima*, характерные для позднеэмского возраста.

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

НИЖНИЙ–СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

Устьлядгейская толща ($D_{1-2}ul$) распространена в центральной части территории от р. Силоваяха до рр. Кара, Лядхэйяха и далее к востоку до рамки листа, слагая крылья антиклинальных и синклинальных структур. Название дано по приустьевой части р. Лядхэйяха (правый приток р. Кары) при составлении легенды Гостгеолкарты-200 Полярноуральской серии листов [208] для ранее картируемых карбонатных осадков среднего девона (D_2), расчлененных на отдельных участках на эйфельские (D_{2ef}) и живетские ($D_{2}žv$) (по старой схеме) [135, 159, 185]. Толща представлена известняками и их доломитовыми разностями, частично мраморизованными, согласно залегающими на силурийских отложениях, общей мощностью около 950 м. На территории наблюдаются фациально различные разрезы толщи, каждый из них будет рассмотрен отдельно. Ранее А. И. Елисеевым (1986 г.) [38] для юго-восточного Пай-Хоя были конкретизированы фациальные разновидности подразделений среднего девона и выделены для разрезов мелководных фаций Елецкой СФЗ две градации: силовская (терригенно-карбонатная) и сизимъюнкошорская (карбонатная). Опорные разрезы толщи изучены по рр. Силоваяха (прил. 9, опорн. 6), Лядхэйяха и руч. Сизимъюнкошор.

«Силовский» фациальный тип устьлядгейской толщи прослеживается по юго-западному крылу Ховратывисской антиклинали от р. Силоваяха до руч. Хальмершор-I, где скважинами [175] был вскрыт контакт отложений «живета» и «франа» (по старой стратиграфической схеме, т. е. – устьлядгейской и гурейтивисской толщ). Особенности магнитного поля [185] предполагают продолжение устьлядгейской толщи «силовского» типа далее на юго-восток и переход в изьяшорскую толщу нижнего–среднего девона.

Терригенно-карбонатный разрез устьлядгейской толщи на р. Силоваяха (начало – в 3 км ниже устья руч. Ховратывис) является лучшим и детально изучен предшественниками [91, 175, 185]. Породы слагают ядро опрокинутой на юго-запад антиклинальной складки. Нижняя – эмская часть толщи (более 250 м) сложена серыми и светло-серыми мраморизованными известняками; доломитистыми, глинистыми и алевритистыми известняками с линзами и прослоями доломитов (0,5–4,0 м), с пластами известняковых песчаников, гравелитов и амфипоровых известняков. Встречаются линзы, линзовидные прослои углеродисто-глинистых сланцев и серых пиритизированных алевролитов, мощностью до 1,2 м. В известняках и доломитах часты радиально-лучистые и зонально-концентрические инкрустационные текстуры, размеры которых достигают 0,5–1,0 м. В породах содержатся табуляты, ругозы, амфипоры, крупные остракоды, брахиоподы (иногда образующие пласты органогенных известняков) эмского возраста, среди них: *Astrictophyllum uralicum* (Tsyg.), *Lyrielasma* ex gr. *petschorensis* (Soshk.), *Zelophyllia tabulata* (Soshk.), *Stellopora* ex gr. *barba* Bogoyavl., *Cladopora crassa* Yanet, *Syringopora eifeliensis* Schlut., *Chaetetes magnus* Lec., *Karpinskia fedorovi* Tschern., *K. konjugula* Tschern., *Eokarpinskia ivdelensis* (Khod.), *Atrypa scaberbra* Khod., *A. desquamata* Sow., *Punctatrypa* cf. *perpolita* (Khod.), *Zdimir pseudobaschkirica* (Tschern.) и др. [91, 185]. Выше залегают терригенно-карбонатные породы эйфельского и живетского ярусов. В их основании выделяются плотные мелкозернистые кварцевые песчаники с косой и пологоволнистой слоистостью, залегающие среди детритовых известняков, иногда доломитизированных. Выше развит горизонт линзовидных тел, сложенных породами с повышенным содержанием глинозема. Здесь встречена [91] линза (1,2×6,0 м) боксита с пологоволнистой и линзовидной слоистостью, обусловленной чередованием слоев красно-бурой и темно-серой окраски. Обломки в песчаных прослойках сложены диаспором, а пелитовые прослойки и цемент – хлоритом с примесью гематита и слюды. В других выходах ниже по реке на этом уровне присутствуют только линзы пиррофиллит-хлоритово-слюдистых сланцев (сиаллитов). Линзы сиаллитов и бокситов везде перекрываются пачкой серых мелкозернистых известняков (18,0–19,5 м) которую венчает пласт кораллового известняка с остатками табулят, ругоз и многочисленных амфипор, а выше – алевритистые известняки и алевролиты с остатками панцирных рыб. Комплексы фауны из верхней части толщи с *Zdimir*

pseudobaschkirica (Tschern.), *Z. baschkirica* Vern., *Chlamidophyllum tabulatum* (Soshk.), *Thamnopora* ex gr. *aliena* Yanet, *Coenites tenella* Gur., *Cladopora crassa* Yan., *Syringopora eifelianus* Slut., *Chaetetes magnus* Lec., *Aphyllum* ex gr. *relictum* Lavr., *Dendrostella* cf. *rhenana* (Frech), *Parastringocephalus dorsalis* (Arch. et Vern.), *Crassialveolites obtortus* (Lec.), *Scoliopora* cf. *insueta* Yanet, *Dendrostella rhenana* (Frech), *Neospongophyllum* cf. *longiseptatum* (Bul.), определяют бийский, афонинский, чусовской и чеславский горизонты эйфеля и живета. Для выделяемой в кровле устьлядгейской толщи известняково-алевролитовой пачки (21–22 м), по фауне, относимой к чеславскому горизонту, характерно наличие второго уровня линзовидных тел силлитов и бокситов (находятся в основании пачки). Общая мощность устьлядгейской толщи в силовском разрезе более 300 м. Нижняя граница толщи здесь не установлена, верхняя – тектоническая.

«Сизимъюнкошорский» карбонатный тип устьлядгейской толщи развит к северо-востоку и востоку от вышеописанного, где прослеживается на крыльях Нижнесизимской, Среднекарской, Нижнелядгейской, Тиребейской синклиналей. Один из лучших карбонатных разрезов толщи вскрывается по р. Лядхэйяха в восточном крыле Нижнесизимской синклинали (прил. 9, опрн. 2). Разрез от тектонического контакта с нижележащей нярминской толщей слагают:

- доломиты серые, желтовато-серые, темно-серые слоистые, в основании которых, в зоне контакта, залегают аллиты пятнистые или окрашенные в темно-серые и зеленые тона (мощность около 1,5 м). Встречаются прослои с мелкими остракодами; отдельные слои ими переполнены. Присутствуют редкие амфипоры. В верхней части толщи имеются прослои серых доломитизированных известняков 57 м
- известняки серые доломитизированные с прослоями темно-серых известняков. В верхах пачки содержатся остракоды, мелкие гастроподы, кораллы, обломки брахиопод. Из них – *Moellerita amoelleri* (Schmidt) указывает на вязовский горизонт 21,5 м
- известняки светло-серые, серые, незначительно доломитизированные и мраморизованные, участками слоистые. Присутствуют редкие линзовидные конкреции (до 0,5 м) доломитов, прослои известковистых и конглобрекчиевых доломитов. В отдельных интервалах встречаются сильно давленные остатки колониальных кораллов 340–345 м
- доломиты среднекристаллические, массивные 15 м
- известняки слабо мраморизованные, серые, светло-серые параллельно-линзовиднополосчатые за счет частых прослоев и линз доломитизированных известняков, мощностью 0,5–3,0 см. Встречаются редкие прослои конглобрекчиевидных известковистых доломитов, мощностью 1,2–6,0 м. Фаунистические остатки представлены перекристаллизованными кораллами, брахиоподами, из которых внизу пачки определены *Atrypa* ex gr. *reticularis* L., *Spinatrypa* ex gr. *tubaecostata* Paeck. (эйфельско-живетского возраста). В верхней части – *Desquamatia zonata* Schnur., *D. zonataeformis* Alex., *Spinatrypa* ex gr. *tubaecostata* Paeck., *Hypothyridina procuboides* (Kais.), *Gupidula biplicata* Schnur. верхов живета [173] 300–350 м
- известняки серые, светло-серые сахаровидные, неяснополосчатые за счет субпараллельных обособлений почти белых известняков от 1–2 до 15–20 мм 75–80 м

Вышележащие известняки рифогенного облика были предложены М. А. Шишкиным в Полярноуральской легенде [208] выделять в качестве Лядгейского рифа (D_{1-2ld}) гурейтивисской толщи.

Вследствие этого верхняя граница устьлядгейской толщи здесь проводится по подошве пачки серых известняков с частыми зонально-концентрическими инкрустациями, с желваками строматопор, с линзами и прослоями водорослевых известняков. Мощность устьлядгейской толщи в разрезе р. Лядхэй составляет 930–950 м.

На западном крыле Нижнесизимской синклинали (руч. Сизимъюнкошор) разрез толщи представлен неполно. Сложен также доломитово-известняковыми слабо мраморизованными породами. Для эмской части характерны детритовые и водорослевые известняки, часто в значительной степени доломитизированные. Отдельные прослои переполнены остатками амфипор, есть также остатки кораллов, строматопор и брахиопод. Здесь вскрывается контакт с нярминской толщей и нижняя часть разреза, отсутствующая в разрезе р. Лядхэй. Контакт резкий и волнистый. На контакте известняки (3 м) с прослойками и линзами глинистых и мергелистых пиритизированных сланцев. Выше – светло-серые, мраморизованные известняки с линзами массивных желтовато-серых доломитов, доломиты с линзами известняков, известняки с редкими инкрустациями, примазками и прослоями (до 1 м) листоватых пиритизированных серицит-глинистых сланцев. В верхах пачки в известняках – линзы аллитов, размером 0,5×2,5 м. Мощность пачки 73 м. Мощность эмской части разреза может оцениваться в 450–500 м. В эйфельско-живетской части (390–450 м) здесь преобладают светло-серые рассланцованные строматопорово-водорослевые известняки, частично мраморизованные с остатками той же фауны. В верхах встречаются разобщенные линзы глинистых буроватых известняков, центральная часть которых представлена аллитами. Граница с вышележащей гурейтивисской толщей нечеткая в виде постепенного перехода от серых к темно-серым и почти черным доломитистым известня-

кам. Суммарная мощность устьядгейской толщи на западном крыле Нижнесизимской синклинали 840–950 м.

К северо-востоку от Сизимьюнкошора разрезы устьядгейской толщи представлены известняками и доломитизированными известняками, а на северном крыле Среднекарской синклинали (разрез по р. Кара) в толще появляются органогенные разности и доломиты. То же самое происходит и на крыльях Тиребейской синклинали. В разрезе р. Кары в «живете» присутствуют также органогенно-обломочные известняки. Мощность устьядгейской толщи здесь около 950 м.

Часть разрезов верхней («живетской») части толщи на закрытой территории северной половины листа R-41-XXXVI вскрыта профилями поисково-картировочного бурения [159]. На контакте с черноцветной гурейтивисской толщей всегда присутствуют известняки светло-серого и серого цвета со слоеватой текстурой, мелкозернистые, сахаровидные. Эти породы большей частью являются ложем «франских» (по старой схеме) известняков и бокситов.

Геохимическая специализация карбонатных отложений эйфельского яруса характеризуется устойчивым содержанием Mn, Cu, Sr. Содержание F – 0,5–1,5 порядка ниже кларковых. Отмечаются близкие к кларковым содержания Ba, Ti, V, Ni в незначительном количестве проб. Алевролиты и алевросланцы имеют более широкий микроэлементный состав: Mn, Cu, Sr, Ba, V, Ti, Co, Pb, Zn, Mo, Zr, Ni, Cs, при этом намечается некоторая тенденция к снижению содержания Mn и Sr, по сравнению с карбонатами. Живетские отложения характеризуются наличием значимых содержаний Cu, Sr, реже Mn, Ti, Ba, Pb; в малом количестве проб – V, Pb, Ni, Cr в содержаниях близких к кларковым [185].

Возраст устьядгейской толщи по вышеприведенным фаунистическим комплексам установлен в интервале от раннеэмского (такатинский горизонт) до живетского (чеславский горизонт) включительно.

Нижняя граница толщи принята по кровле известняков с многочисленными крупными пеллициподами или в подошве слоя известняков с прослойками и линзами карбонатно-глинистого состава. Верхняя граница толщи в большинстве разрезов определяется контрастной сменой серых, светло-серых известняков черноцветной ассоциацией известняков с прослоями сланцев. Граница проводится по подошве этой черноцветной ассоциации. Мощность устьядгейской толщи в целом по территории колеблется от 840 до 950 м.

Изъяшорская толща (D_{1-2jz}) развита локально в бассейне р. Кары, в районе ее левого притока – руч. Изъяшор и в среднем течении р. Бол. Лядхэйяха. Название предложено при составлении Полярноуральской легенды [208]. Ранее эта кремнисто-глинисто-карбонатная толща картировалась как «эйфельский–живетский ярусы (нерасчл.)» в изъяшорском типе разреза [185]. Характеризует условия относительно глубоководной седиментации в некомпенсированной шельфовой впадине, возникшей с началом эмской трансгрессии.

Характерной особенностью толщи является частое переслаивание различных пород: известняков, аргиллитов, кремнистых отложений, реже – кварцевых алевролитов. Полного и непрерывного разреза не существует, ее сводный разрез составлен по нескольким изолированным обнажениям.

Нижняя часть разреза мощностью 115 м (правый борт р. Кары [185]), сложена серыми и темно-серыми криноидными известняками с прослоями гидрослюдисто-глинистых листоватых филлитовидных сланцев серого цвета. Прослойки сланцев, сначала редкие и маломощные (3–10 см), к верхам пачки увеличиваются до 5–10 %, достигая 2,5–3,0 м мощности. Из этой части толщи определены конодонты раннего эмса: *Spathognathodus buchansensis* Phill., *S. cf. miae* Bult [185]. Граница с вышележащими образованиями не обнажена.

Вышележащая часть толщи представлена уже однообразными серыми и темно-серыми слабокремненными известняками с бугристой поверхностью наслоения, с многочисленными «лентами», линзами и желваками черного кремня, мощность которых достигает 10–15 см. Местами их содержание составляет 10–30 % от общей массы породы. Наблюдаются также прослойки серых филлитовидных глинистых сланцев. Здесь были встречены конодонты: *Polygnathus serotinus* Telf., *P. foliformis* Snig., *P. linguiformis* Hinde [185], характерные для койвенского–вязовского горизонтов эмса. Мощность пачки 100–110 м.

Верхняя (эйфельско–живетская) часть разреза толщи (видимой мощностью 235–240 м) представлена переслаиванием, примерно, в равных соотношениях известняков, в том числе криноидных, включающих линзы и желваки черных кремней и сланцев гидрослюдисто-глинистых, кремнисто-глинистых листоватых, филлитовидных. Мощности тех и других слоев от 2 до 24 м. Присутствуют прослойки алевролитов, мощностью до 3 м. Отсюда определены конодонты эйфельского и живетского возраста: *Polygnathus eiflii* Bisch. et Zieg., *P. costatus costatus* Klapp.,

P. kockelianus Bisch. et Zieg., *P. pseudofoliatu*s Witt., *P. trigonicus* Bisch., *P. timorensis* Zieg., *P. angustipennatus* Bisch., *P. varcus* Stauff., *P. xylus* Stauff.

По материалам петрофизических исследований [185] для основных литологических разновидностей свиты плотность, магнитная восприимчивость и удельное электрическое сопротивление следующие: окремненные известняки – $2,68 \text{ г/см}^3$, $9 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, $8 \cdot 267 \text{ Ом}\cdot\text{м}$; кремнисто-глинистые сланцы – $2,71 \text{ г/см}^3$, $20 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, $249 \text{ Ом}\cdot\text{м}$. В геофизических полях породы свиты выделяются в зонах незначительного повышения гравитационного поля Δg и области регионального понижения магнитного поля ΔT . Контакт с вышележающими породами гурейтивисской толщи прослеживается по осложнению магнитного поля локальными положительными аномалиями. На графиках ρ_k (СЭП) толща прослеживается как высокоомная зона карбонатов ($3 \cdot 000$ – $10 \cdot 000 \text{ Ом}\cdot\text{м}$), осложненная низкоомными зонами сланцев [192]. Дифференциация сохраняется и при увеличении мощности перекрывающих рыхлых отложений.

Геохимическая специализация известняков изьяшорской толщи – средние содержания меди незначительно превышают кларковые, средние содержания Mn, Sr, V, F близки к кларковым. В сланцах, кроме Mn, Cu, Sr, V определены Ba, Ti, Co, Pb, Zn, Ni, Zr, Ca, P, в средних содержаниях близких к кларковым [185].

На АФС, на участках развития элювиальных образований изьяшорской толщи наблюдается частая смена простирания пород, полосчатый рисунок на фоне серого тона и фрагменты замыканий, подчеркивающих сложную мелкую складчатость.

Возраст изьяшорской толщи, по вышеприведенным конодонтовым комплексам, определяется в объеме эмса, эйфеля и живета. Кроме того, из сборов макрофауны известны [25] ранне- и среднедевонские кораллы, гониатиты, брахиоподы: *Favosites saginotus* Lec., *Agoniatites* ex gr. *oxynotus* Wed., *Anatrypa* cf. *kadzielniae* Gur., *A.* ex gr. *reticularis* L., *Pseudoamplexus* cf. *frechii* (Char. et Les.), *Elythyra* sp.

Нижняя и верхняя границы изьяшорской толщи в непрерывном разрезе неизвестны. Можно предположить, что нижняя граница будет определяться по появлению гидрослюдистоглинистых листоватых филлитовидных сланцев в криноидных известняках залегающих на пачке почти белых доломитов. Такие слои с конодонтами эмса вскрыты в правом борту р. Кара [185], а прослои криноидных известняков и гидрослюдистых филлитовидных сланцев встречаются в изьяшорской толще, практически, по всему разрезу. Полная мощность изьяшорской толщи, вероятно, составляет 480–530 м.

СРЕДНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Гурейтивисская толща (D₂₋₃gt) повсеместно распространена в пределах Бельско-Елецкой СФЗ. Закартирована на замыкании и крыльях Ховратывисской и Халмершорской антиклиналей, в обрамлении Среднекарской, Сизимьюнкошорской, Тиребейской синклиналей, в ядре Нижнелядгейской синклинали, а также в серии фрагментарных структур Приедунейской пластины.

Название толщи предложено при составлении Полярноуральской легенды [208] для депрессионных разрезов франа Буреданско-Изьяшорского района. Ранее картировалась в объеме франского яруса изьяшорского фациального типа [185] или в качестве кремнисто-карбонатной толщи [182]. Опорные разрезы изучены предшественниками [61, 91, 159, 185] и др., а также при ГДП-200 по р. Силоваяха, руч. Гурейтивис, р. Каре и ее притокам: руч. Сизимьюнкошор, Утка-Тывис, Лесьтаимшор.

Фациальные различия в строении гурейтивисской толщи отмечаются, главным образом, в нижних частях разреза (кыновский–частично саргаевский горизонты). Разрезам, отвечающим диапазону доманика (и частично саргаевского)–аскына, на всех изученных участках свойственны сходные фации известняков и черных сланцев. В связи с этим нами выделяются два основных типа разреза: центральный и восточный.

Разрезы центрального типа характеризуют наиболее глубоководную часть Изьяшорской впадины во франское время. Восточный тип разреза представляет собой образования склона, который ограничивал впадину с востока, северо-востока, а также, вероятно, склоны локальных поднятий внутри зоны. Поэтому, для него характерно чередование мелководных и относительно глубоководных пород.

Центральный тип разреза представлен в Изьяшорском районе на р. Силоваяха, руч. Гурейтивис, на северо-западе Среднекарской синклинали. Один из лучших разрезов находится на р. Силоваяха, примерно в 4,5 км ниже устья руч. Ховратывис (прил. 9, опорн. 13). В его составе выделяются (снизу вверх):

- черно- и темно-серые плитчатые слабоуглеродистые известняки с прослоями (до 1 м), переполненные амфипорами и ругозами, залегающие на светло-серых мраморизованных известняках, иногда с линзами серицит-шамозитовых сланцев. В основании встречаются прослойки (3–5 см) гидрослюдистых сланцев. Отсюда определены амфипоры, табуляты, ругозы, брахиоподы и комплексы конодонтов кыновского времени [61, 91, 175, 185].....35 м
- ритмичное переслаивание черных углеродистых, углеродисто-кремнистых пиритизированных известняков (от 2–15 до 35 см) и углеродисто-глинисто-кремнисто-известковистых, углеродисто-глинисто-кремнистых сланцев (1–5 до 20–25 см) с аммоноидеями саргаевского горизонта [185].....40–65 м
- углеродисто-глинисто-кремнистые, часто доломитистые известняки с линзовидными прослоями (1–2 см) черных кремней. В верхней части встречаются прослойки амфипоровых и полидетритовых известняков.....44 м
- серые микро-тонкозернистые известняки с редкими прослоями темно-серых доломитистых известняков, в верхней части с разлинзованными прослоями доломитов. Определены аммоноидеи мендымского горизонта [185].....29 м
- черно-темно-серые слабоуглеродистые доломитистые известняки с редкими линзами кремней и прослоями (0,2–0,4 м) амфипоровых известняков с конодонтами мендымского времени [185].....7,0 м
- глинистые (иногда доломитистые) «узловатые», или «петельчатые» известняки, с характерной ячеистой бугристой поверхностью наслоения, с примазками желтовато-буроватого глинистого материала с конодонтами аскынского горизонта (зона «*Palmatolepis triangularis*»). Этот характерный горизонт «узловатых» известняков переменной мощности (10–30 м) развит повсеместно в мелководных и депрессионных отложениях Елецкой СФЗ на границе франа и фамена и может служить маркирующим. Согласно современной стратиграфической шкале он относится к основанию фаменского яруса.....10 м

Общая мощность толщи 165–190 м.

Разрез гурейтивисской толщи в районе руч. Гурейтивис и на северо-западе Среднекарской синклинали (район оз. Круглое) отличается присутствием в основании на границе с известняками устьядгейской толщи прослоев коралловых известняков с *Disphyllum emsti* (Wed.), *D. paschiense* (Soshk.) мощностью 0,2 и 0,3 м. Непосредственно на контакте описаны маломощные линзы бокситов [173, 175].

Восточный тип гурейтивисской толщи развит к северо-востоку от центральных разрезов Изъяшорского района. В разрезах по р. Лядгейяха, Кара, в районе оз. Тирибейто (Юньягинской синклинали и др.) нижняя часть гурейтивисской толщи (170–180 м) по составу сходна с подстилающими породами. Здесь согласно залегают светло-серые известняки с частыми прослоями, линзами доломитов и доломитистых конглобрекчиевидных известняков, строматопорово-водорослевые известняки. По всему разрезу часто встречаются зонально-концентрические инкрустации. Биостратиграфическое обеспечение этих образований характеризуют брахиоподы и конодонты кыновского и саргаевского горизонтов [159, 175, 185].

Верхняя часть гурейтивисской толщи в восточных разрезах сложена переслаивающимися углеродистыми, углеродисто-кремнистыми известняками, черными углеродисто-глинистыми и углеродисто-глинисто-карбонатными сланцами. Характеризуется преобладанием известняков. Глинистые сланцы, кремнистые известняки и сланцы встречаются лишь на отдельных участках (р. Лядхэйяха, район оз. Тиребэйто). Суммарная мощность гурейтивисской толщи в разрезах восточного типа составляет 350–400 м.

К переходным, мелководным шельфовым, вероятно, относится разрез на руч. Сизимъюнкошор (прил. 9, опорн. 12). Здесь нижняя часть толщи (кыновско-мендымская) представлена, в основном, темно-серыми и черными известняками углеродисто-глинисто-кремнистыми, углеродисто-кремнистыми, иногда доломитистыми, с прослоями сланцев углеродисто-карбонатных и углеродисто-глинисто-кремнистых. В основании также присутствуют прослойки амфипоровых известняков (0,25–1,0 м). Сланцевые прослойки в нижней части редки, а в верхней составляют до 35 % мощности. Из фаунистических остатков характерны тентакулиты, гониатиты, реже брахиоподы и ругозы. Выделены кыновский, саргаевский, доманиковский, мендымский горизонты. Мощность этой части разреза около 225 м.

Начиная с верхов мендымского горизонта разрез меняется. Здесь появляются известняки доломитовые, доломитистые конглобрекчиевидные, известняковые гравелиты, песчаники (калькарениты); в верхней части (20–25 м) среди них появляются прослойки глинистых ячеистобугристых «узловатых» известняков с прослоями и линзами желтовато-серого глинистого гидрослюдистого материала. Встречаются водорослевые известняки. Мощность пачки около 70 м. В низах этой пачки определены конодонты верхов мендымского горизонта, а среди «узловатых» известняков – брахиоподы аскынского горизонта. Суммарная мощность гурейтивисской толщи в разрезе руч. Сизимъюнкошор составляет 295–310 м.

По данным петрофизических исследований [185] породы обладают плотностью, удельным электрическим сопротивлением и магнитной восприимчивостью соответственно: известняки (углистые, углисто-глинисто-кремнистые, глинистые, доломитистые) – 2,69 г/см³, 1 700 Ом·м, 12·10⁻⁵ ед. СИ, сланцы (углеродисто-карбонатные, углеродисто-глинисто-кремнистые) –

2,58 г/см³, 395 Ом·м, 10·10⁻⁵ ед. СИ. Породы свиты хорошо картируются по электроразведке (СЭП). На фоне высокоомных карбонатных пород (ρ_k до 5 000 Ом·м), свита прослеживается пониженными значениями ρ_k от 100 до 1 000 Ом·м.

Для пород толщи характерны содержания Mn, Sr, Ti, Ba, V, Pb, Ni на 0,2–0,7 порядка ниже кларковых, Cu в большинстве определений на 0,2–0,5 выше кларковых. Максимальные содержания F – 0,06 %.

Из фаунистических остатков в гурейтивисской толще выделяются следующие комплексы с руководящими видами:

– кыновского горизонта: брахиоподы *Uchtopirifer murchisonianus* (Vern.), *Atrypa velikaja* Nal., *Schizophoria ivanovi* Tschern.; ругозы *Disphyllum emsti* (Wed.), *D. paschiense* (Soshk.); конодонты *Ancyrodella binodosa* Uyeno, *Polignathus decorosus* Stauff., *P. varcus* Stauff., *P. pennatus* Hinde, *Icriodus nodosus* Huddle и др.;

– саргаевского горизонта: брахиоподы *Mucrospirifer novosibiricus* (Toll.), *Corbicularia menneri* (Ljasch.); аммоноидеи *Timanites keyserlingi* Mill., *Dolorthoceras kosvense* Zhur.; конодонты *Mesotaxis asymmetricus asymmetricus* (Br. et Mehl), *Klapperina ovalis* (Zieg. et Klapp.), *Ancyrodella rotundiloba rotundiloba* (Bryant), *A. rotundiloba alata* Zieg. et Klapp., *Palmatolepis transitans* Sann. и др.;

– доманиковского горизонта: брахиоподы *Leiorhynchus domanicensis* Mark., *Hypothyridina semilukiana* Nal., *Cyrtospirifer tenticulus* Vern.; аммоноидеи *Tornoceras simplex* Buch; кораллы *Thamnophyllum virgatum* Soshk.; конодонты *Palmatolepis proversa* Zieg., *P. subrecta* Mill. et Young., *P. punctata* Hinde, *P. hassi* Mull., *Ancyrodella gigas* Mill. et Young., *Mesotaxis asymmetricus asymmetricus* (Br. et Mehl), *Klapperina ovalis* (Zieg. et Klapp.) и др.;

– мендымского горизонта: брахиоподы *Cyrtospirifer tenticulum* Vern., *Hypothyridina cuboides* (Sow.); аммоноидеи *Manticoceras intumescens* (Beyr.), *M. latsellatum* Janisch.; конодонты мендымского и нижней части аскынского горизонтов *Palmatolepis gigas* Mill. et Young., *P. hassi* Mull., *P. subrecta* Mill. et Young., *P. linguiformis* Mull. и др.;

– ассоциацию «узловатых» известняков характеризуют конодонты верхней части аскынского горизонта (фаменский ярус): *Palmatolepis triangularis* Sann., *P. subperlobata* Sann., *P. delicatula* Brans. et Mehl; брахиоподы *Hypothyridina cuboides* Sow. и др.

Вышеприведенные материалы биостратиграфического обеспечения уверенно аттестуют возраст отложений гурейтивисской толщи в диапазоне от позднего живета (кыновский) до раннего фамена (позднеаскынский).

В разрезах центрального типа гурейтивисская толща согласно перекрывается ховратывисской толщей, в западных разрезах – проградирующей на северо-восток сизимьюнкошорской толщей, в северо-восточных – рифогенной варкатывисской толщей.

Верхняя граница во всех типах разрезов проходит по кровле «узловатых» глинистых известняков с ячеисто-бугристой поверхностью. Мощность гурейтивисской толщи центрального типа 165–190 м, в разрезах западного типа – 295–310 м, восточного 350–400 м.

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ – КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Сизимьюнкошорская толща (D₃–C₁sz) развита в Верхнесиловском районе и в пределах локальных поднятий к востоку от него (по руч. Сизимьюнкошор, Лесьтаимшор и др.). Название толщи по руч. Сизимьюнкошор, левому притоку р. Кары предложено А. С. Микляевым [183] для мелководношельфовых карбонатных разрезов фамена. Прежде картировалась как фаменский ярус [185] или карбонатная толща [182].

Наиболее представительные разрезы изучены по р. Силоваяха в районе Дерентейшорской антиклинали, кроме того, по ручьям Сизимьюнкошор (прил. 9, опорн. 11), Утка-Тывис (прил. 9, опорн. 10), Лесьтаимшор (левые притоки р. Кары). Во всех разрезах отмечается сходная по составу толща переслаивания известняков, доломитистых и доломитовых известняков с подчиненными прослоями доломитов (до 5–10 м) и органогенных известняков. Для доломитовых известняков характерны псаммо-псефитовые текстуры поверхностей выветривания за счет равномерно рассеянной или послонной сыпи доломитовых зерен. Часты гравелитовые, конглоб-рекчиевые текстуры, обусловленные обломками угловатой и овальной формой (от 1–2 до 10–15 см) серого известняка среди доломитизированного спаритового цемента.

В разрезах по р. Силоваяха нижняя часть фаменских отложений представлена серыми, темно-серыми микрокриптозернистыми известняками с прослоями доломитистых известняков; стяжениями, линзами и редкими прослоями доломитов с ячеисто-бугристой поверхностью

наслоения. Часто встречается криноидный детрит, реже гастроподы, кораллы, прослои водорослевых (?) известняков. В основании толщи водорослевые известняки преобладают. В них присутствуют многочисленные продольные и поперечные линзовидные, червеобразные обособления белого кальцита с зонально-концентрическим внутренним строением. В верхней части толщи преобладают массивные грубоплитчатые слабодолмитистые известковистые песчаники с равномерно рассеянной примесью доломитовых зерен, иногда с послойными их скоплениями и появлению признаков горизонтальной и косой слоистости. Известковистые песчаники чередуются с прослоями гравелитистых, конглобрекчиевидных доломитистых и доломитовых известняков. Вскрытая мощность силовского разреза сизимьюнкошорской толщи 420 м; нижний контакт толщи здесь не вскрыт.

Разрез толщи по руч. Сизимьюнкошор практически аналогичен силовским разрезам. Здесь на пачке переслаивания доломитистых и «узловатых» глинистых известняков верхов гурейтывисской толщи залегают доломитовые и доломитистые конглобрекчиевидные известняки с брахиоподами раннего фамена: *Cyrtospirifer archiaci* Murch., *Streptorhynchus maturicus* Nal., *Pyramidalia* ex gr. *simplex* Phill., *Atrypa* ex gr. *angelica* Nal. Из верхней части сизимьюнкошорской толщи определены брахиоподы и конодонты позднего фамена [173, 185]. Мощность сизимьюнкошорской толщи здесь 405–410 м.

На р. Лесьтаимшор и др. вскрыты аналогичные разрезы неполной мощности. На р. Утка-Тывис в основании толщи доломитистых известняков (190–195 м) встречаются участки с инкрустационными текстурами.

Из фаунистических остатков в сизимьюнкошорской толще известны брахиоподы, водоросли, фораминиферы, конодонты.

Уровень макаровского горизонта нижних частей разреза характеризуют: конодонты *Palmatolepis crepida* Sann., *P. regularis* Cooper, *P. quadrantinodosalobata* Sann., *P. marginifera* Zieg., *P. glabra pectinata* Zieg. et Huddle; брахиоподы *Cyrtospirifer archiaci* (Murch.), *Plicatifera meisteri* (Peetz), *Streptorhynchus maturicus* Nal. и др. В верхней части разреза определены позднефаменские комплексы конодонтов: *Palmatolepis marginifera* Zieg., *P. distorta* Br. et Mehl, *P. rugosa rugosa* Br. et Mehl, *P. rugosa ampla* Mull., *Polygnathus styriacus* Zieg., *P. znepolensis* Spass., *Spathognathodus* cf. *inornatus* Brans. et Mehl; брахиопод: *Cyrtospirifer brady* (Wen.), *Athyris sulcifera* Nal., *Praevaagenoconcha speciosa* (Hall.); фораминифер: *Septaglomospiranella* sp., *Archaesphaera* sp. [173, 185]. При ГДП-200, в границах установленного объема сизимьюнкошорской толщи, был получен раннетурнейский комплекс конодонтов примерно в 0,5–1,0 м ниже кровли толщи. В нем присутствуют *Siphonodella obsoleta* Hass, *S. carintiaca* Schon., *S. sandbergi* Zieg., характерные для малевско–упинского горизонтов турне.

Согласно палеонтологическим определениям возраст толщи установлен в интервале ранний фамен–ранний турне.

Верхняя граница сизимьюнкошорской толщи принята по подошве темно-серых известняков с желваками и прослоями кремней важхановейской свиты (C₁vž). Мощность сизимьюнкошорской толщи составляет 405–500 м.

Ховратывисская толща (D₃–C₁ht) распространена в центральной части территории, в пределах Изъяшорского района. Название по руч. Ховратывис, правому притоку р. Силоваяха предложено при составлении легенды Госгеолкарты-200 Полярно-Уральской серии листов [208] для фаменских кремнисто-карбонатных отложений Изъяшорской депрессионной впадины.

Характерной чертой ховратывисской толщи является частое переслаивание темно-серых детритовых (нередко радиоляритовых) известняков и слоистых глинисто-кремнисто-доломитовых их разностей с линзовидными прослоями кремней. Характерны слои с конглобрекчиевидными текстурами выветривания. Отложения, как правило, сильно дислоцированы, их разрезы в большинстве случаев вскрыты фрагментарно.

У разрезов ховратывисской толщи в пределах района также отмечаются некоторые различия. А. С. Микляевым [185] выделялись два типа разрезов толщи – типично «изъяшорский» и переходный. В настоящем отчете так же, как и для гурейтывисской толщи, принят вариант выделения центрального и восточного типов разреза. Центральный характеризует самую глубоко-водную часть Изъяшорской впадины во время фамена и раннего турне, а восточный – вероятно ее окраину, где чередуются мелководные и депрессионные осадки.

Центральный тип ховратывисской толщи наиболее представительно вскрыт по р. Силоваяха между руч. Ховратывис и Буреданшор (прил. 9, опорн. 5), кроме того по руч. Ховратывис, Тальбейшор. Разрезы толщи детально изучены при ГГС-50 [185], а также в процессе работ по ГДП-200.

Сводный разрез ховратывисской толщи в бассейне р. Силоваяха характеризуют:

– известняки темно-серые с частыми линзами прослоями известковистых доломитов и редкими линзами и желваками черных кремней	35 м
– ритмичное переслаивание темно-серых, почти черных слабоуглистых известняков; серых доломитистых известняков и темно-серых кремней линзовидной формы. Отдельные прослои известняков с обильным криноидным детритом	22 м
– переслаивание темно-серых слабоуглистых известняков, буровато-серых окремненных известковистых доломитов	172 м
– известняки серые и темно-серые с частыми линзами и прослоями окремненных доломитистых известняков и линзами, прослоями черных кремней (5–15 см). В подошве пачки – прослои органогенных известняков с детритом криноидей, гастропод и брахиопод	91 м
– известняки серые и темно-серые с частыми желваками и линзами черных кремней. В верхах пачки – известняки доломитистые с песчаниковидной текстурой выветривания	около 60 м
– переслаивание известняков доломитистых конглобрекчиевидных и темно-серых углистых известняков	9 м

Суммарная мощность ховратывисской толщи здесь 390 м.

Также в «типично изьяшорских» (по А. С. Микляеву [185]) фациях представлена верхняя часть ховратывисской толщи на руч. Тальбейшор (левый приток р. Кары), в южной части территории. Здесь присутствуют окремненные известняки с прослоями серых, темно-серых и зеленовато-серых кремнистых сланцев (мощность 0,5–2,0 см), содержащие конодонты позднего фамена (зоны «*postera-expanса*») и вышележащие доломитистые и конглобрекчиевидные известняки с прослоями светлых, темно-серых и черных кремней с конодонтами литвинского горизонта и раннего турне. По облику и структурно-текстурным особенностям эти отложения сходны с верхнефаменско–турнейской частью няньворгинской свиты Лемвинской СФЗ. Вероятно, данные породы образовались в наиболее глубокой части Изьяшорской впадины, которая прослеживается на юг за границу листа до района руч. Нылкыдшор (левый приток р. Кары), [209], и где скв. 1-Нылкыдты на этом уровне вскрыла глинисто-кремнистые сланцы вишневого и зеленого цвета, похожие на сланцы няньворгинской, громашорской свит.

Восточный тип ховратывисской толщи с карбонатной нижней частью и кремнисто-карбонатной верхней развит в бассейне р. Кара, к северо-востоку от руч. Сизимьюнкошор. Полные разрезы данного типа здесь не вскрыты.

На р. Каре, в районе между ручьями Сизимьюнкошор и Утка-Тывис нижняя часть толщи, залегающая на «узловатых» доломитистых известняках гурейтывисской толщи, сложена серыми известняками доломитовыми массивными, конглобрекчиевидными с прослоями известняков темно-серых и черных. В подчиненном количестве присутствуют прослои органогенных (брахиоподовых) известняков. Редкие желваки черных кремней появляются, примерно, в интервале 210–230 м стратиграфически выше основания. Комплекс конодонтов с этого же уровня характеризует зону «*marginifera*», а в нижней части определены конодонты макаровского горизонта (зона «*crepida*»). Вскрытая мощность отложений здесь 280–300 м.

Вышележащие части толщи фрагментарно вскрыты в нижнем течении р. Лядхэйяха. Характеризуются кремнисто-карбонатным составом при постепенном увеличении доли кремней в виде желваков, линз (5–20 см), прослоев, достигающих 30–40 % состава этой толщи. К этому же типу относятся и фрагменты верхней части толщи, вскрытые в северо-западной части Среднекарской синклинали. Комплексы конодонтов характеризуют верхнюю часть фамена–низы турне. Общая мощность ховратывисской толщи данного типа оценивается в 400–450 м [185].

Из фаунистических остатков в породах толщи доминируют конодонты. В нижней части разреза определены *Palmatolepis regularis* Cooper, *P. tenuipunctata* Sann., *P. glabra glabra* Ulr. et Bassl., *P. minuta loba* Helms, *P. marginifera* Zieg., *P. distorta* Br. et Mehl и др. раннего фамена. В. С. Цыганко [91] приводит здесь сборы ругоз *Gorizdronia* ex gr. *profunda* (Soshk.); в средней части определены *Palmatolepis rugosa rugosa* Br. et Mehl, *P. rugosa ampla* Mull., *P. rugosa postera* Zieg., *P. gracilis sigmoidalis* Zieg., *Bispathodus aculeatus* Br. et M., *Neopolygnathus communis* (Br. et Mehl), *Polygnathus styriacus* Zieg., *P. znepolensis* Spass., *P. vogesi* Zieg. и др. верхнего фамена, в верхах разреза – *Siphonodella* cf. *praesulcata* Sand., *S.* cf. *sulcata* (Hudd.), характерные для гумеровского и части малевского горизонтов турне.

Контакт с перекрывающими отложениями буреданской свиты принят по исчезновению прослоев доломитистых известняков и появлению прослоев углеродисто-глинисто-кремнистых сланцев. При таком объеме ховратывисской толщи ее возраст принимается в интервале фаменского–низов турнейского яруса, аналогично смежной с юга Воркутской площади [209].

Мощность ховратывисской толщи колеблется от 390 до 400–450 м.

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Важхановейская свита ($C_1v\check{z}$) закартирована на тех же участках, где и сизимьюнкошорская толща. Опорные разрезы детально изучены при ГС-50 [185] и при ГДП-200 в 2006 г. по р. Силоваяха на крыльях Дерентейшорской антиклинали (прил. 9, опорн. 9).

Наиболее полно толща вскрыта по р. Силоваяха между ручьями Сизимтывис и Ховратывис. Стратиграфически снизу вверх на светлой доломитово-известняковой пачке сизимьюнкошорской толщи согласно и с быстрым переходом залегают:

- темно-серые органогенно-сгустковые известняки с детритом кораллов, криноидей и брахиопод, а также с одиночными кораллами *Keyserlingophyllum*, крупными криноидеями (до 7–10 мм в сечении). В 5 м выше подошвы появляются редкие округлые конкреции и линзы черных кремней 55 м
- кремни черные и темно-серые массивные с линзами окремненных темно-серых известняков и гнездами белого кальцита 3 м
- известняки органогенно-сгустковые слабоуглистые темно-серые и черные с желваками и линзами черных кремней. Присутствуют частые колонии табулят (до 10–15 м в диаметре), ругозы, обломки брахиопод 11 м
- известняки органогенно-сгустковые, аналогичные вышеописанным, но без включений кремней. Органогенные остатки те же 18 м

Выше залегают доломитистые серые известняки сартъюской свиты, переход к ним постепенный. Общая мощность важхановейской свиты в этом разрезе 85–90 м.

В северо-восточном направлении возрастает кремнистость разрезов свиты, появляются углеродистые и углеродисто-кремнистые разности известняков. Мощность свиты в таких разрезах (в северной части Дерентейшорской антиклинали) возрастает до 100–105 м. В других пунктах Михайловско-Вайгачской подзоны известны лишь фрагментарные выходы важхановейской свиты.

Под микроскопом [185] известняки органогенно-сгустковые характеризуются органогенной шламово-детритовой структурой, массивной, редко микрослоистой текстурой. Состоят из органического шлама (50–80 %), детрита (с преобладанием криноидного), сгустков пелитоморфного кальцита (10–50 %), доломита (от ед. до 3–4 %). Цемент – пелитоморфный или микрозернистый кальцит. Кремни темно-серые, имеют криптозернистую с наложенной гранобластовой структуру. Основная масса представлена криптозернистым агрегатом кремнезема с редкими микрочешуйками серицита.

Из фаунистических остатков определены комплексы кораллов и фораминифер турнейского яруса: *Syringopora capillacea* (Ludw.), *Cyathoclisia modavense* (Sal.), *C. tatarica* (Alt.), *C. tabernaculutum* (Dirg.), *Keyserlingophyllum* sp., *Septatournella* ex gr. *compressa* Lip., *Palaespiroplectamina tschernyshiensis globata* Lip., *Tournayellina elegans* Lip., *Septatournayella* sp. [185], а также конодонтов: *Polygnathus inornatus* E. Brans., *P. purus purus* Vog., *Pseudopolygnathus triangula pinnatus* Vog., *Elictognathus laceratus* Br. et M., *Siphonodella cooperi* Hass., *S. lobata* Br. et M. и др.

Верхняя граница важхановейской свиты проводится по подошве серых и светло-серых доломитистых известняков с визейским палеофаунистическим комплексом и с редкими конкрециями светло-серых и коричневатых кремней. Мощность толщи составляет 85–105 м.

Буреданская свита (C_1br) закартирована в Буреданско-Изяшорском районе. Впервые выделена Б. Я. Осадчевым (1951 г.) с названием по р. Буреданью, левому притоку р. Силоваяха. В легендах к Геолкартам-200 Полярноуральской и Пайхойской серии листов [183, 208] объем свиты уточнен и в ее составе объединены ранее картируемые в Изьяшорском фациальном районе сланцево-кремнисто-карбонатные отложения турнейского яруса и нижнего–среднего визе [185]. Разрезы свиты вскрыты по р. Силоваяха, руч. Ховратывис, Тальбейшор и др. (прил. 9, опорн. 4). Сложена свита детритовыми, углеродисто-кремнистыми известняками, углеродисто-глинисто-кремнистыми сланцами с прослоями кремней. Расчленяется на две подсвиты: нижнюю и верхнюю.

Нижняя подсвита (C_1br_1) представлена переслаиванием различных типов пород с преобладанием известняков: черных углеродистых, углеродисто-кремнистых известняков, черных сланцев и темно-серых кремней, грубоплитчатых темно-серых известняков с линзами и стяжениями кремней, разлинзованных прослоев доломитовых известняков и др. Мощность 180 м.

Определены комплексы конодонтов [185]: *Polygnathus inornatus* E. Brans., *P. triangulus* Vog., *Pseudopolygnathus pinnatus* Vog., *Siphonodella cooperi* Hass., *S. cf. dublicata* Hass., *Spathognathodus cf. stabilis* Br. et Mehl, *Scaliognathus anchoralis* Brans. et Mehl, *Hindeodella segaeformis* Bisch., *Gnathodus cf. semiglaber* Vog., *G. cf. delicatus* Br. et Mehl; фораминифер:

Septaglomospiranella cf. *nana* Reitl., *S. cubothyroides* (Dain), *Tournayellina* cf. *gigantea* Lip., *Latiendothyra latispiralis* (Lip.) и кораллов: *Cyathoclisia modavense* (Sal.), *Caninia cornucopiae* Mich., *Zaphrentis crassus* Hud., характеризующие возраст подсвиты в интервале малевского–косьвинского горизонтов.

Верхняя подсвита (C_{1br_2}) представлена ассоциацией ритмичного переслаивания детритовых и кремнистых доломитистых спикуловых известняков и кремней, А. И. Елисеевым [152] интерпретируется как кушковатская фация визейских известняков. Известняки серые и темно-серые микро- и мелкодетритовые. Кремни серые, темно-серые, иногда почти черные и представлены, в основном, спонголитами. Содержание кремнистых прослоев в основании составляет около 40 %. Вверх по разрезу отмечается сокращение количества и мощности прослоев кремнистых известняков и кремней и переход к массивным детритовым известнякам с редкими прослоями кремнистых доломитистых известняков и послойными скоплениями кремней. Мощность 300–350 м.

В этой части определены фораминиферы: *Archaediscus moelleri* (Raus.), *A. karreri* Brady, *Eostaffella versabilis* Orl., *Eoendothyranopsis staffelliformis donica* Brazhn. et Rost., *Endothyra* ex gr. *similis* Raus. et Reitl., *Omphalotis tantilla* (Schlyk.), *Propermodiscus krestovnikovi* (Raus.), *Planarchaediscus spirillinoides* (Raus.), *Tetrataxis media* Viss. и др.; брахиоподы: *Levitusia humerosa* Sow., *Megachonetes zimmermanni* (Paeck.), *Schizophoria resupinata* Mart., характеризующие возраст подсвиты в интервале радаевского–тульского горизонтов.

На р. Силоваяха эти отложения развиты на крыльях Буреданской синклинали. Толща смята настолько сильно, что на небольшом участке одни и те же отложения повторяются несколько раз. Ориентировочная ее мощность здесь 300–400 м. В породах свиты встречены единичные пункты минерализации сфалерита и сульванита, локализованных в кварц-кальцитовых жилах и прожилках.

Возраст буреданской свиты по совокупности вышеприведенных фаунистических остатков ранне-поздневизейский, в интервале малевского–тульского горизонтов.

Верхняя граница буреданской свиты принята по подошве доломитово-известняковой ассоциации пород сартъюской свиты. Общая мощность буреданской свиты 480–550 м.

НИЖНИЙ–СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

Сартъюская и цементнозаводская свиты ($C_{1-2sr-cz}$) картируются единым литокомплексом ввиду их недостаточной обнаженности и малой мощности цементнозаводской свиты в северном, северо-восточном и восточном обрамлении Коротайхинской впадины и в ядре Среднекарской синклинали. Характеристика каждой из составляющих приведена ниже.

Сартъюская свита названа по старому названию р. Бол. Уса. Ранее данные отложения картировались как карбонатные отложения верхневизейского подъяруса и серпуховского яруса или карбонатной толщи [180, 182, 185]. А. С. Микляевым также предлагалось название – кератинская толща [183]. Опорные разрезы изучены по р. Силоваяха. (прил. 9, опорн. 7).

Наиболее полно разрез нижней части сартъюской свиты представлен в районе северного замыкания Дерентейшорской антиклинали. На темно-серых известняках важхановейской свиты со стратиграфическим перерывом (отсутствует радаевский горизонт) залегает однообразная по составу толща серых, светло-серых и кремнево-серых детритовых доломитистых и доломитовых органогенно-детритовых известняков, мощностью 230–240 м. Отличительной ее чертой является светлая окраска пород. Доломиты серые, известковые, часто пористые, встречаются в виде линзовидных прослоев (0,5–1,0 м) среди детритовых известняков. В нижней части разреза встречаются нечетко выраженные текстуры размыва. Примерно, с 12 м от подошвы появляются послойные скопления серых, светло-серых и светло-коричневатых кремней с извилистыми контурами от 2 до 30 см. Мощность слоя известняков с кремнями 5–6 м. Выше залегают светло-серые и кремневые доломитистые кавернозно-пористые органогенно-сгустковые известняки. Эта часть разреза, мощностью 60–65 м, отнесена к бобриковскому горизонту визейского яруса. Она также вскрыта и хорошо фаунистически охарактеризована в скважинах картировочного бурения [185]. Бобриковский горизонт нижнего визе характеризуют фораминиферы: *Omphalotis ckariessa* (Con. et Lys.), *Planoendothyra parallela* Brazhn., *P. rotai* (Dain), *Eoparastaffella rotunda* Vdov., *E. asymmetrica* Vdov. et Zavjal., *Dainella evoluta* Brazhn., *Brunsia irregularis* (Moell.) f. *multivaluta* Vdov., *B. pulchra* Mikh., *Laxoendothyra laxa* (Con. et Lys), *Mediendothyra novomosquensis* Vdov., *M. exela* (Gan.), *Archaediscus krestovnicovi* Raus. Выше по разрезу появляются небольшие прослои мелкообломочных известняковых брекчий, конглобрекчий и органогенных известняков (мощность прослоев 1,5–4,0 м), переполненных раковинами брахиопод, сечениями кораллов, обломками криноидей. В прослоях серых известковистых доломитов за-

метна вкрапленность флюорита. Ближе к кровле появляются прослои органогенно-детритовых известняков и доломитов темно-серого цвета. Биостратиграфическое обеспечение нижней (светлой) части толщи характеризуют фаунистические комплексы бобриковского и тульского возраста раннего–позднего визе.

Здесь следует отметить, что данный интервал разреза толщи не встречен на прилегающей с юга территории Воркутского района с аналогичными разрезами карбона [209], где радаевскому, бобриковскому времени отвечает перерыв в осадконакоплении.

Вышележащая верхневизейско–серпуховская часть толщи сложена практически однотипными породами – полидетритовыми темно-серыми известняками с богатой фауной, особенно брахиопод и кораллов. Присутствуют прослои известковистых доломитов с вкрапленностью флюорита; реже флюорит-кальцитовые прожилки встречаются в известняках. Известняки обычно голубовато-серые, мелкодетритовые, с отдельными прослоями крупнодетритовых. В основании – желваки темно-серых известковистых кремней. Породы этой части характеризуются четкой пластовой отдельностью, чаще всего такие пласты имеют мощность 30–40 см, нередко среди них – значительные скопления брахиопод. В верхневизейской части разреза (мощность 186 м) определены богатые комплексы брахиопод и фораминифер алексинского горизонта. Серпуховская часть разреза (мощность 185 м) определяется сменой фаунистических комплексов в однородной толще. Поздневизейские и серпуховские комплексы составляют: фораминиферы *Asteroarchaediscus baschkiricus* (Krest. et Theod.), *A. ovoides* (Raus.), *Endothyra prisca* Raus. et Reitl., *E. paraprisca* Schlyk., *Endothyranopsis sphaericus* (Raus. et Reitl.), *Eostaffella mosquensis* Viss., *E. ikensis* Viss., *E. ikensis tenebrosa* Viss., *E. mirifica* Brazhn., *E. protvae* Raus., *Parastaffella illustrata* Viss., *Omphalotis omphalota* (Raus. et Reitl.); брахиоподы *Striatifera striata* (Fisch.), *S. angusta* (Fisch.), *Avonia yongiana* (Dav.), *Krotovia spinulosa* (Sow.), *Gigantoproductus elongatus* (Sar.), *G. striatosuleatus* (Schw.), *Moderatoproductus moderatus* (Schw.), *M. moderatoconvexus* (Jan.), *Megachonetes zimmermanni* (Paeck.); кораллы *Davidsonia carbonaria* (McCoy), *Corwenia vaga* Smith et Ryd., *Palaeosmia murchisoni* Edw. et H., *Siphonodendron rossicum* (Stuck.), *Dibunophyllum bipartitum* (McCoy), *D. fasciculatum* (Flem.), *D. latiseptatum* McCoy, *Auolophyllum fungites* (Flem.) и др. виды [36, 185]. Общая мощность сартыюской свиты в этом разрезе 600–610 м.

Сходный состав свиты прослеживается в скважинах, пробуренных на площади Буреданского сульфидно-флюоритового месторождения [182, 185]. Здесь также преобладают светло-, кремово-, голубовато-серые, реже серые и темно-серые полидетритовые и биоморфные (брахиоподовые, коралловые, водорослевые) грубоплитчатые известняки, среди которых по всему вертикальному разрезу присутствуют прослои (от 0,5–1,0 до 10–15 м) доломитов, доломитовых и доломитистых известняков. Эпизодически встречаются стяжения кремней.

На участках залегания отложений сартыюской свиты на изъясорских фациях нижнего карбона (буреданская свита) мощность ее сокращается до 350–400 м.

Исключения составляют карбонатные осадки в бассейне руч. Варкатывис, где вдоль фронта Главного Пайхойского надвига известняки интенсивно мраморизованы и рассланцованы. По полосчатому облику они сходны с фаменскими известняками варкатывисской толщи, от которых отличаются большим количеством линз «жильного» кальцита по перекристаллизованным органическим остаткам.

Верхняя граница с цементнозаводской свитой проведена в подошве пачки детритовых известняков с фораминиферами башкирского яруса. Мощность сартыюской свиты в пределах Кара-Силовской территории колеблется от 350–400 м в Буреданско-Изъясорском районе до 610–630 м в Верхнесиловском.

Цементнозаводская свита. Опорные разрезы изучены по р. Силоваяха и ее правому притоку руч. Сизимтывис (прил. 9, опорн. 8). Фрагменты сходных типов разреза известны по притокам руч. Хальмершор (руч. Кыньшор и Джоляшор).

На р. Силоваяха образования толщи вскрыты в ядрах пологих антиклинальных складок. Представлены известняками органогенно-детритовыми темно-серыми с редкими сечениями брахиопод, кораллов, с обильным криноидным детритом. Самые верхние слои толщи выходят по руч. Сизимтывис. Здесь вскрыты темно-серые водорослево-детритовые пиритизированные известняки с микрофауной среднего карбона.

Верхняя граница свиты проводится по подошве маркирующего горизонта желтовато-серых пиритизированных доломитистых мергелистых известняков сизымской свиты. Непосредственно у контакта в среднекаменноугольных известняках, мощностью 1–2 м встречаются линзы кремней, размером до 10–15×5–7 см.

Мощность цементнозаводской свиты 30–40 м.

Под микроскопом выделяются органогенно-детритовые, органогенно-обломочные разности известняков, имеющие органогенную шламово-детритовую, иногда, обломочную структуру, массивную, слоистую, часто сланцеватую текстуру. Состоят из 60–85 % шлама, детрита и крупных обломков водорослей, криноидей, брахиопод, трилобитов, кораллов, гастропод, остракод, раковин фораминифер. По преобладающему составу выделяются криноидно-детритовые, фораминиферо-криноидные и водорослевые известняки; в верхней части толщи преобладают обломочные и водорослевые. В обломочных известняках наряду с водорослями встречаются обломки пелитоморфного известняка, кварца (до 1–3 %), оолиты. В водорослевых известняках преобладают скелетные элементы *Ungdarella*, реже *Berezella*. Грубый детрит занимает до 60 % площади шлифа, цементирующая масса (15–40 %) представлена микрозернистым и перекристаллизованным тонкозернистым кальцитом. Кальцит цемента и детрита составляет 95–98 %, пирит 1–3 %, углистое вещество до 2 %, единичные зерна доломита, кварца.

Возраст цементнозаводской свиты в диапазоне башкирского яруса и нижнемосковского подъяруса подтвержден комплексами фораминифер: *Neoarchaediscus postrugosus* (Reitl.), *N. gregorii* (Dain), *Globivalvulina moderata* Reitl., *Millerella digitalis* (Man.), *Eostaffella pseudostruweii* (Raus. et Bel.), *E. paraprotvae grandis* Man., *E. postmosquensis acutiformis* Kir., *Pseudostaffella antiqua* Dutk., *P. cf. antiqua grandis* Raus., *P. formosa* Raus., *P. umbilicata* (Put. et Leont.), *P. ozavai* (Lee et Chen), *Osavainella cf. pseudolingi* Put., *Schubertella cf. obscura* (Lee et Chen), *Profusulinella parva* (Lee et Chen), *P. prisca* Depr., *P. ovata* Raus. [183, 185].

Мощность нерасчлененного литокомплекса сартъюской и цементнозаводской свит 380–670 м.

Иргизлинско-Карская подзона

Представлена Усинско-Пайпудынским и Карско-Нерусовейским районами. Первый находится в пределах Оченырдынского антиклинория, второй протягивается в виде полосы от северной части антиклинория к северу и северо-западу до структур Карского и Байдарацкого аллохтонов.

В Карско-Нерусовейском районе силурийско–среднедевонские отложения района сложены преимущественно рифогенными образованиями. Вследствие слабой изученности и сильной мраморизации, силурийско–нижнедевонские отложения не расчленяются и выделяются как нярминская толща, ниже-среднедевонские – отнесены к нерусовейской толще. Во франское время (раннекыновское время) продолжалось формирование рифогенных отмельных образований (выделяемых в Полярноуральской легенде [208] как Лядгейский риф гурейтивисской толщи). С саргаевского времени на всей площади района устанавливаются условия относительно глубоководного осадконакопления, которые сохраняются до конца франского века. Сформированные в этот период осадки аналогичны развитым западнее в пределах Буреданско-Изьяшорского района, поэтому также относятся к гурейтивисской толще. С фаменского времени в районе возобновляется отмельное банковое осадконакопление; в северо-западной части района выделяется, отвечающая этому этапу, варкатывисская толща. Каменноугольные отложения в пределах района представлены слоистыми осадками важхановейской, сартъюской и цементнозаводской свит, аналогичных по составу вышеописанным в составе Михайловско-Вайгачской подзоны. Усинско-Пайпудынский район представлен верхнекембрийско-нижнеордовикскими образованиями манитанырдской серии.

КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ–ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Манитанырдской серии ($\text{Є}_3\text{--O}_1\text{mn}$) дано название по хр. Манитанырд (М. И. Парханов, 1956). Опорные разрезы описаны Б. Я. Дембовским (1983 г.) по руч. Изьявож, руч. Смерти, р. Ния-Ю южнее территории листа.

Отложения манитанырдской серии распространены разрозненными фрагментами в районе хребта Оченырды: на юго-восточном склоне хребта между ледн. МИИГАиК и оз. Очеты; а также вдоль западного подножия г. Гнетьюиз, протягиваясь от истоков руч. Ущельный на юг до кромки листа; фрагментарно на юго-западном склоне г. Лимбятэ. Небольшие блоки пород встречены: на южном склоне возвышенности с абс. отм. 266,6 м к востоку от оз. Лядхэйто; в полосе между руч. Нгэтенашор и Парус-Щельяшор, а также на крайнем юго-востоке листа R-41-XXXVI.

Породы серии представлены серыми, розовато-серыми, лиловыми и вишневыми кварцито-песчаниками, кварцитами и песчаниками, зеленовато-серыми кварц-хлорит-серицитовыми

сланцами, редко гравелитами и конгломератами. Фрагмент пород серии, расположенный восточнее ледн. МИИГАиК, кроме перечисленных разностей, сложен толщей интенсивно кавернозных кварцевых песчаников, возможно, изначально сильно известковистых.

Контакт с нижележащими отложениями бедамельской серии резкий со стратиграфическим и угловым несогласием, часто тектонически подорван. Западнее оз. Очеты на склоне г. Нгэтенапе описаны темно-серые, малиново-серые сланцы и полосчатые белые, розовые среднезернистые и крупнозернистые кварцевые песчаники основания манитаньрдской серии с угловым несогласием перекрывающие бедамельские метаэффузивы основного состава (для песчаников аз. пад. слоистости 110° при угле падения 45° , для метаэффузивов – аз. пад. 80° при угле падения 75°). Через некоторый интервал, в том же крутом склоне г. Нгэтенапе, наблюдался несогласный контакт, имевший ярко красный цвет за счет лимонитизации (мощность «красноцветной» зоны – 15 см), между темно-серыми базальтами и слоистыми серыми с розовым оттенком кварцито-песчаниками манитаньрдской серии.

Терригенные породы манитаньрдской серии слагают синклинальные складки в области водоразделов, или ограниченные разломами мелкие крутопадающие грабен-синклинали. В основании разреза залегает базальный горизонт вулканомиктовых конгломератов, мощностью до 50 м. Часто базальные слои выпадают из разреза и тогда, выше залегающие серые, зеленовато-серые, лиловые песчаники с несогласием перекрывают породы бедамельской серии рифея-венда. Верхняя часть разреза сложена светлыми, светло-серыми крупно- и среднезернистыми кварцитовидными песчаниками и кварцитами с прослоями алевропсаммитовых кварц-хлорит-серицитовых сланцев и гравелитов.

Под микроскопом песчаники характеризуются псефито-псаммитовой структурой и слоистой, неясно сланцеватой текстурой. Состоят из кластического материала (65–70 об. %) и перекристаллизованного цемента (30–35 об. %). Кластический материал представлен, в основном, кварцем (90 об. %), полевым шпатом-альбитом (2–3 об. %), серицитом, редкими зернами землистого лейкоксена, циркона и обломками микрокварцитов и кварцитов (5–10 об. %). Форма обломков окатанная, очень редко угловато-окатанная, с отчетливыми ровными или нарушенными, рекристаллизационным бластезом, микрозубчатыми и, иногда, корродированными карбонатом, ограничениями. Цемент, порового типа и, прослоями, базального типа, перекристаллизован, имеет смешанный состав и представлен кварцем (15–20 об. %), хлоритом, серицитом и редкими зернами эпидота и сфена.

По петрофизическим данным плотность кварцито-песчаников, песчаников меняется от 2,59 до 2,82 г/см³. По расчетным данным [132] плотность пород свиты составляет 2,65 г/см³. Породы немагнитные и слабомагнитные, χ меняется от 0 до $16 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ; в среднем, высокоомные, $\rho - 3 \text{ 003 (430–9 780 Ом} \cdot \text{м)}$.

В области контактов с подстилающими толщами часто наблюдается сульфидная минерализация.

На АФС манитаньрдская серия выделяется по светло-серому до белого фототону с тонким штрихованным рисунком слоистости.

По совокупности данных подразделение уверенно коррелируется с манитаньрдской серией сопряженных с юга территорий, где ее возраст обоснован как поздний кембрий–нижний ордовик на основании палеомагнитных данных, сборов аренигских брахиопод и абсолютного датирования вулканогенных фаций в составе ее нижней хойдышорской свиты [209]. Мощность манитаньрдской серии на территории листа до 400 м.

СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ–ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Ня р м и н с к а я т о л щ а (S_2-D_{nr}) широко распространена в Карско-Нерусовейском районе. Представлена однообразными серыми полосчатыми мраморизованными известняками с подчиненным количеством доломитов. Они слагают значительную часть территории бассейна р. Нярмы, залегая в ядре Гурейшорской, Сизимьюнкошорской антиклиналей и Большелядгейской зоне складчатых структур.

Название толщи предложено при составлении легенды Полярно-Уральской серии М. А. Шишкиным [208] для верхнесилурийских–нижнедевонских (пражских) отложений Иргизлинско-Карской подзоны Елецкой СФЗ. Ранее картировалась как силур–нижний девон нерасчлененные [159, 185], силур–средний девон нерасчлененные [182]. Опорные разрезы находятся по рр. Нярма и Мал. Лядхэйяха (прил. 9, опорн. 3).

Силурийская часть толщи наиболее представительно вскрыта в скальных выходах по р. Няме. Здесь представлены полосчатые светло-серые мраморизованные, частично доломитизированные известняки тонкосахаровидного облика с прослоями доломитов. Местами известняки окрашены в более темные серые тона с содержанием тонких прослоев (первые мм) углеродистых разностей. Породы характеризуются «чистотой» состава (нерастворимый остаток составляет сотые доли %), они исключительно бедны ископаемой фауной, почти повсеместно в них развита седиментационная слоистость. Имеющиеся материалы биостратиграфического обеспечения характеризуют лудловские и пржидольские отложения [159]. Мощность разреза толщи на р. Няме 800–900 м [159].

По руч. Тиребэйтосе, притоку р. Нямы, выходит мощная пачка «переслаивания» массивных известняков и доломитов без признаков седиментационной слоистости с многочисленными инкрустационными образованиями, значительным количеством неравномерно распределенной фауны и другими признаками рифогенного осадконакопления. Органогенная постройка подстилается и перекрывается светлоокрашенными сахаровидными известняками, абсолютно доминирующими в разрезе на р. Юнъяха. Ее западное окончание, расположено на водоразделе р. Юнъяха и Тирибейтосе, восточное окончание перекрыто четвертичными отложениями.

Верхнесилурийские отложения, развитые на обширном пространстве водораздельной части в верховьях рр. Юнъяги, Мал. Лядхэйяхи, а так же р. Лядхэйяхи и в их береговых обрывах, отличаются от известняков бассейна р. Нямы своим составом и текстурно-структурными особенностями. В толще этих пород (также, как и на участке руч. Тиребэйтосе) широко развиты массивные мраморизованные и доломитизированные известняки, доломиты, светло-серых, серых, иногда пятнисто-окрашенных розоватых и кремневых окрасок, нередко инкрустации. Прослои и линзы водорослевых и органогенно-обломочных известняков содержат фауну археат, ругоз и брахиопод позднесилурийского возраста [61, 159, 185] и др. Здесь преобладали рифогенные условия осадкообразования. Фрагменты аналогичных силурийских отложений обнажаются также по руч. Сизимьюнкошор и выше его устья по р. Каре (вскрытая мощность верхнего силура здесь около 600 м [185]).

Полные разрезы лохкова, пражского яруса нижнего девона находятся на руч. Сизимьюнкошор и р. Лядхэйяха. Во всех разрезах вскрыты литологически однообразные рифогенные и слоистые мраморизованные известняки, слоистые и массивные доломиты, часто с инкрустационными текстурами, характеризующими наличие мелких органогенных построек.

Нижнедевонские известняки вскрыты также по р. Каре в приустьевой части р. Нямы и в нижнем течении р. Юнъяхи (северное крыло Карской синклинали). Представлены светло-серыми мелкозернистыми сахаровидными, нередко слоистыми известняками, неотличимыми от верхнесилурийских р. Нямы. Здесь определены раннедевонские конодонты [159]. Мощность нижнедевонской части нярминской толщи в северной части района составляет около 500 м; южнее, на различных участках – от 200 до 400 м [159, 185]).

Из фаунистических остатков нярминской толщи определены брахиоподы позднего силура [90]: *Atrypella phoca* (Salt.), *A. scheli* (Holt.), *A. columbella* (Barr.), *Gupidula* aff. *galeata* (Dalm.), *Collarothyris canaliculata* (Wen.), *Proteticularia pentameriformis* Tschern.; раннедевонские (лохковские–пражские): *Karpinskia conjugula* Tschern., *Losvia operosa* (Khod.), *Carinatina comata* (Barr.), *Gupidula* cf. *saumaensis* Khod., *Cyclocyclicus proximus* Dubat.; позднесилурийские ругозы: *Triplasma crassiseptata* Shur., *Microplasma* ex gr. *gotlandica* Dub., *Cystiphyllum* sp. и др. [159]; криноидеи: *Salairocrinus* cf. *texanus* Dubat., *S.* cf. *radialis* Elt., *Pentagonocyclicus ligatus* Yelt. и др. [185]; конодонты: *Spathognathodus* ex gr. *steinhornensis* Phill., *Panderodus* cf. *unicostatus* (Brans. et Mehl) [159]. Полная информация по всем сборам органических остатков имеется в вышеупомянутых работах.

Позднесилурийский–раннедевонский возраст нярминской толщи принимается по совокупности вышеприведенных фаунистических комплексов.

Перекрывается отложениями нерусовой толщ на участках, прилегающих с востока к границе Пайхойского аллохтона; южнее – породами устьядгейской толщ. В последнем случае верхняя граница нярминской толщ принята по кровле известняков с многочисленными крупными пеллециподами. Общая мощность толщ по территории ориентировочно оценивается в 900–1 500 м.

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

НИЖНИЙ–СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

Нерусовейская толща ($D_{1-2}ns$) закартирована на севере территории листа R-41-XXXVI. Впервые название предложено А. С. Микляевым [183] для нерасчлененных верхнесилурийско–среднедевонских мраморизованных известняков Нерусовейской тектонической пластины. Эти отложения картировались ранее в пределах площади и на смежной с севера территории в составе силура–нижнего девона нерасчлененных и среднего девона [135] в составе карбонатной толщи [182]; эйфельского и живетского ярусов среднего девона [159], в составе живетского яруса [177].

Нами, учитывая данные полученные М. А. Шишкиным в районе Нерусовейской пластины [95, 170, 211] в состав нерусовейской толщи включены только ниже-среднедевонские образования, в диапазоне эмского–живетского ярусов. Наиболее представительно эти образования вскрыты по р. Каре, в районе водопада Бол. Буредан (на смежной с севера территории), где и находится ее опорный разрез.

На территории листа выходы нерусовейской толщи закартированы по р. Кара и южнее Едунейского поднятия, в пределах Приедунейской карбонатной пластины.

На р. Каре (выше устья р. Нярмы) выходят известняки мраморизованные светло-серые до белых с розоватым оттенком. Текстура их слоистая, слабовыраженная [159], с участками рассланцевания скорлуповатой отдельности. Присутствуют мелкие, неправильной формы линзы доломитов и инкрустационные образования. Толща очень монотонна на протяжении 300 м. Выше по разрезу известняки окрашены в темно-серый и серый цвет, слоистые и плитчатые. В толще содержатся редкие остатки водорослей, строматопор, амфипор, ругоз, брахиопод, криноидей, остракод и конодонтов, характерных для эмского («эйфельского» по старой схеме) яруса [159].

В бассейне руч. Гурейтивис фрагменты верхних частей разреза вскрыты по правому притоку ручья, где прослеживаются светло-серые рифогенного облика мраморизованные известняки с многочисленными сложной формы инкрустациями и обильным криноидным детритом. Светло-серые мраморизованные известняки с прослоями доломитов в этом районе на руч. Гурейтивис содержат конодонты среднего девона [185]. Из фаунистических остатков в нерусовейской толще определены брахиоподы: *Carinatina arimaspa* Eichw., *Uncinulus parallelepipedes* Bron., *Meristella* sp., *Septalaris* ex gr. *formosa* Schnur.; криноидеи: *Cupressocrinites* ex gr. *rossicus* Jelt. и конодонты: *Polygnathus linguiformis* Hinde, *Spathognathodus* cf. *brevis* Bish. et Zieg. [159], подтверждающие ее возраст в интервале эмса-живета.

Верхняя граница проводится по подошве темно-серых углеродистых слоистых известняков гурейтивисской толщи, или (в случае присутствия органогенных построек на этом уровне) по появлению фауны пашийско–кыновского уровня в однородной толще органогенных известняков. Мощность нерусовейской толщи 800–900 м.

СРЕДНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Гурейтивисская толща ($D_{2-3}gt$). Основная характеристика толщи изложена выше при описании Михайловско-Вайгачской подзоны.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Варкатывисская толща (D_3vt) развита на незначительной площади вдоль фронта Главного Пайхойского надвига на северо-западе территории листа R-41-XXXV. Название по руч. Варкатывис предложено в легенде Госгеолкарты-200 Полярноуральской серии листов [208] для своеобразной ассоциации светлых полосчатых мраморизованных известняков, ранее картировавшихся при ГГС-50 [185] в составе фаменского яруса верхнего девона.

В пределах площади варкатывисская толща вскрывается по руч. Буреданшор и др. левым притокам р. Силоваяхи, где на значительном протяжении (около 500 м вкострости) тянутся однотипные серые и светло-серые тонкослоистые (тонко-параллельнополосчатые) известняки, сильно перекристаллизованные. Полосчатость обусловлена чередованием тонких (1–5 мм) прослоек известняков серой и светло-серой окраски. В редких случаях наблюдаются стяжения и линзы доломитового состава и пятнистые примазки гидрослюдисто-глинистого материала. В отдельных местах в породе видны членики криноидей. Под микроскопом извест-

няки определяются как мраморизованные и имеют тонкозернистую гранобластовую структуру, сланцеватую текстуру [185]. Основная масса породы (96–100 %) представлена субпараллельно ориентированными зернами кальцита, доломит присутствует эпизодически (2–4 %). Аналогичные породы под покровом рыхлых отложений вскрыты на простирании толщи к северо-западу от р. Силоваяхи скважинами [182]. На руч. Варкатывис в разрезе толщи присутствуют яркоокрашенные брекчии, где остроугольные обломки светло-серого известняка сцементированы розовым и оранжево-красным карбонатным материалом [185].

Фациальная принадлежность подразделения является предметом дискуссии. Чистота известняков и однородность строения такой значительной толщи позволяют предполагать [38] их биогермное происхождение. Возможно, это водорослевые, сильно измененные образования. Полосчатость вызвана рассланцеванием пород. Варкатывисская толща по облику и положению очень близка выльсхановейской толще водорослевых известняков Лекъелецко-Нияюского района [208]. По мнению А. С. Микляева [183] наиболее вероятно образование тонкой полосчатости и мраморизации пород процессами стрессового метаморфизма и «кристаллизационной сланцеватости».

Из органических остатков определены фаменские конодонты зоны «*crepida*»: *Palmatolepis glabra glabra* Ulr. et Bass., *P. regularis* Cooper, *P. subperlobata* Br. et Mehl, *P. minuta loba* Helms, *P. tenuipunctata* Sann. и др. [185].

На территории известны лишь тектонические контакты варкатывисской толщи с перекрывающими и подстилающими отложениями. Мощность толщи ориентировочно составляет 450–500 м.

Зилаиро-Лемвинская СФЗ

Образования зоны развиты в составе Пайхойского, Байдарацкого и Карско-Нярминского аллохтонов, в соответствии с чем, в ее составе выделяются три подзоны: Пайхойская, Байдарацкая и Западно-Лемвинская, отличающиеся наборами картируемых подразделений.

Пайхойская подзона

Снизу вверх здесь выделяются следующие картируемые литокомплексы: хенгурская свита, тальбейтывисская и сопчинская свиты нерасчлененные, оюская, ливановская, падейская, путьюская, громашорская, силоваяхинская, карская и карасиловская свиты.

КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ–ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА, СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Хенгурская толща (Є₃–О₂hn) закартирована в обрамлении ядра Едунейского поднятия. Названа по р. Хенгурью, правому притоку р. Сопчаю (центральный Пай-Хой). Выделена А. З. Бурским [154, 184] в составе базального горизонта конгломератов и песчаников, толщи известняков и верхней ассоциации существенно сланцевого состава. Непрерывные разрезы толщи на территории отсутствуют, однако строение ее достаточно ясно из-за однородности ее состава и относительно спокойного, пологого (10–25°) залегания.

Сложена светло-серыми значительно рассланцованными известковистыми песчаниками с линзами и прослоями песчанистых известняков и алевритистых известняков. Указанные литологические разности являются крайними членами непрерывного ряда пород, связанного постепенными многократными взаимопереходами. В верхней части свиты эпизодически встречаются маломощные прослои хлорит-серицитовых сланцев. Наиболее представительные по протяженности выходы находятся в верховьях руч. Вяшор, по его правому притоку ручью Контактному и в районе г. Мишень-Мыльк.

Залегает с угловым и стратиграфическим несогласием на различных породах енганэпэйской свиты и бедамельской серии. По материалам ГС-50 [177] устанавливается наличие двух типов разреза толщи.

Разрез «западного типа»: состоит из толщи кварцитопесчаников и перекрывающей ее толщи песчанистых известняков и известковистых песчаников общей мощностью 250–300 м, выделенных М. А. Масловым на западном склоне и осевой части хр. Едуней (верховья руч. Вяшор и руч. Контактный). Нижняя часть разреза, мощностью не более 150–200 м, сложена кварцевыми и кварцитовидными песчаниками, подчинено алевролитами. В отдельных случаях среди этих пород встречаются линзы и прослои известковистых песчаников, в низах толщи эпизодически наблюдаются прослои кварцевых гравелитов. Вверх по разрезу кварцевые песчаники

постепенно, но быстро замещаются известковистыми песчаниками и песчанистыми известняками. Верхняя толща сложена светло-серыми значительно рассланцованными известковистыми песчаниками (мощностью около 100 м) с линзами и прослоями песчанистых известняков и алевритистых известняков. Кварцевые песчаники макроскопически представляют собой массивные плотные породы светло-серого, реже темно-серого цвета с четко различимой зернистостью. Практически неслоисты, изредка на поверхности заметна тонкая слоистость, выраженная дробным чередованием слоев различного цветового оттенка. В единичных случаях в них наблюдается косая слоистость. Гравелиты распространены эпизодически, хотя единичные гравийные обломки кварца встречаются в нижних слоях почти повсеместно. В верховьях руч. Логыншор в полосе выходов нижней части толщи, на площади около 200 м² встречаются кварцевые гравелиты в виде крупноглыбовых элювиальных развалов. Породы серого или темно-серого цвета, состоят из (50 %) угловато-округленных или эллипсоидальной формы окатышей молочно-белого кварца, размером от 2 до 10–15 мм. Обломки четко ориентированы параллельно плоскости напластования. Цемент – крупнозернистый кварцевый песчаник, отличающийся от вышеописанных песчаников лишь несколько повышенной крупностью частиц.

«Восточный тип» разреза развит восточнее хр. Едуней, и в районе г. Диоритовой, г. Мишень-Мыльк, где характеризуется исключительно карбонатными или известковистыми разностями. Нижняя граница «восточного разреза» обнажается в долине руч. Логыншор, где на филлитовидных сланцах енганэпэйской свиты с резким угловым несогласием залегают алевритистые известняки. Базальный горизонт не выдержан, представлен линзами мелкогалечного конгломерато-гравелита, где гравий и галька молочно сливного кварца цементируются песчано-глинисто-известковой массой. Залегающие выше алевритистые известняки представляют собой массивную темно-серую породу с буровой поверхностью выветривания мелко-среднезернистую, иногда в известняках наблюдается слабовыраженная косая слоистость, обусловленная примесью терригенного материала. Более высокие слои этой толщи прослеживаются на данном участке, на протяжении 100 м, и представлены аналогичными алевритистыми, песчанистыми известняками и известковистыми песчаниками. Мощность восточного, «карбонатного» разреза ориентировочно составляет 150 метров.

В верхней части разрезов обоих типов эпизодически встречаются маломощные прослои хлорит-серицитовых сланцев. Кроме того, среди слоев карбонатных пород иногда обнаруживаются линзы и прослои значительно пиритизированных известняковых доломитов. В целом по материалам ГС-50 М. А. Маслова [177], в районе хребта Едуней развита карбонатная толща с локальным накоплением на западном склоне базальной песчано-терригенной пачкой большой мощности. Такие особенности осадконакопления могут быть объяснены грабен-горстовым контролем седиментации, что является типичным для рифтового этапа. В этой трактовке толща кварцито-песчаников может быть сопоставлена с нижнехенгурской подтолщей, а карбонатная часть разреза – со среднехенгурской подтолщей легенды Вайгачско-Пайхойской серии листов [183]. Следует отметить, что в опорном разрезе среднехенгурской подтолщи (за пределами листа) присутствуют петельчатые и органогенные известняки, не представленные на Едунее. Вопрос о присутствии на юго-восточном Пай-Хое верхнехенгурской подтолщи, представленной западнее однородной ассоциацией глинисто-кремнистых, кремнисто-глинистых сланцев мощностью 400–450 м, остается открытым. Ее отсутствие в разрезе может быть объяснено межслоевым срывом по контактам разнокомпетентных толщ при формировании доскладчатых надвигов.

Фаунистические остатки редки. Можно лишь отметить находку предшественниками [177] брахиопод *Tritoechia lermontovae* (Lessn.) раннеордовикского (тремадок) возраста в проблематичном по местоположению крупноглыбовом развале алевритистых известняков. При более поздних исследованиях А. И. Елисеев [182] среди известковистых песчаников проводит сборы конодонтов *Drepanodus* ex gr. *planus* Lind., характеризующих аренигский возраст пород. В обнажении по руч. Логыншор в нескольких метрах выше подошвы алевритистых известняков А. З. Ляминам и В. В. Терешко были установлены конодонты: *Acontiodus robustus* (Hadd.), *Drepanodus* sp., *Periodus* cf. *aculeatus* Hadd., *Paltodus* aff. *variabilis* Serg. верхнеаренигско-лланвирнского возраста [171].

Принимая во внимание стратиграфическое положение толщи на байкальских образованиях, данный литокомплекс выделяется в интервале верхний кембрий–лланвирнский ярус ордовика.

По данным петрофизических исследований [130] породы хенгурской толщи значительно легче ($\Delta\sigma_{изб} = -0,19$ г/см³) подстилающих пород доуралид. Средняя плотность песчаников составляет 2,62 г/см³ при диапазоне изменений от 2,52 до 2,69 г/см³. По электрическим свойствам песчаники трудно различимы от подстилающих пород. Наблюдается дифференциация песчаников по составу; кварцевые значительно высокоомнее ($\rho_{cp} = 4\ 550$ Ом·м, $\rho_{min} = 1\ 390$ Ом·м, $\rho_{max} =$

5 480 Ом·м) известковистых, $\rho_{\text{ср}}$ последних составила 1 100 Ом·м при изменениях от 355 до 2 710 Ом·м. Сланцы низкоомные ($\rho_{\text{ср}} = 61 \text{ Ом}\cdot\text{м}$) и низкоплотные ($\sigma_{\text{ср}} = 2,55 \text{ г/см}^3$). По магнитной восприимчивости все породы свиты являются немагнитными, $\alpha_{\text{ср}} = 1 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ. В геофизических полях породы свиты отдельно не выделяются. По результатам гравитационной съемки масштаба 1 : 50 000 [130], на карте локальных аномалий Wzzz породы расположены вместе с перекрывающими средне-позднеордовикскими породами в зоне локального понижения поля Wzzz до -4 мГал . В магнитном поле отложения прослеживаются в поле отрицательных значений ΔT , а по методу СЭП [130] в спокойном поле низких значений кажущихся сопротивлений ρ_k (10–50 Ом·м), осложненном редкими аномальными значениями до 300 Ом·м.

Нижний контакт толщи известен в долине руч. Логыншор, где на филлитовидных сланцах доуралид с резким угловым несогласием залегают алевритистые известняки [177]. Верхний контакт хенгурской толщи не вскрыт и предполагается тектоническим. Мощность хенгурской толщи в районе хребта Едуней оценивается в 250–300 м.

ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА

СРЕДНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Тальбейтывисская и сопчинская свиты нерасчлененные ($O_{2-3}tb-sp$) на территории листа прослеживаются в виде полосы, обрамляющей Едунейское поднятие. Подразделения картируются нерасчлененными ввиду слабой обнаженности. Выходы пород на поверхность, как правило, имеют вид элювиально-делювиальных развалов и высыпок.

Возможной причиной отсутствия в районе представительных разрезов этих свит могут быть часто наблюдаемые тектонические контакты (по пологим надвигам) силурийских отложений с хенгурской свитой [182]. Мощность нерасчлененного литокомплекса 380–670 м.

Тальбейтывисская свита выделена А. З. Бурским [155] с названием по руч. Тальбейтывис, правому притоку р. Сопчаю (центральный Пай-Хой) для ритмично слоистой ассоциации известковистых песчаников и глинисто-кремнистых, известковисто-кремнисто-глинистых сланцев. Опорные разрезы были описаны по рр. Бол. Ою, Тарипатяха, руч. Тальбейтывис и др. водотокам [155, 184].

На территории работ свита вскрыта разрозненными фрагментами разреза по руч. Дега-Шор (правый приток руч. Дарка-Рузьшор) в виде незначительных по площади изолированных уступообразных выходов в низких задернованных берегах. Отложения представлены переслаиванием (от 0,5–1,0 см до 0,1–0,3 м) серых, обохренных с поверхности глинисто-алевритистых, глинисто-карбонатных тонкополосчатых сланцев, алевритистых и глинистых известняков.

Аналогичные фрагменты разреза в виде изолированных коренных выходов и делювиально-элювиальных высыпок описывались ранее в составе нерасчлененного O_{2-3} [177] на водоразделах руч. Вяшор и руч. Лондулей-Шор, на юго-восточном склоне горы Мишень-Мыльк – серые глинистые сланцы с прослоями глинисто-карбонатных сланцев, а на правобережье руч. Вяшор – серые кремнисто-глинистые известковистые сланцы с линзами известняков глинистых.

Принадлежность отложений к тальбейтывисской свите принимается по положению в разрезе и литологическому сходству со стратотипическим разрезом (характерному ритмичному переслаиванию алевритистых известняков и сланцев). Следует отметить, что отмечаемые в стратотипическом разрезе текстуры «завихрения» в известняках на описываемой площади не обнаружены.

По данным петрофизических исследований [130] образования тальбейтывисской свиты в геофизических полях ведут себя аналогично породам подстилающей хенгурской свиты.

Контакты с подстилающими и перекрывающими стратонами не вскрыты.

Находок фауны, подтверждающих возраст литокомплекса, на территории листа нет. В опорных разрезах на центральном Пай-Хое возраст отложений принят как средний ордовик (зона «*Didymograptus murchisoni*») [183]. Там же описаны согласные контакты свиты с подстилающими и перекрывающими комплексами. Мощность отложений свиты оценивается в 400–450 м.

Сопчинская свита выделена А. З. Бурским [155] с названием по р. Сопчаю (центральный Пай-Хой). Стратотип свиты по этой реке и приустьевой части руч. Тальбейтывис наиболее полно охарактеризован в работе А. А. Беляева [133].

На территории листа обнажения свиты представлены фрагментарными выходами в виде элювиально-делювиальных развалов и высыпок на водоразделах ручьев Вежшор, Юнкошор, в верховьях руч. Логыншор. Незначительные по площади изолированные фрагменты коренных выходов сопчинской свиты вскрываются в русле руч. Вангур. Отложения представлены крем-

нисто-глинистыми и глинисто-кремнистыми сланцами с прослоями (мощностью 0,1–0,3 м) силицитов и кремнистых известняков.

По полевым материалам М. А. Маслова [177] можно отметить «сопчинские» породные ассоциации в составе нерасчлененного среднего–верхнего ордовика на руч. Выяшор, на юго-восточном склоне горы Мишень-Мыльк – это рассланцованные глинисто-кремнистые известняки с прослоями зеленовато-серых глинистых сланцев, и на руч. Вангур – тонкоплитчатые кремнистые известняки с прослоями массивных серых глинистых известняков и хлорит-серицитовых сланцев.

Петрографические и петрохимические особенности основных типов пород сопчинской свиты наиболее детально рассмотрены в отчетах А. С. Микляева [182] и монографии Я. Э. Юдовича, А. А. Беляева, М. П. Кетрис [103], где отмечается в целом карбонатно-кремнистый тип разреза и описаны все переходные разности от гипосиаллитов (кремнисто-глинистых сланцев) до суперсиаллитов (существенно кремнистых пород).

По данным петрофизических исследований [130] свойства пород сопчинской свиты, сопоставимы со свойствами пород хенгурской свиты по плотности ($\sigma_{\text{ср}} - 2,60 \text{ г/см}^3$) и магнитной восприимчивости ($\alpha_{\text{ср}} - 3 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ). Наличие карбонатной составляющей в отложениях увеличивает величину их удельного сопротивления ($\rho_{\text{max}} - 3 \text{ 230 Ом}\cdot\text{м}$) и плотности ($\sigma_{\text{max}} - 2,76 \text{ г/см}^3$).

Несмотря на отсутствие представительных разрезов свиты на территории, положение известных выходов стратиграфически ниже черных сланцев оюской свиты и кремнистые породные ассоциации характерного зеленоватого оттенка достаточно надежно свидетельствуют о принадлежности образований к сопчинской свите.

Находок фауны, подтверждающих возраст описанных отложений на территории листа нет. По совокупности всех известных материалов палеофаунистического обоснования [79, 133, 155, 184] возраст отложений сопчинской свиты принимается в интервале карадокского и ашгиллского ярусов верхнего ордовика.

Верхний и нижний контакты сопчинской свиты на нашей территории не обнажены, граница с оюской свитой проводится условно, ориентируясь на мощность стратотипического разреза. Мощность свиты в стратотипическом разрезе 500–550 м, с вариантами колебаний в оценках по другим источникам информации от 300 до 600–700 м [183].

СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА–ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Оюская свита (S–D,oj). Отложения, относимые к оюской свите, закартированы в северной части исследованной территории, где они широкой полосой с запада, севера и юга окаймляют ядро Едунейского куполовидного поднятия. Представлены черносланцевой ассоциацией пород, типичной для оюской свиты и ее аналога – нижней (черносланцевой) части харотской свиты западного склона Полярного Урала. Стратотип свиты находится на северо-западном Пай-Хое, в разрезах по рр. Мал. и Бол. Ою и по берегу Карского моря у мыса Ливанова [48]. Наиболее полная литологическая и биостратиграфическая характеристика разрезов свиты (опорный разрез на руч. Марейшор и др.) содержится в работах А. С. Микляева [180, 182, 184].

На территории листа выходы черносланцевых пород свиты изучались по руч. Дарка-Рузьшор, Выяшор, Нядейшор. Для большинства фрагментов разрезов характерны сложные складчато-надвиговые дислокации пород. Кроме того, однообразие литологического состава, фрагментарная обнаженность, неблагоприятные условия для поисков граптолитов (секущая сланцеватость пород) исключают возможность выделения граптолитовых зон, ярусов и отделов силура и нижнего девона.

Необходимо отметить, что стратиграфическое положение черносланцевых толщ на этих участках долгое время являлось спорным и трактовалось неоднозначно [36, 151, 177, 181, 182]. Во всех наблюдаемых разрезах выходы черносланцевых отложений с незначительными перерывами в обнаженности следуют сразу же за известковистыми песчаниками хенгурской свиты. В этом случае, при горизонтальном и пологом залегании пород ранее [177] ошибочно был принят средне-позднеордовикский возраст для черносланцевой ассоциации, что впоследствии привело к неверным выводам о двух уровнях фосфатонакопления в черносланцевых отложениях – среднеордовикском (только для юго-востока Пай-Хоя) и силурийском (для всей Лемвинской зоны Пай-Хоя). Новая позиция только о силурийском возрасте черносланцевых отложений по юго-восточному Пайхою была сформулирована Микляевым А. С. после повторного описания по руч. Дарка-Рузьшор [182].

Вертикальная последовательность пород оюской свиты (снизу вверх) в разрезе руч. Дарка-Рузьшор и его притока такова:

- сланцы углеродисто-глинисто-кремнистые плитчатые черные, с прослоями углеродисто-кремнисто-глинистых, с редкими линзами карбонатных пород и желваковыми стяжениями пирита – соответствуют лландовери-нижневенлокской части опорного разреза [182]75–82 м
- сланцы углеродисто-фосфатно-глинисто-кремнистые черные, пиритизированные, тонколинзовиднослоистые с прослоями серого фосфато-кремнистого материала – соответствуют верхневенлокской части опорного разреза28–30 м
- сланцы углеродисто-глинисто-карбонатно-кремнистые, углеродисто-фосфато-глинисто-карбонатно-кремнистые, углеродисто-глинисто-кремнистые, углеродисто-кремнисто-глинистые с переменным количеством линз и прослоев черных углеродисто-глинисто-кремнистых известняков в изолированных выходах. По набору пород и присутствию фосфатного материала сходны с лудловскими отложениями опорного разреза [182]30–35 м
- изолированные выходы известняков глинисто-кремнистых петельчатых с прослоями зеленовато-серых, глинисто-карбонатно-кремнистых и черных углеродисто-глинисто-карбонатно-кремнистых сланцев с частыми конкрециями пирита, идентичны карбонатной части пражидолия опорного разреза22–33 м

На других участках этой площади черносланцевые отложения в выходах и элювиальных развалах вскрыты: наиболее представительные по руч. Вяшор и его левому притоку, на водоразделе ручьев Нядейшор и Даркашор. По присутствию в большинстве выходов углеродисто-фосфатно-глинисто-кремнистых разностей их принадлежность к оюской свите не вызывает сомнений.

В составе оюской свиты выделяются следующие типы пород [182]:

– сланцы углеродисто-глинисто-кремнистые преобладают в черносланцевой ассоциации (40–50 %). Макроскопически – это черные плитчатые фтанитоподобные породы, или сланцеватые пластинчато-тонкоплитчатые. Структура тонкомикрозернистая с бластопелитовой и реликтово-органогенной (радиоляриевой). Текстура микроплойчатая, сланцеватая. Содержание кремнистого вещества от 50–60 до 80–85 %, микрочешуйчатого гидрослюдистого материала от 5–10 до 30–45 %. Содержание $C_{орг}$ от 1,5 до 7,8 % (среднее 4,25 %). Присутствуют (от ед. до 30–40 %) остатки перекристаллизованных скелетов радиолярий. Постоянно присутствует пирит (до 1–3 %) в виде кристаллов, зерен и глобулей или их скоплений; из аксессуариев – сфен, лейкоксен, турмалин;

– сланцы углеродисто-кремнисто-глинистые черные листоватые (10–15 %). Слоями (1–5 мм) разделяют прослой плитчатых углеродисто-глинисто-кремнистых сланцев, либо образуют прослой и пачки (до 10–20 м) преимущественно в верхнесилурийской части свиты. Структура пелитоморфная, текстура сланцеватая или микроплойчатая. Содержание гидрослюдисто-глинистого материала 50–70 %, микрозернистого кварца 30–45 % и углеродистого вещества 3–7 %. Присутствуют пирит (1–3 %), реликты радиолярий, ед. зерна рутила, турмалина, сфена, лейкоксена;

– сланцы углеродисто-известковисто-глинисто-кремнистые, макроскопически черные листоватые, в выветрелом состоянии рыхлые, характеризуются переменным содержанием кремнистого (45–75 %), глинистого (от 8–10 до 35–40 %) и известковистого (от 5–10 до 30–35 %) материала. Присутствуют пирит (до 1–3 %), «раздавленные» реликты радиолярий. Структурно-текстурные характеристики аналогичны вышеописанным;

– сланцы углеродисто-фосфатно-глинисто-кремнистые – структура пород микрокриптозернистая, в сочетании с бластопелитовой, колломорфно-сгустковой и радиоляриевой. Текстура микрослоистая, линзовидно-слоистая и сланцеватая. Состоят из микрозернистого кварца (45–75 %), хлорит-гидрослюдисто-глинистого (от 10–15 до 20–25 %), фосфатного (от 5–10 до 15–20 %) и углеродистого материала (1,5–5,5 %) в виде равномерно рассеянной тонкодисперсной примеси. Постоянно присутствуют пирит (до 1–5 %), ед. зерна рутила, турмалина. Буроватое аморфное фосфатное вещество присутствует в виде: послойных и линзовидных скоплений, неправильной формы сгустков среди кремнистого материала и оолитов. Часты скелеты раковин радиолярий, их оболочки иногда замещены фосфатным материалом;

– известняки кремнистые, углеродисто-кремнистые и углеродисто-глинисто-кремнистые, в зависимости от количества тонкодисперсной примеси углеродистого материала (от менее 0,1 % до 0,5–2,2 %); имеют, соответственно, серую, черно-темно-серую и черную окраску. Структура тонкозернистая с участками гранобластовой мелкозернистой и реликтами органогенной. Текстура массивная, неяснослоистая, линзовидная, сланцеватая. Состоят из кальцита (от 50–60 до 85–90 %) в виде тонкозернистых агрегатов зерен с линзовидными участками перекристаллизации. Часто (до 15–20 %) встречаются реликты кальцитизированных радиолярий и редких членников криноидей. В глинистых разновидностях по плоскостям рассланцевания наблюдаются

скопления микрочешуйчатой гидрослюды (до 15–20 %) в ассоциации с углеродистым материалом и редкими агрегатами пирита;

– известняки глинисто-кремнистые макроскопически сходны с петельчатыми известняками ливановской свиты. Вместе с серыми кремнистыми известняками и зеленовато-серыми глинисто-кремнистыми, глинисто-карбонатно-кремнистыми сланцами образуют характерную ассоциацию в пржидольской части разреза оюской свиты. Под микроскопом [182] характеризуются микротонкозернистой структурой в сочетании с лепидогранобластовой и реликтовой органической; текстура линзовидно-слоистая. Общее содержание кальцита 60–70 %, тонкозернистых агрегатов кварца до 20–30 %. Часты (до 5–10 %) фрагменты кальцитизированных радиолярий, реже – криноидей. Постоянно присутствует пирит (1–3 %) в виде идиоморфных зерен или их послонных агрегатных скоплений;

– пиритовые конкреции сложены [103, 133] призматическими агрегатами, разрастающимися от центра к периферии. Карбонатно-пиритовые конкреции имеют зональное строение. Центральная часть сложена тонкодисперсным кальцитом с редкими зернами пирита, внешняя зона – мелкозернистым пиритом.

Подробная петрохимическая и геохимическая характеристики пород оюской свиты (в т. ч. по результатам исследования разреза руч. Дарка-Рузьшор) содержится в работах А. С. Микляева, Я. Э. Юдовича [103, 182].

По петрофизическим исследованиям [182] углеродисто-глинисто-кремнистых сланцы выделяются как низкоомные (30 Ом·м), низкоплотные ($2,53 \text{ г/см}^3$) и немагнитные ($3 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ) породы. Присутствие карбонатной составляющей в углеродисто-глинисто-карбонатно-кремнистых сланцах повышают их плотность до $2,62 \text{ г/см}^3$, а удельное сопротивление $\rho_{\text{ср}}$ до 1 028 Ом·м. Результаты исследований на Осоевской площади [186] дополняют характеристики для известняков: $\sigma_{\text{ср}} - 2,7 \text{ г/см}^3$; $\rho_{\text{ср}} - 4 540 \text{ Ом·м}$ и $\epsilon_{\text{ср}} - 1 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ. Расчетная средневзвешенная плотность всех отложений оюской свиты $2,60 \text{ г/см}^3$. Отложения оюской свиты, представленной, в основном, черносланцевой толщей, прослеживаются на графиках ρ_k (СЭП), как низкоомная зона. Значения ρ_k меняются от 20 до 100 Ом·м. В гравитационном поле W_{zzz} [130] отложения попадают в зону понижения $\Delta g_{\text{лок}}$ до -4 мГал .

Геохимическая специализация черносланцевых образований оюской свиты обусловлена, прежде всего, резко аномальными концентрациями фосфора, ванадия, молибдена, серебра. По результатам химических анализов для венлокских и лудловских углеродисто-фосфатно-глинисто-кремнистых сланцев содержания фосфорного ангидрида варьируют в пределах 2,9–8,4 %. Содержания серебра в 3–7 раз превышают кларковые, а ванадия, хрома и свинца близки кларку, остальных элементов не достигают субкларковых уровней для черносланцевых пород. В известняках оюской свиты содержания марганца на порядок превышают кларковые. Углеродисто-фосфатно-известковисто-кремнистые разности верхнего силура характеризуются менее значительными аномалиями фосфора, и сопровождаются повышением содержания марганца (до 2–5-кратного превышения кларка) и стронция. Сланцы углеродисто-глинисто-кремнистые от фосфатсодержащих сланцев отличаются, прежде всего, аномальными содержаниями ванадия (в 2–3 раза выше кларковых), серебра (5–10 раз выше кларка), повышением содержания молибдена (до 10-кратного), снижением концентраций Co, P, Zn, Sr, Ba, Cu, Pb. По результатам химических анализов содержания V_2O_5 составляют 0,1–0,21 %. Среди общей выборки черносланцевой ассоциации пород в разрезе по руч. Дарка-Рузьшор выделяется ванадиеносный интервал (стратиграфически ниже фосфатноносного) с содержаниями ванадия по ПКСА от 0,07 до 0,15 %. а также повышенными средними концентрациями Ti, Mo, As, Ag, Ni. Глинисто-кремнистые известняки пржидолия во всех разрезах характеризуются аномальными концентрациями марганца (средние содержания по выборкам в 10–20 раз превышают кларковые). По результатам химических анализов отдельных проб содержания MnO варьируют в пределах 0,6–4,4 %. Фоновые содержания остальных элементов значительно ниже кларка.

Возможности аэрофотогеологического картирования черносланцевых отложений оюской свиты, для исследованного района крайне ограничены, прежде всего, из-за широкого развития покровных неоген–четвертичных отложений. Мощность 300–370 м.

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Ливановская свита (D₁lv). Участки выходов на дневную поверхность отложений ливановской свиты сопутствуют оюской черносланцевой ассоциации в районе обрамления Едунейского куполовидного поднятия. Прослеживаются в выходах по рр. Дарка-Рузьшор, Выяшор,

Нядейшор. По редким выходам тентакулитовых известняков свита прослеживается по западному склону хр. Бол. Едуней.

Прежде, при производстве ГС-50 [177] некоторые участки развития ливановской свиты были закартированы здесь в составе эйфельского или живетского ярусов среднего девона.

Стратотип свиты находится на мысе Ливанова [48], где по литологическому составу отчетливо выделяются нижняя черноцветная карбонатно-сланцевая толща и верхняя – известняковая, общей мощностью 50–55 м. А. С. Микляевым [182] установлено, что разрез ливановской свиты на северном склоне хр. Едуней полностью карбонатный и характеризуется повышенной мощностью (карский фациальный тип).

Фрагменты выходов ливановской свиты (в пределах площади листа) представлены известняками кремнистыми, глинисто-кремнистыми, глинистыми тентакулитовыми петельчатыми серыми с миллиметровыми слоями филлитовидного карбонатно-глинистого материала. Характерной особенностью всей толщи является постоянное присутствие в известняках послойных скоплений раковин тентакулитоидей. Эпизодически встречаются в виде прослоев (0,2–1,0 м) криноидные известняки среди слабокремнистых тентакулитовых известняков на участке вдоль Главного Пайхойского надвига, разделяющего лемвинские и елецкие фациальные типы.

По петрофизическим свойствам [182] наблюдается дифференциация: известняки глинисто-кремнистые плотнее и высокоомнее ($\sigma_{\text{ср}} - 2,71 \text{ г/см}^3$, $\rho_{\text{ср}} - 4 \cdot 10^6 \text{ Ом}\cdot\text{м}$) известняков петельчатых ($\sigma_{\text{ср}} - 2,68 \text{ г/см}^3$, $\rho_{\text{ср}} - 1 \cdot 750 \text{ Ом}\cdot\text{м}$). По магнитным свойствам вся свита, в целом, очень слабомагнитная ($\chi_{\text{ср}} - 3 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ). Расчетная средневзвешенная σ пород всей свиты составила $2,66 \text{ г/см}^3$. В геофизических полях известняки, как высокоомные (300–700 Ом·м), уверенно картируются на графиках ρ_k по методу СЭП. В гравитационном поле W_{zzz} [130] породы свиты прослеживаются в области повышения $\Delta g_{\text{лок}}$ до +1 мГал.

Для кремнистых тентакулитовых известняков содержания многих элементов-примесей ниже порога чувствительности метода ПКСА. Для «значимых» концентраций средние содержания практически всех элементов в 5–10 раз ниже субкларковых за исключением марганца, средние содержания которого в 2–3 раза выше кларка. Глинисто-кремнистые тентакулитовые известняки отличаются существенным повышением средних содержаний титана (в 5–6 раз) и марганца (в 3–4 раза) при незначительном повышении или сопоставимых содержаниях других элементов [182].

На аэрофотоснимках редкие участки площадного развития элювия тентакулитовых петельчатых известняков характеризуются белым фототонном с неотчетливыми признаками тонкой полосчатости. В верховьях руч. Дарка-Рузьшор по контрастной смене белого и серого фототона фиксируется граница ливановской и падейской свит. На других участках по положительным формам рельефа прослеживаются фрагменты общего простирания пород.

Из фаунистических остатков массовым распространением пользуется фауна тентакулитоидей с преобладанием представителей сем. *Styolionidae*.

Для карского (карбонатного) типа разреза ливановской свиты в целом имеются [182] материалы надежного палеофаунистического обоснования раннедевонского возраста в объеме от конодонтовых зон «*Ozarkodina delta*», «*Pedavis pesavis*» позднего лохкова и «*Polygnathus dehiscens*» раннего эмса.

Верхняя граница ливановской свиты на территории листа не обнажена. Севернее она проводится по кровле петельчатых известняков ливановской свиты по появлению терригенных пород падейской свиты. Мощность ливановской свиты 250–300 м. Увеличение мощности тентакулитовых петельчатых известняков, появление криноидных известняков и значительное сокращение глинисто-кремнистого материала карской градации свиты, указывает на близость палеошельфа и условия образования характерные для верхней части континентального склона.

НИЖНИЙ–СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

Падейская свита ($D_{1-2}pd$) закартирована в северной части территории, в бассейне рр. Нядейшор, Дарка-Рузьшор, в западном обрамлении Едунейского куполовидного поднятия и по р. Силоваяха – в ядре узкой Варкашорской антиклинали. Представлена своей существенно сланцевой (карской) градацией – одной из трех фациальных разновидностей падейской свиты. Выделенные градации [97, 133, 182] отражают постепенное сокращение доли аллохтонных кварцевых песчаников и алевролитов в направлении с запада на восток, которые в карской градации составляют 3–5 %.

Единого опорного разреза падейской свиты на территории нет, по причине сложных складчато-разрывных дислокаций, однообразия литологического состава и прерывистой обнаженности. Реконструкция стратиграфического состава по разобщенным выходам с использованием

материалов палеофаунистического обоснования возраста проведена А. С. Микляевым [182] по смежной с севера площади. По этим материалам отмечено полное отсутствие в падейской свите аллохтонных терригенных пород на эмском уровне, появление в разрезе кремнистой ассоциации пород с редкими линзами олигонитов на позднеэмском–эйфельском уровнях и прослоев, пачек (до 10–15 м) обломочно-криноидных известняков с линзами кремней. Для живетского уровня характерны кремнисто-глинистые сланцы с редкими прослоями кварцевых песчаников.

На территории листа в бассейне руч. Нядейшор известны выходы и развалы криноидных известняков, сопровождающихся полосой (до 100 м вкост простирания) прерывистых обнажений и элювиальных щебнистых развалов зеленых кремнисто-хлорит-гидрослюдистых сланцев. Аналогичные сланцы отмечены и в непосредственной близости от обнажений петельчатых тентакулитовых известняков ливановской свиты по этому ручью.

На руч. Хальмершор (приток руч. Дарка-Рузьшор) нижние горизонты свиты, представлены пачкой (25 м) черных плитчатых углеродисто-кремнистых сланцев, пиритизированных с поверхности обохренных, выше которых залегают сланцы глинистые филлитовидные, листоватые, серые и темно-серые, с редкими прослоями (0,3–0,5 м) кварцевых песчаников. Общая вскрытая мощность свиты составляет здесь 110–120 м.

На р. Силоваяха выше устья руч. Варкашор описан фрагмент разреза, относящийся согласно А. С. Микляева [182] к силовскому подтипу карской градации. Данная фаціальная разновидность падейской свиты характеризуется сходным литологическим составом эмско–эйфельской части с типично «карскими» разрезами и более широким развитием терригенных пород в верхних, (живетских) отложениях.

В правом борту реки здесь в ядре антиклинали вскрыты снизу вверх:

- переслаивание зеленовато-серых филлитовидных известковисто-кремнисто-хлорит-гидрослюдистых сланцев (0,3–0,5 м) и серых кремнистых тентакулитовых известняков (5–12 см) с конодонтами *Polygnathus* ex gr. *linguiformis* [182] 5 м
- кремнистые известняки темно-серые массивные с детритом криноидей и тентакулитов 3 м
- филлитовидные кремнисто-хлорит-гидрослюдистые сланцы серые, зеленовато-серые и их известковистые разности. В верхней части появляются послойные скопления «узелков» (1–2 см) серых силицитов, с увеличением их количества вверх по разрезу 10–15 м
- филлитовидные кремнисто-хлорит-гидрослюдистые сланцы серые, зеленовато-серые с частыми будинированными прослоями (0,05–0,3 м) серых силицитов 4 м
- переслаивание примерно в равных соотношениях (от 1–3 до 10–15 см) серых кремнистых известняков и стекловатых известковистых силицитов. У подошвы появляются прослойки серых кремнисто-глинистых сланцев 10 м
- известняки криноидные с многочисленными линзами и стяжениями кремней. В основании обломки светло-серых известняков (0,1–3,0 см). Определены эйфельские конодонты [182] *Polygnathus linguiformis alveolus* Wedd., *P. costatus oblongus* Wedd. В этих же известняках А. Б. Юдина [97] приводит представительный комплекс конодонтов зоны «*kockelianus australis*» 10 м
- пачка переслаивания (по 5–15 см) кремнистых криноидных известняков, серых силицитов и листоватых темно-серых кремнисто-глинистых сланцев. В известняках установлен комплекс конодонтов зоны «*kockelianus kockelianus*» 4 м
- криноидные серые окремненные известняки 4 м
- радиоляриево-спикуловые фтаниты черные плитчатые пиритизированные, в верхней части с прослоями черных листоватых углеродисто-глинисто-кремнистых сланцев 15–20 м
- кремнисто-глинистые ленточнослоистые сланцы серые, светло-серые и черно-темно-серые пиритизированные углеродисто-кремнисто-глинистые сланцы (в основании преобладают) около 20–25 м
- субсогласное разрывное нарушение с возможной потерей терригенно-сланцевой пачки с линзами и конкрециями карбонатов железа и марганца
- терригенно-сланцевая толща. Преобладают (55–60 %) листоватые серые и темно-серые кремнисто-глинистые сланцы. Кварцевые песчаники (40–45 %) присутствуют в виде прослоев сланцеватых разностей, мощностью от 0,05 до 0,5 м. Эпизодически – прослой массивных кварцевых песчаников мощностью до 1–2 м 30–50 м

Мощность вскрытого по р. Силоваяхе разреза – 115–150 м. Контакт с отложениями путьской свиты тектонический, с незначительной потерей мощности.

Фрагменты разреза силовского подтипа падейской свиты описаны по бортам долины правого притока руч. Егор-Тывис. Мощность вскрытой части падейской свиты здесь не превышает 50–70 м и охватывает диапазон вертикального разреза между фтанитами и терригенно-сланцевой толщей. Здесь выходят однообразные серые, светло- и темно-серые листоватые кремнисто-глинистые сланцы, иногда с признаками ленточновидной слоистости за счет чередования прослоев различной окраски, с редкими конкрециями пирита. Местами встречаются редкие конкреции (до 20 см), линзы (0,02–0,15×0,3–1,5 м) и разлинзованные прослои (от 1–3 до 5–7 см) пиритизированных хлорит-кремнистых олигонитов с содержаниями MnO=12,9–13,5 %, Fe₂O_{3общ}=18,5–33,3 % [182]. Мощность этого сложноскладчатого горизонта с олигонитами ви-

димо не превышает 20–25 м.

Стратиграфически выше (по притоку руч. Егор-Тывис) обнажаются горизонтально залегающие пепельно-серые кремнисто-глинистые доломитовые мергели с желтовато-бурой поверхностью выветривания (мощность 5–7 м). Еще выше – кремнисто-глинистые сланцы с прослоями кварцевых песчаников. Контакт падейской и путьюской свит проводится по смене серых кремнисто-глинистых и черных углеродисто-глинисто-карбонатно-кремнистых рыхлых сланцев с прослоями известковистых кварцевых алевролитов падейской свиты и черными углеродисто-глинисто-карбонатно-кремнистыми сланцами с прослоями известняков путьюской свиты.

По петрофизическим данным [182] средние значения плотности и удельного сопротивления пород составили: сланцы (углеродисто-кремнисто-глинистые) $2,51 \text{ г/см}^3$, 620 Ом·м; песчаники (цемент глинистый, кремнистый, карбонатный) $2,65\text{--}2,71 \text{ г/см}^3$, 2 362 Ом·м; известняки (глинисто-кремнистые) $2,69 \text{ г/см}^3$, 5 071 Ом·м. Средневзвешенная плотность пород всей свиты $2,63 \text{ г/см}^3$. По магнитной восприимчивости отложения являются слабомагнитными ($\alpha = (1\text{--}22) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ).

В гравитационном поле W_{zz} породы падейской свиты прослеживаются в зоне понижения $\Delta g_{\text{лок}}$ до -4 мГал [130].

Во всех типах разреза падейской свиты анализ средневзвешенных содержаний элементов-примесей по усредненным типам пород на фоне околочларковых концентраций большинства элементов свидетельствует о ярко выраженной марганцевой специализации кремнистых и карбонатных пород и аномальных содержаниях бария в зеленых кремнисто-хлорит-гидрослюдистых сланцах. Средние содержания марганца (159–220, максимальные до 500–1 000) в 4–9 раз превышают кларки для кремнистых и в 2–3 раза – для глинистых. Средние содержания бария (145–196, максимальные до 300) в 2–3 раза превышают кларковые для аналогичных пород. Характерны также повышенные концентрации меди (8–9, максимальные до 30). Тентакулитовые кремнистые, глинисто-кремнистые известняки, присутствующие в карской градации в виде прослоев, сопоставимы с кларками для карбонатов по К. Таркяну (1961 г.). По химическим анализам содержания MnO варьируют в пределах 0,3–1,2 % [182].

Общий анализ результатов геологических и аналитических исследований свидетельствует о специфике терригенно-кремнисто-сланцевых отложений падейской свиты, благоприятных для локализации седиментационно-диагенетических анкеритов, сидеритов, олигонитов и сидерородохрозитов с незначительными масштабами проявлений и возможными вариантами их перераспределения и накопления вдоль зон крупных разрывных нарушений.

Участки выходов на дневную поверхность существенно сланцевых ассоциаций на АФС характеризуются плоскими, сглаженными поверхностями водоразделов с однородным серым, светло-серым и почти белым фототонном, часто без каких-либо признаков структурных линейментов.

Биостратиграфическую характеристику карской градации падейской свиты в целом, а также и в пределах территории листа обеспечивают комплексы конодонтов, известные по материалам предшественников [97, 182] и собственным сборам. В нижней карбонатно-сланцевой толще содержатся конодонты зон «*gronbergi*» и «*inversus*»; в редких прослоях известняков с тентакулитами среди толщи зеленых филлитовидных сланцев – конодонты *Spathognathodus* ex gr. *steinhornensis* Zieg.; среди кремнистых пород и обломочно-криноидных известняков прослежена последовательная смена комплексов конодонтовых зон позднего эмса–эйфеля: «*patulus*», «*partitus*», «*costatus*», «*kockelianus australis*», «*kockelianus kockelianus*» и нижней подзоны зоны «*ensensis*».

По сумме этих материалов и комплексов конодонтов в перекрывающих отложениях, возраст падейской свиты определяется в диапазоне эмса (от основания зоны «*gronbergi*»), эйфеля и живета (до основания зон «*disparilis*»–«*cristatus*»).

Верхнюю границу отложений падейской свиты во всех фациальных грациях принято проводить по подошве характерной ассоциации ленточнослоистых ритмитов. В силовских разрезах она проводится в основании слоя кремнисто-глинистых и углеродисто-известковисто-глинисто-кремнистых сланцев с характерными прослоями (0,1–0,2 м) и крупными колесообразными конкрециями кремнистых известняков, а типично ленточнослоистые породы появляются несколько позже. Общая мощность отложений падейской свиты составляет 300–350 м.

СРЕДНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Путьюская свита (D_{2-3pt}) присутствует на тех же участках западного обрамления Едунейского поднятия, где и вышеописанная падейская свита, оконтуривая узкой полосой поля ее

развития. Представлена специфической ассоциацией тонкого ленточнослоистого чередования серых, пепельно-серых карбонатно-кремнисто-глинистых и черно-темно-серых слабоуглеродистых кремнисто-глинистых сланцев. Выделена В. И. Устрицким (1954, 1961 гг.) с первичной интерпретацией живецкого возраста толщи «ленточнослоистых глинистых сланцев» без указания стратотипа. Детальные материалы биостратиграфического обеспечения получены при изучении опорных разрезов по Кара-Силовской площади в периоды проведения ГС-50 [54, 55, 79, 151, 182].

Выходы на дневную поверхность путьюской свиты в пределах исследованной площади известны в бассейне р. Силоваяха на участке выше устья руч. Варкашор, по руч. Варкашор, по правому притоку руч. Егор-Тывис у северной рамки листа R-41-XXXV. Во всех этих разрезах ленточновидное ритмичное переслаивание серых карбонатно-кремнисто-глинистых и черных кремнисто-глинистых сланцев с тонкими (от 0,1–1,0 до 3–5 см) прослойками глинисто-алеврит-карбонатного материала с желтоватой поверхностью выветривания обуславливает характерный облик пород, по которому они надежно узнаются и картируются среди других типов палеозойских отложений.

Фациальные различия состава свиты незначительны. По аналогии с падейской свитой выделяется «силовский» тип разреза [182] с присутствием в основании прослоев (0,05–0,7 м) и крупных колесообразных конкреций кремнистых известняков. Вышележащая часть разреза представлена стандартным набором пород ленточнослоистых ритмитов.

Наиболее полный (в пределах территории листа) разрез вскрыт в береговых обрывах р. Силоваяха, в 1,9–2,0 км по прямой выше устья руч. Варкашор (прил. 13, опорн. 1). Здесь выходят:

– черные углеродисто-известково-глинисто-кремнистые сланцы, подчиненно – углеродисто-кремнисто-глинистые листоватые, с частыми линзами и будинированными прослоями (от 5–12 до 30–40 см) серых кремнистых реликтово-криноидных и тентакулитовых известняков. Известняки на выветрелой поверхности характеризуются желтоватой окраской и признаками горизонтально и косослоистых текстур. В верхней части пачки эпизодически встречаются прослойки (1–5 см, единично 0,3 м) желтовато-зеленовато-серых гидрослюдистых (туфогенных?) сланцев. В верхней части пачки определены конодонты [97, 98]: *Ancyronella binodosa* Uyeno, *Icriodus cf. curvatus* Br. et Mehl, *Polygnathus dengleri* Bisch. et Zieg., *P. foliatus* Br., *P. varcus* Stauff. и др.

..... около 30 м
 – темно-серые слабоуглеродистые кремнисто-глинистые пиритизированные сланцы с признаками тонкой слоистости (из-за присутствия сланцев более светлой окраски) и редких прослоев (1–5 мм) серого глинисто-алеврит-карбонатного материала с желтоватой поверхностью. Эпизодически встречаются линзовидные прослойки (0,5–2,0 см) серых кремнистых пиритизированных известняков 15 м

– ленточнослоистые ритмиты, представленные тонким чередованием прослоев: серого пиритизированного глинисто-алеврит-карбонатного материала с желтоватой поверхностью (0,1–1,0 см), серых пепельно-серых кремнисто-глинистых, карбонатно-кремнисто-глинистых (0,5–3,0 см) и темно-серых слабоуглеродистых кремнисто-глинистых (0,3–1,0 см) сланцев. В верхней части разреза на контакте с плитчатыми фтанидами громашорской свиты преобладают черно-темно-серые прослоивно пиритизированные листоватые углеродисто-кремнисто-глинистые сланцы неяснотонкополосчатые 40–45 м

Мощность всей путьюской ассоциации пород здесь приблизительно (70–90 м) из-за фрагментов мелкой сложной складчатости и разрывных нарушений.

Для путьюской свиты характерно спокойное геохимическое поле. Средневзвешенные содержания элементов-примесей, рассчитанные для серых кремнисто-глинистых, карбонатно-кремнисто-глинистых сланцев, сопоставимы с их кларковыми содержаниями в глинах, за исключением Mn, Zr и Ba, содержания которых в 3–5 раз ниже кларка. По сравнению с аналогичными породами падейской свиты путьюские отличаются более высокими концентрациями большинства элементов за исключением Pb и Zn. Хлорит-гидрослюдистые туфогенные (?) сланцы характеризуются аномально низкими средними содержаниями всех элементов, показатели которых не сопоставимы с кларковыми для глин, но показывают сходство с кларками для гранитоидов.

По петрофизическим исследованиям [182] карбонатно-кремнисто-глинисто-слабоуглеродистые сланцы имеют плотность от 2,68 до 2,84 (среднее 2,73) г/см³, удельное сопротивление от 825 до 1 736 (среднее 1 146) Ом·м, магнитную восприимчивость от 13 до 25 (среднее 19)·10⁻⁵ ед. СИ.

На АФС [182] участки развития элювия ленточнослоистых ритмитов характеризуются светло-серым фототонном (аналогично падейской свите) и только их граница с фтанидами громашорской свиты отчетливо прослеживается по смене на темно-серый фототон с тонкополосчатым рисунком фотоизображения.

По стратиграфическому положению путьюская свита соответствует пашийскому, кыновскому и саргаевскому горизонтам в объеме конодонтовых зон от «*disparilis*»–«*cristatus*» по

раннюю «*rotundiloba*». Верхняя часть зоны «*rotundiloba*» (или саргаевского горизонта) соответствует основанию громашорской свиты.

По составу элементарных циклитов и их текстурным особенностям путьюская свита характеризуется [133] как ассоциация присклоновых контуритов при умеренно слабой гидродинамической активности.

Контакт путьюской и громашорской свит определяется контрастной сменой листоватых черно-темно-серых слабоуглеродистых пиритизированных кремнисто-глинистых сланцев громашорскими плитчатыми фтанитами с редкими конкрециями (иногда прослоями) кремнистых известняков. Мощность путьюской ассоциации пород в силовском типе разреза 70–90 м.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Громашорская свита (D_3gr) широко развита на юго-западном крыле Пайхойского ша-ряж-антиклинория. Впервые выделена В. И. Устрицким [88] для «пестрых кремнистых пород» по руч. Громашор (ныне р. Нядейха), с общей характеристикой состава и предполагаемым франским возрастом. Последующими геологическими исследованиями М. А. Маслова, А. С. Микляева, А. А. Беляева и др. [177, 180, 182, 185], достигнута высокая детальность стратиграфического расчленения верхнедевонских кремнистых отложений, а также выделен фаменский уровень образования седиментационно-диагенетических марганцевых руд.

Выходы на дневную поверхность громашорской свиты известны по р. Силоваяха и ее притокам на крыльях Варкашорской антиклинали. На северо-западном продолжении этой структуры породы громашорской свиты под покровом рыхлых отложений картируется по скважинам [182]. В большинстве обнажений фрагментов свиты наблюдаются разноамплитудные разрывные дислокации и интенсивная изоклиальная складчатость. Для рассматриваемой территории характерен карбонатно-кремнистый тип разреза.

Разрез свиты по р. Силоваяха представляется в следующем виде:

– основание слагает черносланцевая ассоциация фтанитов, углеродисто-глинисто-кремнистых, углеродисто-кремнисто-глинистых сланцев с редкими прослоями, линзами и конкрециями кремнистых известняков. Из пачки определены конодонты в интервале верхней части зоны «*rotundiloba*»–«*timanicus*» и нижней части зоны «*triangularis*» раннего франа [182] около 40 м

– силициты серые и светло-серые пиритизированные, с прослоями (1–3 см) фтанитов и линзами, конкрециями серых кремнистых известняков, постепенно переходящие к зеленовато-серым тонкослоистым глинисто-кремнистым сланцам. В конкрециях определен [182] комплекс конодонтов нижней подзоны зоны «*gigas*»..... 19–25 м

– сланцы зеленовато-серые глинисто-кремнистые тонкослоистые с прослоями (3–7 см) черных фтанитов, светло-серых пиритизированных стекловатых силицитов (0,2–0,9 м), с разлинзованными прослоями (5–7 см) серых кремнистых известняков. Тонкая слоистость в сланцах обусловлена чередованием прослоек серого существенно кремнистого и зеленовато-серого кремнисто-глинистого состава. В кровле – углеродисто-глинисто-кремнистые сланцы с конодонтами средней–верхней подзоны «*gigas*» и нижней–средней подзоны зоны «*triangularis*» [182] 40–50 м

– силициты серые, зеленовато-серые, редко темно-серые пиритизированные, часто глинисто-карбонатные и карбонатно-глинистые в чередовании с известняками – от серых глинисто-кремнистых до черных радиоляриевых углеродисто-кремнистых и углеродисто-глинисто-кремнистых; в верхней части присутствуют «болотные» кремнистые и глинисто-кремнистые известняки с макроскопически неуловимыми переходами к глинисто-известковистым силицитам. В основании горизонт светло-серых, почти белых слоистых кремнистых известняков с конодонтами средней подзоны зоны «*triangularis*». Вышележащие породы содержат конодонты от верхней подзоны зоны «*triangularis*» до нижней подзоны зоны «*marginifera*» [182]. В кровле, характерная подъяшмовая пачка с тонкополосчатым обликом (20 м) представлена ритмичным ленточновидным переслаиванием (от 1–5 мм до 1–5 см) светло-серых стекловатых силицитов, серых кремнистых, глинисто-кремнистых известняков и светло-зеленых кремнисто-глинистых, карбонатно-кремнисто-глинистых сланцев, при приблизительно равном соотношении этих типов пород..... 150–155 м

– венчает разрез громашорской свиты региональный маркирующий горизонт яшмоидов* тонко-среднеслоистых за счет чередования прослоев различной окраски от светлых бледно-розоватых до вишневых и сургучно-красных оттенков, с карбонатами и силикатами марганца. Этот горизонт яшмоидов легко картируется благодаря густой цветовой окраске и большой стойкости к выветриванию. Среди яшмоидов присутствуют прослои (5–10 см) белых мраморовидных кремнистых известняков. Комплексы конодонтов в известняках отвечают зоне «*marginifera*» [182]..... 10–15 м

* Термин «яшмоиды» введен по рекомендациям А. Д. Петровского (1969 г.) предложившего отделить собственно яшмы с содержаниями кремнезема не менее 80–85 % от макроскопически сходных с ними пород с другими соотношениями породообразующих компонентов. По этому признаку основная масса исследованных пород по содержаниям SiO₂ (от 63–65 до 75–85 %) попадает в разряд яшмоидов.

В составе горизонта яшмоидов при кажущемся однообразии состава по аналитическим и петрографическим исследованиям выделяется несколько типов пород:

– яшмоиды гидрослюдистые с карбонатами Ca, Fe и Mn; диапазон содержаний: MnO от 0,6–2,0 до 3–4 %; Fe₂O₃ (гематита) – от 1–3 до 10–15 %; иногда присутствует сидерит (до 10–15 %), родонит (до 5–7 %), редкие зерна амфиболов, граната, фенгита;

– яшмоиды родонитовые с содержаниями пироксеноидов от 13–15 до 25–30 % и гематита в пределах 5–10 %; в переменном количестве могут присутствовать полевые шпаты (до 10–12 %), амфиболы, стильпномелан, браунит; средние содержания MnO 8–13 %, при доминации пироксеноидов достигают 20–33 %;

– яшмоиды амфибол-полевошпатовые с содержаниями MnO 2–4 %, гематита до 10–15 %;

– яшмоиды магнетит-стильпномелан-хлорит-карбонатные с высокими содержаниями (30–35 %) кальцита и манганокальцита; содержания MnO меняются от 1–2 до 5–8 %; постоянно присутствуют магнетит (3–10 %) и гематит (2–10 %);

– бескарбонатные яшмоиды с содержаниями MnO от 0,1–0,2 до 3–5 %;

– яшмовидные сланцы, гематита от 2–10 до 20–50 % и MnO до 2,8 %;

– известняки яшмовидные гематит-полевошпат-кремнистые (MnO=0,9–4,1 %), гематит-кремнисто-амфиболовые, гематит-амфибол-кремнисто-стильпномелановые (MnO=6,2–7,6 %) и гематит-родонит-гидрослюдисто-кремнистые (MnO=6–10 %).

В виде линз и прослоев среди вышеуказанных разновидностей присутствуют:

– светло- и зеленовато-серые кремнистые, стильпномелан-кремнистые манганокальциты, где в составе карбонатной фазы (65–80 %) доминирует кутногорит с примесью кальцита, иногда сидерита; содержания MnO варьируют в пределах 15–23 %;

– буровато-серые и зеленовато-бурые магнетит-стильпномелан-кремнистые карбонаты с аномальной намагниченностью; в составе карбонатной фазы (40–50 %) предполагается доминация кутногорита с переменной долей присутствия кальцита, сидерита и олигонита; содержания MnO составляют 8–19 %, Fe₂O₃ достигают 15–19 %;

– светло-серые мраморовидные кремнистые известняки и карбонатные силициты с медной минерализацией и содержаниями MnO от 0,9 до 4,5 %;

– зеленовато-бурые кремнистые, глинисто-кремнистые известняки с содержаниями MnO от 1 до 4 %.

Петрографические исследования [182] показывают значительное разнообразие пород громашорской свиты при существенном преобладании их кремнистых типов. По петрофизическим данным предшественников [182], собственных исследований магнитной восприимчивости (α) на обнажениях и образцах, магнитная восприимчивость, плотность и удельное сопротивление пород свиты составили: яшмоиды – $750 (2-21\ 309) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, $2,76 \text{ г/см}^3$, $5\ 210 \text{ Ом}\cdot\text{м}$; марганцевые шляпы, образованные по карбонатно-силикатным марганцевым рудам – $54 (2-180) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ; окисные руды – $14 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ; сланцы, силициты, фтаниты – $12 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, $2,60 \text{ г/см}^3$; известняки – $2,71 \text{ г/см}^3$, $3\ 320 \text{ Ом}\cdot\text{м}$; сланцы глинисто-кремнистые – $2,60 \text{ г/см}^3$, $36 \text{ Ом}\cdot\text{м}$.

В магнитном поле горизонт яшмоидов уверенно прослеживаются цепочкой узких локальных положительных аномалий ΔT интенсивностью от 10 до 40 нТл по аэро магниторазведке [172] и интенсивностью от 20 до 549 нТл по наземной магниторазведке. Яшмоиды фрагментарно выделяются зонами повышенных и высоких значений ρ_k (200–2 500 Ом·м) в электрическом поле сопротивлений по методу СЭП [130].

Анализ средневзвешенных содержаний основных литотипов громашорской свиты свидетельствует о ярко выраженной марганцевой специализации карбонатов, яшмоидов и карбонатных разновидностей кремнистых пород. Для конкретных типов прослеживаются устойчивые аномальные и повышенные концентрации Ni, Co, Cu. При детальном рассмотрении поведения элементов-примесей, геохимическое поле распадается: на спокойное (для существенно кремнистых франских отложений), относительно спокойное с марганцевой специализацией (для нижнефаменских карбонатов и карбонатных силицитов) и чрезвычайно дифференцированное (для пестрого набора пород яшмовидного горизонта).

Совокупный анализ результатов и материалов геохимической специализации литотипов громашорской свиты позволяют сделать следующие выводы:

– для маркирующего горизонта яшмоидов наиболее интенсивно проявлены процессы сингенетического накопления Mn, Fe, Ni, Co, Cu, As. Первые два элемента фактически являются породобразующими для многих выделяемых типов пород;

– бедные силикатные и карбонатные марганцевые руды с содержаниями MnO от 5–6 до 20–23, реже 32 % составляют около 50 % всех типов пород маркирующего горизонта (при рядовых концентрациях в пределах 1–3 %);

- средние содержания гематита в яшмоидах составляют 4–5 %, максимальные достигают 10–15 % (иногда 50 %). Подчиненно встречается магнетит (от 1–3 до 8–10 %, редко 20 %);
- при гидротермальной проработке пород маркирующего горизонта локализуются вторичные окисные железомарганцевые руды с повышенными содержаниями Ni и Co;
- прослой гидротермально-осадочных карбонатов обогащены Cu (0,02–0,05 %, локально до 0,5–1,5 %), подчиненно Pb и Zn [182].

На АФС, в районах с маломощным чехлом рыхлых отложений, наиболее контрастно проявлен комплекс пород маркирующего горизонта яшмоидов. Практически во всех случаях простирание маркирующего горизонта совпадает с ориентировкой грядовых форм возвышенного рельефа. На местности, из-за высокой крепости пород, яшмоиды часто трассируются цепочками останцов, уступами и полосами крупноглыбовых развалов. Для остальных породных ассоциаций громашорской свиты известны лишь редкие случаи тонкополосчатого рисунка фотоизображения, по которому возможна рисовка деталей сложной складчатости и трассирование линейных разрывных нарушений [182].

Фаунистическую характеристику громашорской свиты составляют многочисленные и представительные комплексы конодонтов [182] с последовательной сменой конодонтовых зон: «*rotundiloba*» (верхняя часть)–«*timanicus*»–«*triangularis*»–«*gigas*», «*triangularis*»–«*crepida*»–«*rhomboidea*»–нижней подзоны «*marginifera*». Эти материалы надежно определяют возраст громашорской свиты в интервале верхней части саргаевского–макаровского горизонтов.

Верхняя граница громашорской свиты проводится по кровле маркирующего горизонта яшмоидов. Мощность громашорской свиты 240–270 м.

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ– КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОДЕЛ

Силоваяяхинская свита (D₃–C₁sl) выделена А. С. Микляевым, как «силовская» [49, 50, 74], с последующим изменением названия и выделением стратотипа [182] в приустьевой части р. Силоваяха. Широкие поля выходов на дневную поверхность силоваяяхинской свиты закартированы на крыльях Нимтэмшорской синклинали и Даркарузьшорской антиклинали по р. Силоваяхе и ее притокам, а также по материалам скважин картировочного бурения [182]. В подавляющем большинстве обнажений наблюдаются сложные складчато-разрывные дислокации пород, крайне редко встречаются участки моноклиального залегания. На рассматриваемой территории свита представлена карбонатно-кремнистыми фациями.

Фаменская часть силоваяяхинской свиты при существенно кремнистом составе и переменным количеством карбонатов характеризуется светлой окраской пород; в верхней части – с постепенными переходами к черносланцевой ассоциации пород. Основание свиты слагают серые массивные кремнистые известняки (2,5 м) с частыми овалоидными и сложной формы конкрециями темно-серых кремней размером до 0,2–0,3 м и конодонтами верхней подзоны «*marginifera*» [182]. Выше залегают: серые обломочные известняки (1,2 м), массивные кремнистые с детритом криноидей и многочисленными конкрециями кремней (6,3 м); переслаивающиеся серые кремнистые известняки и серые стекловатые силициты (8,0 м), в которых встречаются три прослоя сургучно-красных яшмоидов. В прослоях кремнистых известняков установлены конодонты позднего фамена зон: «*trachytera*»–«*praesulcata*» [182]. Вскрытая мощность верхнефаменских отложений 40–50 м.

Турнейские и нижневизейские отложения свиты представлены черносланцевой ассоциацией пород с прослоями кремнистых и углеродисто-кремнистых известняков. Эпизодически встречаются линзы и прослой доломитов. В основании – прослой пятнистых мелкообломочных кремнистых известняков с конодонтами: *Siphonodella sulcata* Huddle, *Pseudopolygnathus dentilineatus* E. Brans., *P. triangulus* Voges и др. Их мощность от 1–2 до 3–4 м. Стратиграфически выше залегают черные плитчатые радиоляриевые фтаниты с тонкими прослойками углеродисто-глинисто-кремнистых, углеродисто-кремнисто-глинистых сланцев с линзами серых кремнистых известняков в верхней части, с конодонтами *Siphonodella crenulata* (Coop.), *Pseudopolygnathus* sp. [182] и *Siphonodella lobata* (Br. et Mehl), *S. sandbergi* Klapp., *S. quadruplicata* (Br. et Mehl), *Polygnathus flabellus* Br. et Mehl.

К западу от р. Силоваяха, в скважине С-2 [182] преобладают перекристаллизованные средне-крупнозернистые углеродисто-кремнистые известняки и их доломитовые разновидности. Комплекс турнейских конодонтов аналогичен вышеперечисленному. Предположительно нижневизейская ассоциация пород в скважине представлена плитчатыми пиритизированными черными радиоляриевыми фтанитами с прослойками углеродисто-глинисто-кремнистых сланцев. В пе-

ременном количестве постоянно присутствуют шаровидные конкреции углеродисто-кремнистых фосфоритов размером от 0,5–1,0 до 3–7 см. Эпизодически встречаются также прослойки (0,5–2,0 см) зеленовато- и голубовато-серых гидрослюдистых сланцев. Встречены конодонты: *Polygnathus communis communis* Br. et M., *Pseudopolygnathus pinnatus* (Voges) и др.

Фрагменты сходных типов разреза, изолированные или приуроченные к контакту с карской свитой выходят достаточно часто в береговых обрывах р. Силоваяха и ее притоков. В некоторых содержатся конодонты зон «*anchoralis*»–«*texanus*»: *Gnathodus semiglaber* Bisch., *G. pseudosemiglaber* Thomp. et Fell., *G. texanus* Roundy, *Polygnathus bischoffi* Rhodes, Austin et Druce, *Mestognathus beckmani* Bisch. и др. Этот уровень соответствует радаевскому–бобриковскому горизонтам.

Петрографические исследования [182] пород громашорской свиты указывают на существенное преобладание их кремнистых типов.

По данным петрофизических исследований породы силовыхихинской свиты близки породам громашорской и оюской свит [182]. Расчетная средневзвешенная плотность пород свиты – 2,60 г/см³. Плотными и магнитными в разрезе являются феррородохрозиты кремнистые, $\sigma_{\text{ср}} = 2,94 \text{ г/см}^3$, $\chi_{\text{ср}} = 155 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, высокоомными – известняки слабоуглеродистые ($\rho_{\text{ср}} = 3481 \text{ Ом}\cdot\text{м}$) и силициты манганокarbonатные ($\rho_{\text{ср}} = 3398 \text{ Ом}\cdot\text{м}$). В целом, породы слабомагнитные, $\chi = (0-26) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ.

В гравитационном поле Wzzz [130] отложения свиты попадают в зону понижения $\Delta g_{\text{лок}}$ до –4 мГал. Плотные феррородохрозиты, ввиду малой мощности пачек, не нашли своего отражения в гравитационном поле. Подошва свиты отбивается по маркирующему горизонту яшмовидов громашорской свиты; уверенно по магнитным аномалиям и дискретно, на отдельных участках, по аномальным значениям $\rho_{\text{к}}$.

Для усредненных типов пород геохимическая специализация «распадается» на марганцевую для верхнефаменских карбонатов и карбонатных силицитов и «черносланцевую» с аномальными содержаниями V, Mo, Ag, Zn, Cu, U, Hg, As, Sb, Se, Ba. Конкреции фосфоритов обогащены редкоземельными элементами, Zn, Cu, U, As, Cd. Широко развита среди карбонатно-черносланцевых отложений «стратиформная» жильная минерализация с сульванитом и сфалеритом, которая обязана гидротермальным процессам, мобилизирующим из вмещающих пород Zn, Cu, V.

На АФС в районах развития элювиальных образований каких-либо существенных различий фотоизображения пограничных ассоциаций громашорской и силовыхихинской свит не наблюдается. Участки выходов на дневную поверхность карбонатно-черносланцевой ассоциации пород характеризуются серым фототонном с тонкополосчатым рисунком.

Позднедевонско–раннекаменноугольный возраст силовыхихинской свиты [182] характеризуют комплексы конодонтов с зональными и характерными видами конодонтовых зон позднего фамена (от основания верхней подзоны зоны «*marginifera*»), турнейского века и визейских зон «*bouckaerti*» и «*anchoralis*». Верхняя часть силовыхихинской свиты соответствует основанию зоны «*texanus*». Палеофаунистическую характеристику отдельных частей дополняют определения аммоноидей и фораминифер. По стратиграфическому положению силовыхихинская свита соответствует мурзакаевскому, кушелгинскому, лытвинскому, гумеровскому, малевскому, упинскому, черепетскому, кизеловскому, косьвинскому, радаевскому и нижней части бобриковского горизонтов.

Взаимоотношения с перекрывающимися образованиями в случае нормального стратиграфического контакта носят характер постепенной, но достаточно быстрой смены переслаивания углеродисто-кремнистых известняков и черносланцевых отложений силовыхихинской свиты карскими плитчатыми известняками с линзами, конкрециями и «поясками» черных кремней. Граница между свитами проводится по подошве слоя характерных кремнистых «плитняков». Мощность силовыхихинской свиты в пределах листа составляет 200–220 м.

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Карская свита (C₁kr) впервые выделена А. С. Микляевым в 1974 г. [181] для кремнисто-карбонатной ассоциации пород позднедевонско–серпуховского возраста. Стратотип по р. Каре, опорные и типовые разрезы по ее притокам и р. Силоваяха были детально изучены и представлены в материалах А. С. Микляева [182].

На территории листа выходы карской свиты известны в бассейне р. Силоваяха, где редкие обнажения по правому борту реки ниже устья руч. Дарка-Рузышор и полоса элювиальных раз-

валов массивных грубоплитчатых известняков прослеживаются в северо-западном направлении. Они вскрыты по руч. Флюоритовый, его притоку, а также в скважинах [182].

Во всех этих разрезах нижняя (верхневизейская) часть карской свиты представлена характерной ассоциацией, так называемых, «плитняков» – серыми плитчатыми спикуловыми и детритовыми кремнистыми или слабо окремненными известняками с линзами, «поясками» и стяжениями кремней. В этой части разреза определены конодонты зон «*Gnathodus texanus*» и «*Gnathodus bilineatus bilineatus*»: *Gnathodus pseudosemiglobus* Thomp. et Fell., *G. texanus* (Roundy), *G. semiglobus* Bisch., *Paragnathodus symmutatus* Rodes, Aust. et Druce, *P. commutatus* (Br. et M.), *Cavusgnathus unicornis* Young. et Mill. Уровень бобриковского горизонта нижней части толщи характеризуют также комплексы фораминифер *Uralodiscus rotundus* (N. Tchern.), *U. cf. romboides* Mal., *Glomodiscus biarmicus* (Mal.), *Archaeodiscus karreri* (Brady), *A. moelleri* Raus. и др. В верхах визейской части эпизодически встречаются прослои черных пиритизированных спикулово-радиоляриевых фтанитов (1–10 см) и серых кремнистых доломитов (0,2–0,3 м) или линзовидно-послойные участки доломитизации известняков. Здесь присутствуют конодонты: *Paragnathodus commutatus* (Brans. et Mehl), *P. nodosus* (Bisch.), *Gnathodus girtyi collinsoni* Rhodes, Austin et Druce, *G. bilineatus bilineatus* (Roundy). Мощность визейской части разреза – 95–100 м.

Верхняя (серпуховская) часть разреза отложений карской свиты, помимо присутствия вышеперечисленных типов пород, отличается наличием специфической ассоциации карбонатов. Это серые, пепельно-серые волнисто- и горизонтально-слоистые известняки. Ритмичная тонкая слоистость обусловлена чередованием прослоев (0,5–1,0 мм) серой и пепельно-серой окраски. По трещинам встречаются пленочные примазки сиреневого или фиолетового флюорита. Не менее характерны «пятнистые» или сферовые известняки и доломиты, текстура которых обусловлена присутствием среди темно-серого известкового или доломитового матрикса многочисленных округлых включений белого средне-крупнозернистого кальцита размером от 0,5–1 до 10–20 мм.

Известные севернее маркирующие горизонты окремненных мраморов карской свиты проявлены менее отчетливо в виде прослоев (1,5–2,5 м) светло-серых, белых и кремовых мраморовидных известняков, как правило, без примеси кремнистого материала. Содержание кальцита в них 95–97 % и кремнезема 1–3 % [182]. В выходах по руч. Флюоритовый на том же стратиграфическом уровне залегают прослои (0,8–1,0 м) охристо-желтых пиритизированных карбонатно-кремнисто-глинистых сланцев. К северо-востоку, за пределами территории, горизонты мраморов замещаются стратифицированным горизонтом баритов. Вскрытая мощность отложений отвечающих серпуховскому ярусу – 65–67 м.

Плотность, удельное электрическое сопротивление, для господствующих в разрезе известняков составили 2,71 г/см³, 6 160 Ом·м; баритов – 4,34 г/см³, 4 973 Ом·м; баритизированных известняков – 3,41 г/см³, 3 523 Ом·м.; известковистых силицитов – 2,62 г/см³ [182]. Расчетная средневзвешенная плотность пород карской свиты $\sigma_{\text{ср}}$ – 2,67 г/см³, что заметно превышает $\sigma_{\text{ср}}$ пород для подстилающих (2,60 г/см³) и перекрывающих (2,62 г/см³) подразделений. Породы свиты немагнитные, их $\alpha_{\text{ср}}$ меняется от 0 до $4 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ. Отложения свиты выделяются в гравитационном поле W_{zzz} [130] положительными аномалиями $\Delta g_{\text{лок}}$ до +4 мГал.

Анализ геологических материалов и аналитических исследований позволяет сделать вывод о бариевой специализации большинства литотипов вышеописанных отложений, аномально низком (относительно других стратонов) уровне накопления Mn, сингенетическом обогащении резко подчиненных в разрезе прослоев черносланцевых отложений, «стандартной» для черных сланцев группой элементов: Ni, Co, V, Cr, Mo, Ag, Zn и, предположительно, Cu. Мобилизация из вмещающих пород V, Cu, Zn привела к появлению проявлений сульванита и сфалерита в кварц-кальцитовых прожилках среди отложений свиты. Наиболее ярко проявлен геохимический горизонт с сингенетическим накоплением Sr, Ba и флюорита в слоистых известняках, сферовых доломитах и известняках верхней части карской свиты.

Петрографические характеристики [182] пород свиты сходны с громашорскими. Турнейско-нижневизейские отложения представлены типичной черносланцевой ассоциацией пород с фоновыми содержаниями $C_{\text{орг}}$ в пределах 3–5 %. Вверх по разрезу преобладание «черных сланцев» нарушается присутствием углеродисто-кремнистых известняков до примерно равного их соотношения на ранневизейском уровне.

На АФС площади развития элювия карской ассоциации пород характеризуются светло-серым фототонном и возвышенным рельефом с совпадением ориентировки грядовых форм и господствующего простирания структур, гетерогенный состав толщи обеспечивает возможность расшифровки видимых структурных линеаментов [182].

Поздневизейско–серпуховский возраст карской свиты палеофаунистически обоснован определениями вышеперечисленных конодонтов и фораминифер. По объему свита соответствует интервалу верхней части бобриковского горизонта – бражкинского надгоризонта унифицированной стратиграфической схемы Урала.

Взаимоотношения с перекрывающимися отложениями носят постепенный характер смены преимущественно карбонатных осадков карской свиты карбонатно-сланцевыми карасиловской свиты. Граница проводится в подошве пачки переслаивания (примерно в равных соотношениях) известняков и черносланцевых отложений с редкими конкрециями фосфоритов. Мощность карской свиты 190–200 м.

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА, СРЕДНИЙ ОТДЕЛ – ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА, ПРИУРАЛЬСКИЙ ОТДЕЛ

Карасиловская свита (C₂–P₁ks) выделена А. С. Микляевым (1994 г.) в объеме средне-го карбона–ассельского яруса перми, со стратотипом по р. Каре [55, 133, 180, 182]. В пределах территории листа имеет ограниченное распространение, обнажаясь в ядрах Нимтэмшорской синклинали у северной рамки площади. Свита, представлена черносланцевой ассоциацией. В бассейне р. Силоваяха наиболее полные фрагменты карасиловской свиты вскрыты по бортам реки, по руч. Флюоритовому и его левому притоку. Во всех обнажениях наблюдаются сложные мелкие дислокации и частые разрывные нарушения. Однако основные ассоциации пород и характерные слои достаточно уверенно узнаются и прослеживаются.

Во всех разрезах отчетливо выделяются три основных толщи:

– нижняя (черносланцевая) в основании представлена пачкой переслаивания (0,2–2,0 м) известняков и черносланцевых отложений (черные пиритизированные фтаниты; углеродисто-глинисто-кремнистые, углеродисто-кремнисто-глинистые, углеродисто-глинисто-карбонатно-кремнистые сланцы). В сланцах встречаются послойные скопления фосфоритовых конкреций и линзы углеродисто-кремнистых известняков. Известняки с признаками градиционной сортировки кластического материала, от подошвы к кровле слоя переходят от криноидно-обломочных к полидетритовым и темно-серым кремнистым, углеродисто-кремнистым известнякам. В этих же прослоях – линзы и стяжения темно-серых кремней. В верхней части толщи преобладают сероцветные плитчатые силициты с прослоями черных сланцев (в основании) и прослоями кремнистых и органогенно-обломочных известняков. В известняках определены башкирские, московские, редко позднекаменноугольные виды конодонтов [182]: *Declinognathodus noduliferus* (Ell. et Grav.), *D. lateralis* (Hig. et Bouck.), *Neognathodus symmetricus* (Lane), *N. bassleri* (Harr. et Holl.), *Gondolella donbassica* Kos., *G. aferistata* Furd., *Idiognathoides sulcatus* Hig. et Bouck., *Streptognathodus parvus* Dunn., *S. suberectus* Dunn. и др., а также переотложенные нижнекаменноугольные виды30–35 м

– средняя (сероцветная) толща известна по левому притоку руч. Флюоритовый, где в ядре антиклинали вскрыты стально-серые и светло-серые листоватые тонкополосчатые кремнисто-глинистые сланцы мощностью 5–7 м. Более полно толща вскрыта в скважине С-22 [182], где отмечены серые кремнисто-глинистые, глинисто-кремнистые сланцы с единичными прослоями (0,5–1,2 м) глинисто-кремнистых мanganодолмитов, мanganодолмитистых известняков и углеродисто-глинисто-карбонатно-кремнистых сланцев. На соседней с севера площади [182] определены ассельские в комплексе с позднекаменноугольно–ассельскими конодонты, а также и фораминиферы. Мощность толщи значительно меньше, чем в стратотипе (55–60 м).....10–15 м

– верхняя (черносланцевая) толща обнажается в ядре синклинали по бортам левого притока руч. Флюоритового. Преобладают здесь черно- и темно-серые углеродисто-известковисто-глинисто-кремнистые сланцы с прослоями углеродисто-кремнисто-глинистых сланцев. Подчиненно встречаются разбуринированные прослои (до 0,3 м) углеродисто-глинисто-кремнистых известняков и редкие конкреции фосфоритов. Во всех типах пород присутствуют густая вкрапленность и желваки (1–3 см) пирита. Вскрытая мощность здесь не превышает 7–10 м. В известняках отмечены переотложенные среднекаменноугольные конодонты [182]. Нормальный стратиграфический контакт отложений карасиловской и перекрывающей пэтаркинской свит установлен на этом участке в канавах [182] и фиксируется контрастной сменой черных сланцев пепельно-серыми аргиллитами. Верхняя толща также вскрыта в вышеупомянутой скважине С-22. Здесь среди сланцев встречаются единичные прослои доломитов, маркирующий горизонт мегаконкреций черных доломитов находится в 7 м выше контакта с сероцветной толщей. Из верхней толщи на соседней территории [183] известны аммоноидеи, а в перекрывающих отложениях пэтаркинской свиты сакмарские фаунистические комплексы 65–70 м

Плотность, удельное сопротивление, магнитная восприимчивость, для господствующих в вертикальном разрезе «черных сланцев» составили 2,48–2,60 г/см³, 3–810 Ом·м; для известняков, доломитов, занимающих незначительную часть разреза 2,69–2,88 г/см³, 1 190–3 766 Ом·м [182]. Расчетная средневзвешенная плотность всех типов пород карасиловской свиты составляет 2,60–2,62 г/см³, что заметно ниже по сравнению с подстилающими (2,65–2,69 г/см³) и перекрывающими (2,69–2,71 г/см³) отложениями. По магнитной восприимчивости все породы свиты, кроме фосфоритов ($\alpha = 0 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ), являются слабомагнитными, α меняется до $39 \cdot 10^{-5}$

ед. СИ. На графиках ρ_k по методу СЭП породы прослеживаются в области низких значений ρ_k от 0 до 100 Ом·м.

Урановая специализация верхней черносланцевой толщи находит отражение в известных Карской и Силовской группах проявлений урана, эта же черносланцевая ассоциация пород характеризуется максимальным в районе работ уровнем накопления Mo, Ag, а также аномальными концентрациями Ni, Co, Cr, Zn, As, Se, F и В.

Марганцевая специализация редких прослоев карбонатов в средней и верхней толщах регистрирует синхронный ассельский слабо проявленный в исследованном районе «Новоземельский уровень» промышленных проявлений карбонатных марганцевых руд. По имеющимся данным содержания MnO не превышают 5–7 %. В этих же прослоях карбонатов отмечены аномальные концентрации Sr (до 0,1–0,2 %) и BaO (до 1–3 %).

Бариевая специализация характерна для всех типов карасиловской ассоциации пород по всему возрастному диапазону и по уровню накопления не уступает типовым серпуховским разрезам.

Конкреционные фосфориты известны в нижней и верхней толщах свиты. Характерен широкий диапазон содержания P_2O_5 (от 13–15 до 25–30 %) в конкрециях, а также аномальные концентрации редких земель, Zn (0,1–0,2 до 0,8 %), Cu, U, As, Cd, Sr (до 0,08–0,19 %) и BaO (0,2–1 %).

Во всех типах пород в заметном количестве (иногда до 3–5 %) присутствует пирит. Редкие проявления жильной минерализации с сульфанимом и сфалеритом обязаны гидротермальным процессам мобилизации из вмещающих пород Zn, Cu, V.

Возрастной диапазон карасиловской свиты принят в объеме среднего–позднего карбона и ассельского века ранней перми. Многочисленные комплексы конодонтов [133, 182], представлены, главным образом, башкирскими, московскими, редко позднекаменноугольными видами. Ассельский возраст средней и верхней толщ характеризуют комплексы конодонтов и аммоидей, что подтверждает сакмарский комплекс конодонтов в перекрывающих аргиллитах пэтаркинской свиты [133, 182].

Мощность карасиловской свиты оценивается в 110–120 м.

Байдарацкая подзона

Выделяется в границах сложнопостроенного Байдарацкого аллохтона, расположенного на крайнем севере Полярного Урала от хр. Бол. Минисей до Байдарацкой губы. В пределах листа аллохтон занимает очень незначительную площадь, представляя западные фрагменты Байдарацкой подзоны, чьи батинальные палеозойские комплексы по Осоевскому надвигу перекрывают шельфовые образования Елецкой СФЗ. Здесь выделяются харотская, косвожская и няньворгинская свиты нерасчлененные, а также карская и карасиловская свиты объединенные, протягивающиеся с соседней Осоевской площади ГГС-50 [186].

СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА–ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Харотская свита (S-D₁hr) обнажается на территории листа в пределах Байдарацкого района в единичных коренных выходах. На смежной с востока площади представлена кремнистым типом разреза аналогично другим восточным районам Лемвинской СФЗ. Здесь доминируют черные углеродисто-глинисто-кремнистые, углеродисто-фосфатно-кремнистые и пиритизированные углеродистые сланцы, плитчатые или пластинчатые. Присутствуют прослои глинистых «петельчатых» известняков. Опорный разрез харотской свиты находится в районе р. Осоевьяха, примерно в 6 км к востоку от рамки листа R-41-XXXVI [186]. В отложениях собрана фауна граптолитов лландовери, а в целом для Байдарацкого района силурийско–раннедевонский возраст харотской свиты определяют конодонты и граптолиты позднего лландовери, лудлова–пржидолия, прагиена и раннего эмса [186]. Мощность свиты на территории работ определить затруднительно; по Байдарацкому району она составляет 250–360 м [186].

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ–КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Косвожская и няньворгинская свиты нерасчлененные (D₁-C₁kv-nv) закартированы на крайнем северо-востоке листа R-41-XXXVI. Предшественниками при геолого-

сьемочных работах [58, 134, 159] данные образования выделялись здесь в осевойскую свиту верхнего ордовика–нижнего силура. В Байдарацкой подзоне фрагменты аналогичных разрезов косвожской и няньворгинской свит изучены на соседней с востока Осевойской площади [23, 186].

На территории листа небольшие фрагменты разрезов свит известны в отдельных коренных выходах по мелким безымянным ручьям и элювиальным высыпкам. Наиболее информативен район г. Сангопэ, где на аэрофотоснимках дешифрируются фрагменты складок няньворгинской свиты. Породы очень монотонны и представлены серыми и темно-серыми кремнистыми и углеродисто-кремнистыми сланцами. Текстуры их слоистые до тонкослоистых, местами сланцеватые. Низы выделяемого литокомплекса косвожской свиты сложены пестрыми сланцами: зеленоватыми кремнистыми и серыми, буровато-красными и зеленоватыми филлитовидными, небольшие выходы которых находятся по ручью за северной рамкой листа [134].

На Осевойской площади (вблизи восточной границы листа) данный литокомплекс сложен зеленовато и лилово-серыми глинистыми сланцами с прослойками черных углеродисто-кремнистых сланцев и силицитов (косвожская свита), сменяясь полосчатыми кремнисто-глинистыми, углеродисто-кремнистыми их разностями с прослоями известняков и доломитов. В верхах (няньворгинская свита) наблюдаются пестроцветные яшмоиды, фтаниты, углеродисто-кремнистые и глинисто-кремнистые сланцы с прослоями окремненных известняков и родохрозитов, а также отмечены фрагментарные потоки трахибазальтов [23, 186].

Результаты анализа распределения микроэлементов для пород свит показывают, что содержание Ni, Co, Ti, Cr, Cu, Pl, Zr, Sr близки кларковым, а содержание Mn в 10–50 раз выше кларковых.

Фаунистических остатков в породах не обнаружено. Возраст картируемого подразделения (ранний девон, эмс–ранний карбон, турне) принят по положению в вертикальном разрезе и по аналогии с соседней с востока территорией, где продолжается поле его развития. Возраст нижней части также не имеет палеофаунистического обоснования, остальная часть разреза подтверждается комплексами конодонтов франского, фаменского и турнейского возраста, собранными в 1–2 км от рамки листа [23, 186].

Контакты с подстилающими и перекрывающими отложениями не вскрыты. Мощность нерасчлененного литокомплекса по аналогии с соседней площадью 300–500 м [23].

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ– ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА, ПРИУРАЛЬСКИЙ ОТДЕЛ

Карская и карасиловская свиты объединенные (C₁-P₁kr+ks) в Байдарацкой подзоне на территории листа выделяются предположительно, т. к. выходы коренных пород не наблюдались. Прослежены с помощью АФС по простирацию пород от обнажений за границей листа. При проведении ГС-50 на соседней Осевойской площади [186] эти отложения были выделены как кремнисто-карбонатная и кремнисто-сланцевая толщи. Общие сведения о свитах приведены при описании Пайхойской подзоны.

Биостратиграфическое обеспечение карской свиты на смежной территории характеризуют поздневизейские комплексы конодонтов и фораминифер [186], карасиловской – конодонты и фораминиферы башкирского и московского ярусов.

Мощность объединенного литокомплекса по аналогии со смежной территорией составляет 350–520 м [23].

Западно-Лемвинская подзона

К Западно-Лемвинской подзоне Зилаиро-Лемвинской СФЗ относятся силурийско–каменноугольные образования лемвинского комплекса, в виде узкой полосы с севера и запада окаймляющие Оченьрдское поднятие и слагающие Карско-Нярминский аллохтон. В составе аллохтона выделяются качамылькская, харотская, косвожская, няньворгинская, воргашорская и кечьпельская свиты. Все разрезы расслоены на мелкие чешуи, каждая из которых представлена одной или двумя свитами, часто с выпадением пограничных отложений между ними, за исключением харотской и косвожской свит, которые часто находятся в составе одного пакета. К Западно-Лемвинской подзоне все они отнесены по особенностям строения, отражающим условия формирования вблизи края карбонатной платформы (присутствие клиноформ обломочных склоновых образований и др.).

ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА

СРЕДНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Качамылькская свита ($O_{2-3}k\check{c}$) картируется на юге территории, под чехлом неоген–четвертичных отложений, протягиваясь с соседнего листа, где достоверно изучена [209] по разрезам верхнего течения р. Кара и ее притоков. Представлена песчанистыми, алевритистыми и глинистыми известняками с петельчатыми, линзовидно-ячеистыми и ребристыми текстурами, черными известковистыми алевролитами с прослоями углисто-кремнистых сланцев. Общая мощность около 500 м.

СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА–ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА, СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Харотская и косвожская свита нерасчлененные ($S-D_2hr-kv$) картируются единым литокомплексом в Карско-Нярминском аллохтоне из-за фрагментарной обнаженности у подножья хребта Оченырд. Мощность нерасчлененного литокомплекса 900–1 000 м. Характеристика каждой из составляющих приведена ниже.

Харотская свита впервые выделена К. Г. Войновским-Кригером (1945 г.) со стратотипом на р. Харота. Впоследствии в районах Лемвинской СФЗ были установлены западный, центральный и восточный типы разрезов, относящиеся к разнофациальным подзонам. В пределах Карско-Нярминского района картируется западный – кремнисто-известняковый тип разреза, представленный «петельчатыми», алевритистыми известняками, сланцами углеродисто-кремнистыми, кремнисто-глинистыми, углеродисто-глинистыми. Прежде эти отложения относились к сянгурской свите [25], или объединялись с косвожской с общим названием – харотская свита [146].

Харотская свита в Карско-Нярминском районе отличается от разрезов других типов преобладанием петельчатых известняков, достигающих мощности, вероятно, десятков-сотен метров (как это и характерно для западных разрезов), хотя прослой углисто-кремнистых сланцев тоже обычны. Породы сильно мраморизованы. Для нижней части характерно частое чередование пачек мраморизованных петельчатых известняков и углисто-кремнистых сланцев мощностью 5–10 м. Самые низы разреза обычно «съедены» тектоникой и обнажены фрагментарно. В средней части чередуются пачки серых петельчатых (15–20 м) и черных тонкоплитчатых углеродистых известняков с микрослоистой текстурой (3–10 м). В верхней части снова появляются пачки углисто-кремнистых сланцев. Отдельные разности сланцев являются фосфатсодержащими. Завершают разрез светло-серые петельчатые известняки массивного облика с многочисленными тентакулитами, мощностью около 100 м.

Возраст харотской свиты в составе аллохтона подтвержден находками тентакулитов, граптолитов, конодонтов на р. Каре и в других разрезах за южной [94] и восточной [23, 186] рамками листа.

Нижняя граница с подстилающими образованиями не вскрыта. Верхняя граница харотской свиты, проводится по кровле петельчатых известняков с тентакулитами и подошве толщи зеленых и лиловых филлитовидных сланцев. Мощность свиты оценивается в 300–400 м.

Косвожская свита представлена характерным набором пород, как и в стратотипическом районе на руч. Косвож и сложена сильно измененными серицит-хлоритовыми, филлитовидными и алевритистыми сланцами серо-зеленого, табачно-зеленого, реже малинового (лилового) цвета. Верхняя часть обнажена только на р. Очетывис, где она представлена серыми и темно-серыми глинистыми и алевритистыми сланцами с линзами конкреционных известняков (до 10 см).

Из фаунистических остатков отмечаются многочисленные раковины тентакулитов плохой сохранности на поверхности сланцев в низах разреза. Ранне-среднедевонский возраст свиты принят по стратиграфическому положению и по аналогии со стратотипом.

Граница с перекрывающими отложениями обнажена в небольшом выходе по р. Очетывис, где на зеленоватых филлитовидных сланцах залегают углеродистые черные и темно-серые тонкополосчатые сланцы (с прослоем известняка) няньворгинской свиты. Мощность косвожской свиты не менее 600–700 м.

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА, СРЕДНИЙ ОТДЕЛ– КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Няньворгинская свита (D_2-C_{IV}) впервые выделена К. Г. Войновским-Кригером в 1945 г. на западном склоне Полярного Урала. В Карско-Нярминском районе для свиты характерно значительное количество прослоев и пачек известняков (особенно в нижней части), калькаренитов и склоновых конглобрекчий – в верхней. Опорный разрез (прил. 9, опорн. 14) находится в районе руч. Перехваченный (Яшмовый).

Нижняя часть свиты имеет двучленное строение и разделяется на кремнисто-известняковую и фтанитовую пачки. Кремнисто-известняковая пачка (80–100 м) залегает на зеленоватых филлитовидных сланцах косвожской свиты и сложена серыми пелитоморфными известняками с «поясками» и линзовидными прослоями черных кремней, переслаивающимися с черными кремнистыми сланцами. Фтанитовая пачка (50–60 м) сложена черными плитчатыми кремнями и рассланцованными фтанитами.

Верхняя часть разреза включает пестроцветную и карбонатно-кремнистую пачки. Пестроцветная пачка (200 м) сложена фтанитами и тонкополосчатыми силицитами серой, серозеленой и вишневой окраски с прослоями (до 1,5 м) известняковых конглобрекчий, гравелитов и обломочных известняков (известняковых песчаников). Содержит конодонты фаменского яруса зон «marginifera», «trachytera», «postera»: *Palmatolepis distorta* Bran. et Mehl, *P. glabra lepta* Zieg. et Huddle, *P. gracilis* Bran. et Mehl, *P. perlobata sigmoidea* Zieg., *P. rugosa postera* Zieg., *P. rugosa grossi* Zieg., *Polygnathus glaber* Ulr. et Bass., *P. styriacus* Zieg. и др. Карбонатно-кремнистая пачка (~100 м) сложена темно-серыми известняками с желваками черных кремней и черными кремнистыми сланцами. Охарактеризована турнейскими конодонтами: *Neopolygnathus carinus* (Hass.), *Polygnathus vogesi* Zieg., *Protognathodus* sp. [94].

Среднедевонско (кыновский)–раннекаменноугольный (ранневизейский) возраст свиты принят согласно Легенды [208].

На аэрофотоснимках район развития кремнистых образований няньворгинской свиты характеризуется контрастным рисунком фотоизображения. Контакт с вышележащей воргашорской свитой не обнажен.

Верхняя граница фиксируется появлением пачек органогенно-обломочных известняков, иногда – брекчий выше черноцветной карбонатно-кремнистой пачки. Общая мощность няньворгинской свиты в районе более 500 м.

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА

Воргашорская свита (C_{1-3Vr}) впервые выделена К. Г. Войновским-Кригером на западном склоне Полярного Урала со стратотипом на руч. Воргашор. На площади листа прослеживается в серии тектонических чешуй от руч. Перехваченный до южной рамки листа. По характерному набору ассоциаций пород эти отложения близки к стратотипическому разрезу свиты.

Свита сложена серыми и темно-серыми органогенно-обломочными известняками, известняками с линзами и прослоями кремней и мощными (до 5–8 м) пачками конглобрекчий. В конглобрекчиях значительное количество обломков известняков, размером до 1 см, сцементированных карбонатным материалом. Отдельные пласты конглобрекчий (мощностью до 2,2 м) содержат значительное количество обломков или желваков черных кремнистых фосфоритов при содержании P_2O_5 в желваках до 30 %.

Из фаунистических остатков в известняках определены конодонты лишь среднего–позднего карбона: *Idiognathoides* cf. *sulcatus* Higg. et Bouck., *I.* cf. *corrugatus* (Harr. et Ell.), *Idiognathodus delicatus* Gunn., *Streptognathodus* cf. *cancellosus* (Gunn.), *S.* cf. *concinnus* Kos., *Gondolella* sp. [94]. В обломочных известняках была встречена микрофауна [146]: *Fusiella* sp., *Glomospira* sp., *Tuberitina* sp., *Plectogyra* sp. каменноугольного возраста. Граница с перекрывающей кечпельской свитой не вскрыта. Мощность свиты более 450 м.

Уральская СФМЗ

В соответствии со структурно-формационным районированием стратифицированные образования с перми принадлежат Предуральской и Уральской СФМЗ. Уральская мегазона на площади листа представлена Западно-Уральской СФЗ унаследованно подразделенной на Лемвинскую, Пайхойскую и Байдарацкую подзоны. По условиям формирования, этим подзонам соответствует флишвидный комплекс заполнения остаточных трогов. Образования, как правило, находятся в аллохтонном залегании: отнесенные к Лемвинской подзоне встречены в пределах

Карско-Нярминского аллохтона; отнесенные к Пайхойской подзоне – в пределах Карского аллохтона; отнесенные к Байдарацкой подзоне – в пределах Байдарацкого аллохтона.

Западно-Уральская СФЗ. Лемвинская подзона

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ – ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА, ПРИУРАЛЬСКИЙ ОТДЕЛ

Кечьпельская свита (C_3-P_1kp) впервые выделена К. Г. Войновским-Кригером (1945 г.). Название дано по р. Кечь-Пель. Опорные разрезы: р. Харута, р. Бол. Хойла.

Отложения развиты фрагментарно в западной части Карско-Нярминского аллохтона в верхнем течении руч. Парус-Щельяшор и руч. Перехваченный, где слагают ядра нескольких узких синклинальных складок.

Литологический состав свиты очень однообразен, характерны флишевые ритмы. Специализированные литологические и петрографические исследования не проводились. По результатам маршрутных наблюдений можно восстановить лишь некоторые фрагменты терригенного флиша, заключающегося в, примерно, равных соотношениях основных литотипов (песчаники, алевролиты, аргиллиты), а также глинистые и углисто-глинистые сланцы. Согласно залеганию флишеидных образований кечьпельской свиты на кремнисто-глинистых отложениях воргашорской свиты закартировано в коренных выходах по берегам руч. Перехваченный. Основным критерием разделения отложений карасиловской и кечьпельской свит, принято появление среди аргиллитов прослоев полимиктовых песчаников (или алевролитов). Результаты химических анализов пород кечьпельской свиты показывают на их существенно граувакковый состав.

В кечьпельской свите на площади листа не установлено фаунистических остатков. Возраст кечьпельской свиты по ее стратиграфическому положению в разрезах [129, 199, 209] является гжельско-сакмарским.

Вскрытая мощность кечьпельской свиты составляет 800 м.

Пайхойская и Байдарацкая подзоны

ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА

ПРИУРАЛЬСКИЙ ОТДЕЛ

В Пайхойской и Байдарацкой подзонах появление флишеидного комплекса заполнения остаточных трогов соотносится с ассельским-серединой сакмарского ярусов. Ранее было предложено относить соответствующие флишеидные образования к кечьпельской свите [182, 183]. Однако, по своим литологическим особенностям ассельско-верхнесакмарские отложения нижней перми Пайхойской и Байдарацкой подзон не похожи на классическую кечьпельскую свиту, имеют другой возраст базальных слоев, залегают на ассельских отложениях верхов карасиловской свиты [95]. Поэтому они выделены как самостоятельное картируемое подразделение, пэтаркинская свита.

Пэтаркинская свита (P_{pt}) выделена впервые В. С. Роговым, название дано по р. Пэтаркаяха [73]. Отложения фрагментарно представлены у северной рамки листа на левобережье р. Силоваяха, где выполняют ядро Нимтэмшорской синклинали и на крайнем северо-востоке в пределах фрагмента Западно-Осовейской пластины.

Породы свиты представляют единую тонко-терригенную алевроито-аргиллитовую ассоциацию, заметно отличающуюся от перекрывающих отложений. Нижняя половина разреза состоит из флишеидного переслаивания серых, пепельно-серых слабоизвестковистых аргиллитов с прослойными скоплениями конкреций серых кремнистых мергелей. Верхняя половина разреза представлена флишеидным переслаиванием черно-темно-серых слабо углеродистых алевролитов, сероцветных слабоизвестковистых аргиллитов с редкими линзами и прослоями кремнистых мергелей.

По петрофизическим данным, пэтаркинская свита, представленная, в основном аргиллитами, имеющими в зависимости от их состава плотность, удельное сопротивление соответственно: аргиллиты известковистые – 2,73 г/см³, 675 Ом·м; аргиллиты слабоуглеродистые – 2,69 г/см³, 1494 Ом·м. Мергели, залегающие в виде редких линз и прослоев, более высокоомны ($\rho - 3\ 342$ Ом·м) и близки по плотности ($\sigma_{cp} - 2,72$ г/см³). Расчетная средневзвешенная плотность

свиты составила $2,71 \text{ г/см}^3$. В гравитационном поле W_{zzz} [130] породы свиты прослеживаются в зоне $\Delta g_{\text{лок}} + 2 \text{ мГал}$.

Возраст, на основании определения органических остатков за пределами территории листа [15, 20] принимается ассельско–верхнесакмарским. Мощность свиты 250–290 м.

Предуральская СФМЗ

Пермские отложения широко развиты на юго-западе листа и относятся к образованиям Предуральской СФМЗ. Предуральская мегазона на площади листа представлена Коротайхинской подзоной Косью-Коротайхинской СФЗ.

Косью-Коротайхинская СФЗ. Коротайхинская подзона

Разрез Коротайхинской подзоны начинается депрессионными конденсированными осадками сизымской свиты, которые выше сменяются нижней (морской) молассой, образованной гусиной, бельковской и талатинской свитами, традиционно объединяемыми вместе с сизымской свитой в юньягинскую серию нижней перми. Вышележащие отложения рассматриваются в качестве субконтинентальной угленосно-терригенной молассы и объединяются в воркутскую и печорскую серии, каждая из которых расчленяется на свиты и подсвиты.

Возрастные границы свит и подсвит этих серий вследствие эндемичности фауны и флоры часто дискуссионные. В данной работе принята стратиграфическая схема Воркутского района разработанная коллективом авторов и дополненная С. К. Пухонто [65, 68] и принятая в серийной легенде [208].

ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА

ПРИУРАЛЬСКИЙ ОТДЕЛ

По совокупности палеонтологических данных установлено, что в составе отложений нижней перми присутствуют все ярусы единой шкалы (ассельский, сакмарский, артинский, кунгурский, уфимский) отвечающие юньягинской, воркутской сериям, и интинской свите.

Юньягинская серия выделена К. Г. Войновским-Кригером и др. (1948 г.) в бассейне р. Воркуты, (названа по р. Юнь-Яга) широко распространена территории листа. Серия объединяет морские отложения, подстилающие угленосную воркутскую серию, с которой они связаны постепенным литологическим переходом. Фациально эти отложения рассматриваются как сероцветная морская моласса.

Юньягинская серия при картировании расчленяется на сизымскую и гусиную свиты объединенные, бельковскую и талатинскую свиты.

Сизымская и гусиная свиты объединенные (P_1sz+gs) показаны совместно ввиду малой мощности сизымской свиты. Подразделения широко развиты во фронтальной (на севере) и тыловой (на юге) частях Приоченьрдско-Южнопайхойского паравтохтона, протягиваясь через всю площадь с северо-запада на юго-восток.

Сизымская свита была впервые установлена на руч. Сизимтывис в бассейне р. Силоваяха Н. В. Шмелевым в 1955 г. [21]. Наиболее полный разрез известен на р. Силоваяха, ниже устья р. Ярэйю. Представлена переслаиванием желтовато- и зеленовато-серых тонкослоистых мергелей с желто- и зеленовато-серыми, серыми и голубоватыми известняками с многочисленными вкраплениями пирита. Благодаря пестрой окраске, свита резко отличается от подстилающих и перекрывающих ее отложений и поэтому является прекрасным маркирующим горизонтом, имеющим региональное распространение.

В отложениях свиты содержится большое количество фаунистических остатков, представленных брахиоподами, фораминиферами, кораллами, реже аммоноидеями и двустворчатыми моллюсками: *Chonetina minima* (Krot.), *Ch. pseudotrapezoidalis* Mil., *Yakovlevia pseudoartiensis* (Stuck.), *Achunoproductus achunovensis* (Step.), *Nodosaria clavatoidea* Raus., *N. parva* Raus., *N. praecursor* Raus., *Neopronorites rotundus* (Max.), *Neoglapyrites satrus* (Max.), *Somoholitus shikhanensis* Ruzh., *S. betiaevi* Voz., указывающими на ее ассельско–сакмарский возраст [21, 59].

По петрофизическим данным [131] известняки сизымской свиты имеют среднюю плотность $2,62 \text{ г/см}^3$ и обладают относительно низким удельным электрическим сопротивлением. Нижняя часть разреза отождествляется с первым опорным геоэлектрическим горизонтом, который располагается между подстилающими высокоомными карбонатными отложениями и перекрывающими низкоомными терригенными отложениями перми. Мощность свиты до 20 м.

Гусиная свита выделена и названа А. А. Черновым по р. Гусиная в 1933 г. [93]. Сложена она песчано-алевритоглинистым осадками, содержащими немногочисленную морскую фауну и мелкие кремнисто-глинистые и мергелистые конкреции. В нижней части стратиграфического разреза обособляется маломощная (до 25 м) пачка черных и темно-серых аргиллитов и алевролитов («аргиллитовая толща» или подсвита) с аммоноидеями; выше разрез сложен преимущественно серыми полимиктовыми песчаниками, нередко заключающими многочисленную гальку аргиллитов (песчаниковая подсвита).

Впервые в пермском разрезе в отложениях гусиной свиты появляются определяемые растительные остатки: *Samaropsis triquetra* Zal., *Sylvella* ex gr. *alata* Zal., *Bardocarpus aliger* Zal., *Nephropsis* sp. [21, 59, 214].

На основании фаунистических остатков возраст определяется как сакмарско-раннеартинский (стерлитамакский, бурцевский и иргинский горизонты).

Верхняя граница проводится по кровле пачки песчаников, вверх по разрезу сменяющихся алевролитами бельковской свиты. Общая мощность до 600 м.

Бельковская свита (P_{bl}) выделена впервые А. А. Черновым на р. Бельковской на юго-западном склоне Пай-Хоя (1936 г.) со стратотипом на р. Бельковская [93]. Гипостратотип на р. Воркута выделен Войновским-Кригером в 1948 г.

На территории листа распространена полосой с северо-запада на юго-восток от р. Сибирчатая до руч. Мал. Хальмерью, кроме того отложения свиты прослежены в районе озер Дияты и Бол. Варкаты.

Имеет хорошо выраженное флишоидное строение. Сложена мелко ритмично чередующимися через 2–10 м, изредка – 20 м темно-серыми глинистыми алевролитами и скорлуповатыми алевритистыми аргиллитами с прослоями известковистых желтовато-серых «поясков» алевролитов (0,25–0,70 м) и редкими прослоями полимиктовых песчаников в нижних и верхних горизонтах. В разрезе присутствует большое количество мергелистых, кремнисто-известково-глинистых и реже анкеритовых конкреций (0,5–0,15 м), образующих прослой и цепочки, которые, благодаря светлой оранжево-желтой окраске, придают породам полосчатый вид. Весьма характерно для разреза наличие «поясков» из мелких железисто-мергелистых конкреций, а также тонких прослоев слегка ожелезненных аргиллитов, окрашенных с поверхности в оранжево-желтый цвет и придающий породе полосчатый вид. Свита является хорошим маркирующим горизонтом, вследствие выдержанности состава и облика.

Аммоноидеи, установленные в отложениях свиты, указывают на артинский возраст [65, 165].

Отложения свиты связаны с вышележащими талатинскими постепенным литологическим переходом, верхняя граница проводится по появлению пачек полимиктовых песчаников талатинской свиты. Мощность свиты до 500 м.

Талатинская свита (P_{tl}) впервые выделена А. А. Черновым в 1936 г. [93] на юго-западном склоне Пай-Хоя с названием и стратотипом по р. Бол. Талате. На территории листа распространена полосой с северо-запада на юго-восток: от руч. Сабрияха до руч. Мал. Хальмерью.

Свита характеризуется значительным участием в разрезе песчаников и песчаных алевролитов, обычно известковистых, содержащих обильную фауну, главным образом брахиопод, мшанок и пелеципод. По петрографическому составу песчаники, в общем, аналогичны песчаникам нижележащих свит юнъягинской серии. В разрезе имеются маломощные прослой мелкогалечного конгломерата, преимущественно, с кремневой галькой, содержащей морскую фауну, немногочисленные мергелистые и кремнисто-мергелистые конкреции. В отдельных прослоях содержится растительный детрит. Характер и состав морской фауны и литологические признаки указывают на мелководные условия формирования осадков.

Богатый комплекс фауны определяется на северо-западе, в разрезах по р. Сибирчатая и ее притокам. Наиболее характерными формами этого комплекса являются: *Productus weyprechtii* Toul., *P. (Muirwoodia) mammatiformis* Fred., *P. cf. uralensis* Tschern., *P. cf. neoinflatus* Lich., *P. (Horridonia) cf. borealis* Haugh. var. *granulifera* Toul., *P. (Linoproductus) cora* d'Orb., *Rhynchopora cf. nikitini* Tschern., *Spiriferella saranae* (определения В. В. Погоревича), *Polypora pluriformis* Triz., *P. anastasiae* Rav., *Fenestella subquadratapora* Nest., *F. ex gr. basleoensis* Basl., *Goniocladia crassa* Sch.-Nest. (определения М. И. Шульга-Нестеренко), *Paragatrioceras cf. guessi* Karp. По характерным видам органических остатков возраст свиты определяется как раннекунгурский.

Нижняя граница установлена в основании пачек полимиктовых песчаников. Контакт с вышележащими отложениями имеет характер постепенного литологического перехода и граница проводится по появлению первых углистых пропластков и появлению остатков беззамковой

брахиоподы *Lingula arctica* Mil., являющейся, по В. В. Погоревичу, руководящей формой вышележащей воркутской серии. Мощность талатинской свиты 400–500 м.

Юньягинская серия нерасчлененная (P_1jn) закартирована на юге листа в районе водораздела рр. Хальмерью и Кара. В этой части площади прослеживается терригенная толща, соответствующая по возрасту и стратиграфическому положению сизымской, гусинской, бельковской, талатинской свитам юньягинской серии и которая, вследствие, развития мощного перекрывающего покрова четвертичных отложений и разрозненности выходов не может быть с уверенностью расчленена на свиты.

Нижние горизонты представлены внизу пачкой переслаивающихся серых окремненных известняков и черных глинистых и кремнисто-глинистых сланцев мощностью 20–30 м (сизымская свита), а сверху – черными глинистыми сланцами без прослоев известняков, но с очень редкими тонкими прослоями алевролитов (нижнегусинская подсвита). Мощность сланцев 130 м.

Более высокие горизонты рассматриваемой терригенной толщи, сложены перемежающимися алевролитами и аргиллитами, сильно рассланцованными, с подчиненными прослоями и пластами песчаников (верхнегусинская подсвита, бельковская и талатинская (?) свиты).

По петрофизическим данным [131] удельное сопротивление пород юньягинской серии 120–2 750 Ом·м, плотность 2,67 г/см³, магнитная восприимчивость $23 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ. Средневзвешенная плотность пермских пород увеличивается и становится примерно равной плотности карбонатных отложений по мере приближения к Уралу. Это обусловлено высокой степенью эпигенеза и незначительной суммарной мощностью в разрезе аргиллитов и углистых сланцев ($\sigma - 2,52$ г/см³, $\rho - 120-750$ Ом·м).

Из нижней части разреза определены: *Fusiella cylindrica* Sul., *F. cylindrica* var. *grandis* Sul., *F. schubertellinoides* Sul., *Pseudobradyna* aff. *compressa* (Moros.), *Schudertella* cf. *paramelonica* Sul., *Pseudofusulina* sp., *Fronicularia* sp., высоко организованные *Nodosaria* (определения М. Ф. Соловьевой), *Rhombotrypella* cf. *arbuscula* Eichw., *Fistulipora* sp., *Reteporina* sp. (определения Б. В. Трizona), *Productus (Marginifera) involuta* Tschern., *Spiriferina* cf. *cristata* Schloth. (определения А. П. Ротая).

Мощность нерасчлененных отложений юньягинской серии около 1 200 м.

Воркутская серия представляет собой мощную угленосную толщу с циклическим строением и имеет широкое развитие на площади листа R-41-XXXV.

Подразделяется на две свиты – нижнюю – лекворкутскую (P_1lv) и верхнюю – интинскую (P_1in).

Лекворкутская свита (P_1lv). Стратотип свиты описан К. Г. Войновским-Кригером и др. на р. Лек-Воркуте в 1956 г. (за западной рамкой листа). В качестве гипостратотипа выбран разрез лекворкутской свиты, вскрытый в обнажениях по руч. Боковой [66] (за южной рамкой листа).

По литологическому составу и по биостратиграфическим особенностям делится на две подсвиты: нижнюю – аячьинскую и верхнюю – рудницкую.

Нижнелекворкутская (аячьинская) подсвита (P_1lv_1) впервые выделена К. Г. Войновским-Кригером [144]. Название дано по р. Аячь-Яга, приток р. Воркута. Стратотип: на р. Воркута (Ярославцев, 1943; Македонов, 1951). На Хальмерьюско-Паембойской площади изучена в разрезах скважин ХК – 156, 147, 382, 384, 385, 387, 389, 379, 589, 586 и др. [141, 163].

На изученной территории протягивается узкой полосой с северо-запада на юго-восток от руч. Юнковож до руч. Мишень-Шор. Представлена переслаиванием песчаников, алевролитов, аргиллитов и углей.

Песчаники массивные полимиктовые, разномзернистые. Мощности слоев 8–12 м, иногда достигают 20 м. Алевролиты серые разномзернистые, с обугленным растительным шламом, обуславливающим их слоистость. Под микроскопом алевролиты по составу близки к песчаникам. Аргиллиты темно-серые, однородные, по составу гидрослюдисто-хлоритовые. К подсвите приурочены тонкие (в основном непродуктивные) пласты углей, количество их на разных месторождениях неодинаково. Коэффициент угленосности в среднем 1,49 %.

Подсвита охарактеризована, как морской, так и пресноводной фауной брахиопод, пеллеципод, аммоноидей, остракод и филлопод. Содержит пеллециподы, брахиоподы, мшанки, фораминиферы, морские лилии, остракоды, растительные остатки филипповского горизонта [33, 59, 67, 106]. В пределах листа прослеживаются морские фаунистические горизонты Ra, Pв, Pa:

– Ra – *Lissochonetes* sp., *Nuculidae*, *Crinidea* [214];

– Pв – многочисленные *Canocrinella* sp., *Pseudomonotis* sp., иногда прослой с *Lingula hyperborea* Ifan.;

– Pa – *Lissochonetes rotundatus* Toula, *Canocrinella* sp., *Peotenidae* [214]. В нижней части подсвиты характерно распространение неморских пелеципод: *Palaeomutela clarae* Pog., *Sinomya krigeri* Pog., *S. krigeri maxima* Pog.

Характерными являются *Lingula arctica* Mil., *Lingula* ex gr. *orientalis* Gol. [214].

Из растительных остатков обнаруживается большое количество членистостебельных, кордаитовых и папортниковых, меньшее значение имеют семена голосеменных, листья *Ruffloria ensiformis* (Neub.) S. Meyen, *R. recta* (Neub.) S. Meyen, *Cordaites singularis* (Neub.) S. Meyen, *C.* ex gr. *atifolius* (Neub.), *C. liniatus* (Neub.) S. Meyen, членистостебельные *Sphenophyllum thonii* Nahr., *Paracalamites similes*, *P. frigidus*, *P. decoratus*, папоротники *Pecopteris hyperborea* Zal., *P. borealis* Zal., семена *Samaropsis triquetra* Zal., *S. frigida* Neub., *S. pusilla* Neub., *S. uncinata* Neub. и др. [65].

Большинством исследователей [33, 39, 59, 68, 106] подсвита относится к нижней половине кунгурского яруса.

Однако существуют и другие мнения. Так, И. С. Муравьев, З. З. Гизатулин, В. С. Игонин (1984 г.); В. Н. Калашников и др. [161]; Г. П. Канев [46] и др. помещали ее стратиграфически значительно выше – датировали уфимским ярусом, а Е. А. Гусева и В. П. Горский (1969 г.) ее нижнюю часть помещали в верхи артинского яруса.

Контакт с вышележащими отложениями нормальный стратиграфический, верхняя граница подсвиты проводится по палеонтологическим данным: смене характерного фаунистического комплекса. Мощность подсвиты 480–580 м.

Верхнелекворкутская (рудницкая) подсвита (P_1lv_2) впервые выделена К. Г. Войновским-Кригером в 1948 г. Название дано по поселку Рудник г. Воркута. Стратотип расположен на р. Воркута в районе пос. Рудник (Войновский-Кригер, 1948; Иванов, 1946). Вскрыта и изучена многочисленными скважинами на Хальмерьюско-Паембойской площади: ХК – 147, 156, 149, 59, 381, 380, 591–593 и др.

На изученной территории распространена полосой с северо-запада на юго-восток от руч. Юнковож до руч. Мишеньшор и в районе слияния рек Силоваяха и Ярэйю.

Литологический состав определяется из чередования песчаников, алевролитов, аргиллитов и угольных пластов. Иногда присутствуют конгломераты. Песчаники полимиктовые, мелкозернистые. Мощности слоев, обычно, 2–3 м (до 5 м). Слоистость горизонтально-волнистая, косо-слоисто-волнистая. Обломочный материал песчаников представлен кремнисто-глинистыми и кристаллическими сланцами, кварцитами, эффузивами и метаморфическими породами. Обломки минералов представлены кварцем, полевыми шпатами. Цемент карбонатно-хлоритоглинистый. Состав аксессуариев близок к составу песчаников аячъягинской свиты. Слоистость в алевролитах подчеркивается скоплениями обугленного растительного шлама. Аргиллиты чаще однородные, мощности слоев от 1–2 до 4–5 м, по составу гидрослюдистые и хлоритовые. Для подсвиты характерно присутствие анкеритовых, анкерито-кальцитовых и сидерито-анкеритовых конкреций.

На северной части Хальмерьюско-Паембойской площади, попадающей в пределы листа R-41-XXXV, в рудницкой подсвите содержится до 29 пластов и пропластков угля мощностью от 0,22–0,42 до 1,35–2,05 м, из них 12–13 пластов более 0,60 м.

Флора, наиболее характерная для рудницкой подсвиты: *Vorcutannularia plicatata* Pog., *Cardioneura vorcutensis* Zal., *Sphenophyllum stucnenbergii* Schm., *S. thonii* Mahr., *Nephropsis integerima* Schm., *N. rhomboidea* Neub., *Orthotheca petschorica* Fef., *Prynadaeopteris vorcutana* Fef., *Pecopteris borealis* Zal., *Cordaites singularis* Neub., *Ruffloria* sp., *Samaropsis triquetra* Zal., *S. frigida* Neub., *S. extensa* Neub. Для подсвиты характерна пресноводная зона – «*Palaeomutela edmontiana*», содержащая *Palaeomutela edmontiana* Pog., *Sinomya longissima* Pog. [214].

В возрастном отношении подсвита относится в основном к кунгурскому ярусу, верхний пакет М – к уфимскому ярусу. Контакт с вышележащими отложениями стратиграфический, верхняя граница серии маркируется морским фаунистическим горизонтом Ма (находки фауны *Lingula* ex gr. *orientalis*), а также флористической зоной «*Samaropsis vorcutana*», «*S. triquetra*» [165].

Мощность рудницкой подсвиты 450–600 м; мощность лекворкутской свиты 930–1 180 м.

Интинская свита (P_1in) впервые выделена А. П. Ротаем в 1947 г. Название дано по г. Инта со стратотипом в обнажениях по р. Инте. На территории листа изучена по многочисленным скважинам при поисково-разведочных работах (ХК – 305, 308, 1135, 1145 и др. [142] и [163]).

Отложения свиты узкой полосой протягиваются с северо-запада на юго-восток от района руч. Юнковож и оз. Извилистого до руч. Мал. Хальмерью, и далее на юг от руч. Мал. Хальмерью и Пойменных озер до южной рамки листа. Представлена переслаиванием

полимиктовых песчаников, алевролитов, аргиллитов и углей с линзами гравелитов, иногда конгломератов и прослоями углистых аргиллитов. В песчаниках иногда содержатся редкие гальки. В породах присутствуют (в больших количествах по сравнению с рудницкой подсвитой) известковисто-сидерито-анкеритовые конкреции, к которым в верхней части примешиваются массовые скопления сферолитов сидерита. В свите насчитывается до 49 пропластков и угольных пластов (от нескольких см до 5,49 м), до 22 пластов мощностью более 0,6 м, в том числе 10 пластов рабочей мощности (0,9–2,5 м).

В отложениях свиты из фаунистических остатков встречены неморские двустворки: *Palaemutela* ex gr. *alata* Pog., *P. suprema* Pog., *Palaeonodonta vorcutica* Pog., *Concinnella angulata* Pog., *Concinnella* sp. Прослеживается неморской горизонт Ia (*Palaemutela* ex gr. *alata* Pog., *Palaeonodonta vorcutica* Pog.). Характерны пресноводные пеллециподы, филлоподы и остракоды. Кроме того, встречаются остатки ганоидных рыб, крыльев насекомых, членистоногих и наземных млекопитающих [21]. Наибольшее стратиграфическое значение имеют остатки флоры. По данным Н. А. Шурекова (1976 г.), отложения формировались в различных фациальных условиях – в опресненных лагунах, в озерах, в дельтах и руслах рек, в озерно-болотных условиях и на поверхности сухих равнин (степей). По палеонтологическим данным свита соответствует большей части уфимского яруса.

Контакт с вышележащими отложениями нормальный стратиграфический, верхняя граница свиты совпадает с верхней границей воркутской серии, проводится уровню, выше которого появляются первые элементы «печорского» комплекса: *Ruflorea synensis* (Zal.), *Cordaites sylovaensis* (Neub.) S. Meyen, *C. clericii* Zal. (редко), *Compsopteris–Callipteris*, *Comia* sp. и др. [84]. Мощность отложений интинской свиты на территории листа 1 030–1 130 м.

ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА

ПРИУРАЛЬСКИЙ–БИАРМИНСКИЙ ОТДЕЛЫ

Печорская серия впервые выделена Н. М. Ледневым с названием по р. Печора. В пределах листа широко распространена в бортах Коротаихинской впадины. Полные разрезы описаны по р. Силоваяха и по левым притокам р. Хальмерью, в пределах гряды Пембой. Отложения печорской серии, сформировавшиеся в континентальных условиях, характеризуются быстрой фациальной изменчивостью, чередованием мелкой цикличности с более грубозернистыми циклами, распространением сидеритовых и кремнисто-сидеритовых, а в верхней части – известковистых конкреций, повсеместной угленосностью.

Расчленяется на сейдинскую и силовскую свиты, отличающиеся по составу ископаемой флоры и фауны и по литологическим особенностям.

Сейдинская свита (P_{1-2sd}) впервые выделена И. Ф. Федоровым, Б. Л. Афанасьевым в 1962 г. с названием по р. Сейда, притоку р. Уса и стратотипом по скважинам Сейдинского месторождения [21]. Неостратотип свиты – скважина СДК-489 [66, 67, 84].

На территории листа свита прослеживается от района руч. Хальмершор и оз. Проточного, до района руч. Мал. Хальмерью, и далее на юг до южной рамки листа.

Сложена переслаивающимися зеленовато-серыми, зелеными и пестроцветными аргиллитами и алевролитами, зеленовато-серыми полимиктовыми песчаниками и в меньшем количестве гравелитами (и иногда конгломератами), углистыми аргиллитами и пластами угля, перспективными для отработки. Последние достигают нередко мощности 3,5 м, но отличаются сложным строением, высокой зольностью и невыдержанностью по простиранию. В составе галька конгломератов преобладает уральский материал [66, 67, 84].

Учитывая литологические особенности, угленосность, характер цикличности и органические остатки, сейдинская свита делится на подсвиты – нижнюю, среднюю и верхнюю [208]. В пределах рассматриваемого листа отдельные подсвиты в масштабе карты не картировались.

Нижнесейдинская подсвита характеризуется смешанным комплексом флоры воркутской и печорской серий, отсутствием конгломератов, преобладанием глинистых пород, высокой угленосностью. Представлена тонким циклическим переслаиванием алевролитов, аргиллитов, углистых аргиллитов и углей. Мощность подсвиты составляет 640–660 м.

Среднесейдинская подсвита вскрыта в полном объеме на Хальмерьюском месторождении несколькими скважинами (ХК – 350, 351, 352) [142, 163]. Сложена мелкогалечными конгломератами с тонкими прослоями алевролитов, аргиллитов и углей. Мощность 400–420 м.

Верхнесейдинская подсвита характеризуется преимущественным развитием грубообломочных пород – конгломератов и гравелитов, по сравнению с глинистыми породами, и низкой угленосностью. Содержит смешанный комплекс флоры, но «воркутские» элементы единичны.

Чаще всего это семена голосеменных *Samaropsis postfrigida* Domb., *S. subelegans* Neub., а «печорская» флора резко преобладает. Наиболее характерными растениями являются *Paichovia tchernovii* Zal., *Synipteris nesterenkoi* Zal., птеридоспермы *Callpteris adzvensis* Zal., *C. elegans* Fef., *C. septentrionalis* Zal., *Compsopteris tschirkovae* Zal., *Comia pereborensis* Zal., мелкие чешуевидные листья *Lepeophyllum*, *Crassinervia* [21, 84, 214]. Мощность верхнесейдинской подсвиты составляет 550–670 м.

Н. П. Кашеварова [21] указывает на редкие находки в низах свиты уфимских остракод. Поэтому ее нижняя часть (около $\frac{1}{3}$ разреза) сопоставляется с шешминским горизонтом уфимского яруса, верхняя – с казанским ярусом. К элементам «воркутской» флоры относятся *Syrjagia lituata* Fef., *Sphenophyllum comiense* Zal., *Viatscheslavia vorcutensis* Zal., *Samaropsis elegans* Neub., *S. postfrigida* Domb. и др. К элементам «печорской» флоры относятся *Paichovia tchernovii* Zal., *Synipteris nesterenkoi* Zal., птеридоспермы *Callpteris adzvensis* Zal., *C. elegans* Fef., *C. septentrionalis* Zal., *Compsopteris tschirkovae* Zal., *Comia pereborensis* Zal., мелкие чешуевидные листья *Lepeophyllum*, *Crassinervia* [21, 84, 214].

Верхняя граница свиты проводится по подошве угольного пласта, выше которого исчезают формы, характерные для отложений сейдинской свиты, и появляются формы, типичные для отложений силовской свиты, в частности, филладодермовых слоев и мелких почечных чешуй *Lepeophyllum* и *Crassinervi* [2]. Мощность сейдинской свиты составляет 1 600–1 750 м.

БИАРМСКИЙ–ТАТАРСКИЙ ОТДЕЛЫ

Силовская свита ($P_{2-3}sl$) выделена Л. Л. Хайцером (1962 г.). Название дано по р. Силоваяха (является грубообломочным аналогом тальбейской свиты) [87]. Стратотип свиты находится на р. Сырьяга (обн. 1-23), Мал. Сырьяга (обн. 26-33) с дополнениями по руч. Грубешор и Буредан [87]. На территории листа отложения силовской свиты вскрыты в естественных обнажениях по р. Хальмерью, и буровыми скважинами на II и XII разведочных линиях (НСК – 216, 233, 505, 507; ХК – 1056, 1057, 1050, 1060, 1030 и др. [141, 142, 163, 165, 219]).

Разрез характеризуется крупноциклическим – в верхней части и мелкоциклическим – в нижней части переслаиванием конгломератов и полимиктовых песчаников, алевролитов, аргиллитов, углей.

Конгломераты подсвиты преимущественно крупно-средне- и мелкогалечные Песчаники образуют пачки от 5–7 до 10–15 м. Представлены средне и мелкозернистыми полимиктовыми разностями серого цвета с зеленоватым оттенком. Слоистость от косой до линзовидной и горизонтальной, на плоскостях напластования растительный детрит и чешуйки слюды. Алевролиты от мелко до крупнозернистых, серые и темно-серые, горизонтальнослоистые с растительным детритом по наслоению. Образуют пачки до 2–3 м. Часто постепенно переходят в алевролитовые и мелкозернистые песчаники. Аргиллиты образуют пачки от нескольких десятков сантиметров до 1–2 м, в единичных точках до 3–4 м. Угли характеризуются сложностью и изменчивостью строения, высокой зольностью.

В целом, для пород силовской свиты свойственно обилие и разнообразие флоры. В комплексе преобладают кордаитовые (особенно мелкие чешуевидные листья), папоротники, семена голосеменных.

Растительный комплекс охарактеризован отсутствием элементов «воркутской» флоры и появлением форм, не встречающихся стратиграфически ниже: *Viatscheslavia cheijgesis* Neub., *Tundrodendron petschorense* (Zal.), *Polyssaievia deflexa* Neub., *Rhipidopsis laxa* Zal., *R. palmata* Zal., *Pereborites rarinervis* Zal., *Rufloia arata* (Zal.) Pukh., *R. bella* Pukh., *Cordaites brevis* Neub., *Cladophlebis* aff. *nystroemii* Halle и др. Типичны массовые находки листьев филладодермы и мелких листьев *Cordaites clericii* Zal., обилие разнообразных почечных чешуй. Особенностью свиты является широкое распространение неморских двустворчатых моллюсков, чаще всего, приуроченных к низам и верхам свиты: *Anthraconauta arctica* Pog., *A. chachlovi* Pog., *A. acuta* Khalfin, *A. (Adzvaella) tatarica* Kanev, *Concinnella gravis* Papin [137].

Нижняя часть разреза свиты относится к верхам казанского яруса, средняя часть – к уржумскому ярусу [208]. В верхней части разреза установлена флора татарского отдела. Контакт с вышележащими отложениями триаса со стратиграфическим несогласием. Верхняя граница проводится в подошве маркирующего покрова триасовых базальтов [45]. Мощность свиты 1 700–2 100 м.

МЕЗОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА

НИЖНИЙ–СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

В Печорском угольном бассейне к триасовой системе отнесена мощная толща пестроцветных безугольных отложений, несогласно перекрывающая угленосные отложения печорской серии (верхняя пермь) и дислоцированная вместе с ними. Отложения триаса выполняют ядро Пембойской брахисинклинали Коротайхинской впадины на юго-западе рассматриваемого листа. Площадь их распространения оконтурена, в основном, по геофизическим данным. Триасовые отложения представляют собой континентальную толщу, трансгрессивно залегающую на разных горизонтах образований татарского отдела перми. Отложения представлены лестаншорской и нерасчлененными нядейтинской и коротайхинкой свитами.

Лестаншорская свита ($T_{1-2}ls$) названа по руч. Лестаншор Н. В. Шмелевым, Л. Л. Хайцером и Ф. И. Енцовой (1968 г.). Стратотипом является обнажение по р. Хей-Яха. Породы свиты распространены в юго-западной части листа в бортах Пембойской брахисинклинали и в пределах сопряженного с нею фрагмента Верхневоркутинского поднятия. Ряд естественных разрезов известен по рекам Силоваяха и Хальмерью, в истоках ручья Лапта-Шор и на водораздельной гряде Пембой.

В нижней части, мощностью до 600 м, свита сложена средне- и крупногалечными, местами валунными конгломератами, неясно- или горизонтальнослоистыми, с очень редкими прослоями и линзами песчаника; в разрезе р. Силоваяха с прослоями красноцветных алевритоглинистых пород. Верхняя часть лестаншорской свиты, мощностью около 300 м, представлена косослоистыми крупнозернистыми песчаниками с прослоями и линзами мелкогалечного конгломерата и гравелита.

К нижним горизонтам лестаншорской свиты приурочено два маломощных покрова базальта, прослеженных по простиранию в обнажениях, а на закрытых участках аэромагнитной и наземной магнитной съемкой.

Нижний покров, мощностью от 2 до 12 м, лежит в основании свиты, на границе с печорской серий. Местами базальт частично или полностью размыт, о чем свидетельствует наличие многочисленной базальтовой гальки в перекрывающем его конгломерате. Базальт представляет собой крупнокристаллическую породу серого или зеленовато-серого цвета, состоящую из светло-зеленого прозрачного стекла, крупных (от 0,5–0,7 до 1 мм) лейст основного плагиоклаза, зерен пироксена и рудного минерала. Структура долеритовая или интерсенальная.

Выше, разделяя два покрова, залегают толща типичных лестаншорских конгломератов и песчаников (45–60 м). Межбазальтовая толща, описанная на р. Силоваяха (скв. ВК-14) [45], спорадически обогащена туфогенным материалом. Наличие туффитов в межбазальтовой толще свиты отмечается И. З. Калантар. На отдельных участках галька сцементирована прозрачно-белым халцедоном. В верхах толщи залегают песчаники зеленого цвета с редкими линзовидными прослоями конгломератов и красноцветных аргиллитов и алевролитов.

Верхний покров базальта мощностью до 16 м. Это темно-серая, почти черная афанитовая порода, содержащая в верхней части покрова многочисленные миндалины халцедона. Микроскопическое исследование, проведенное В. Н. Домивиковским, показало, что она состоит из бурого непрозрачного стекла, лейст измененного плагиоклаза, мелких зерен пироксена и рудных зерен. Неправильными пятнами развит каолинит. Структура породы иналопилитовая или гипокристаллическая. Наличие базальтовой гальки в конгломератах выше второго покрова, указывает на его частичный размыв.

Химический состав базальтов следующий (%): SiO_2 – 52,10; Fe_2O_3 – 25,2; Al_2O_3 – 7,35; CaO – 9,78; MgO – 5,04 [209]. По числовым характеристикам А. Н. Заварицкого можно заключить, что породы соответствуют ряду нормальных базальтов.

Конгломераты – темно-зеленые средне- и крупногалечные. Песчаники зеленовато-серые полимиктовые, участками известковистые с окатышами зеленовато-серых и красно-коричневых аргиллитов. В верхах – с мелким растительным детритом. Алевролиты зеленовато и буровато-серые, глинистые, плитчатые. Аргиллиты красновато и шоколадно-коричневые, серовато-зеленые, неравномерно алевритистые, плитчатые, неслоистые, реже серые с растительными остатками.

По петрофизическим данным В. А. Бабушкина [128] базальты свиты имеют высокую плотность ($2,78 \text{ г/см}^3$), удельное сопротивление ($4000 \text{ Ом}\cdot\text{м}$) и магнитную восприимчивость ($4260 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ). Удельное сопротивление пород свиты пониженное (ρ – $114 \text{ Ом}\cdot\text{м}$) [131]. В

магнитном поле породы свиты прослеживаются в слабозаиочном положительном и отрицательном поле ΔT , ограниченном линейными аномалиями, имеющими резкие минимумы и резкое возрастание ΔT до 40 нТл [193]. Максимальный градиент аномалий соответствует выходам базальтов, близкорасположенным к дневной поверхности. ΔT_{\min} часто превышает ΔT_{\max} , что указывает на обратную намагниченность одного из базальтовых покровов.

В пределах обширного денудационного поднятия в районе г. Пембой на космо- и аэрофотоснимках наблюдаются крупные полосы моноклинально залегающих пород с различными оттенками серого фототона и струйчатым рисунком.

Возраст обосновывается палеонтологическими данными, по аналогии с соседним к югу листом, где из разреза верхней части свиты [208] установлен спорово-пыльцевой комплекс: доминанты – *Nevesisporites* sp., сопутствующие *Calamaspora* sp., *Comptotriletes* sp., *Plenromeia* sp. L. Возраст свиты принимается в объеме индского, оленекского и низов анизийского яруса [208].

Верхние горизонты свиты на листе не обнажены. В стратотипических разрезах верхняя граница проводится по смене зеленоватых песчаников и красно-коричневых аргиллитов на пестроцветные аргиллиты, серые алевролиты и песчаники нядейтинской свиты.

Мощность лестаншорской свиты оценивается 470–1 700 м.

СРЕДНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Нядейтинская и коротаихинская свиты нерасчлененные ($T_{2-3nd-kr}$) на территории листа распространены в юго-западной части слагая ядро Пембойской брахисинклинали. Из-за плохой обнаженности свиты картируются нерасчлененными.

Нядейтинская свита названа по р. Нядейта (юго-западный склон хр. Пай-Хой, бассейн р. Кортаиха) Н. В. Шмелевым (1962 г.). Стратотип свиты расположен на р. Нядейта, гипостратотип известен в среднем течении р. Хей-Яга, ниже устья руч. Лестаншор. Парастратотип – скважина ВК-14 (интервал 435–190 м) [45]. Сложена свита циклически переслаивающимися пестроцветными и сероцветными аргиллитами, алевролитами и песчаниками. Пестроцветные аргиллиты (прослой 0,5–1,0 м) коричневато-бурые с пятнами фиолетового, горчично-желтого, зеленовато-голубого цвета, часто слабоалевритистые, с конкрециями и сферолитами сидерита, железистыми бобовинами, мергелистыми конкрециями. Сероцветные аргиллиты (0,3–1,0 м) неравномерно алевритистые, с многочисленными конкрециями и линзовидными прослоями глинистого сидерита с растительным детритом. Встречаются маломощные прослои черного углистого аргиллита. Алевролиты и песчаники серые с конкрециями и линзовидными прослоями стволов и стеблей хвощей, с растительным детритом. Мощность песчаных прослоев от 0,3–0,5 до 1,0–5,0 м (реже слой более 10 м).

По петрофизическим данным [131], удельное сопротивление отложений свиты 250–900 Ом·м. Породы среднего и верхнего триаса прослеживаются в спокойном положительном поле ΔT , осложненном локальными понижениями до 10 нТл [193].

В отложениях свиты установлены остатки позвоночных, филоподы, спорово-пыльцевые комплексы [45], по тетраподам и конхостракам она имеет анизийско–ладинский возраст [79].

Кортаихинская свита. Название предложено Е. Д. Мораховской и С. Н. Храмовой (1974 г.) по р. Кортаиха. Объем установлен И. З. Калантар [45]. Стратотип изучен по скважине ВК-1 (интервал 1 491–120 м). Парастратотип известен по обнажениям р. Хей-Яха [45].

Отложения свиты представляют собой ритмичное переслаивание песчаников, алевролитов и аргиллитов. Помимо сероцветной окраски основных типов пород, отличаются от подстилающих отложений нядейтинской свиты большим количеством растительного детрита в аргиллитах, наличием сидеритовых и фосфоритовых конкреций, а также появлением тонких (0,5–15 см) прослоев углей и углистых аргиллитов. Ранее эта ассоциация пород рассматривалась в составе верхней части верхнехейягинской серии (Хайцер, 1962) или верхней подсвиты нядейтинской свиты [86].

По филоподам, флоре и споро-пыльцевым комплексам (*Euestheria?* aff. *berryi* (Bock.), *E. cf. ipsvicensis* (Mitch.), *Palaeolimnadia* sp., *Asmussia* aff. *quadrata* (Novoj.), *Neocalamites hoerensis* (Schimp.) Halle, *Equisetites arenaceus* (Jaeg.) Schenk, *Paracalamites* sp., *Lepidopteris* sp., *Aratrisporites*, *Calamospora*, *Marattisporites*, *Dissaccites*, *Ginkgocycadophutus* sp., *Nevesisporites*, *Cyclotriletes subgranulatus* Mädl., *Duplexisporites*, *Todisporites*, *Verrucosisporites*, *Stenozonotriletes* [86]) интерпретируется позднеладинский возраст свиты. В целом, согласно СЛ-200 свита выделяется в объеме позднеладинско–карнийского ярусов [208].

Образования среднего–верхнего триаса на разных уровнях вертикального разреза с угловым несогласием перекрываются нелитифицированными покровными неоген–четвертичными отложениями. Мощность подразделения 1 400 м.

КАЙНОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

На площади листов при почти повсеместном развитии кайнозойских отложений их мощность достигает на отдельных участках 100–130 м. Основой для стратификации ниже приведенных подразделений стали результаты литолого-палеонтологических исследований разрезов кайнозоя по скважинам картировочного бурения [182, 185] и материалы комплексного магнитобиостратиграфического изучения серии новых опорных разрезов территории. Для выделения стратонов и стратогенов проведена корреляция с подразделениями четвертичной и неогеновой систем Тимано-Уральской области [183, 208] с учетом материалов ГК-1000/3 листов R-41, Q-41, P-40 [27, 28].

На территории листов R-41-XXXV, XXXVI выделяются:

- эоценовые морские образования и аллювиальные отложения погребенных долин;
- миоценовый и плиоценовый аллювий древних долин;
- миоценовые аллювиально-морские и морские осадки;
- плиоценовые и эоплейстоценовые аллювиально-морские, морские и ледово-морские осадки в составе колвинской, падимейской и роговской серий;
- неоген–четвертичные элювиальные образования;
- верхнеэоценовые отложения (аллювиальные, гляциальные, флювиогляциальные, гляциолимнические и озерно-аллювиальные);
- верхнеэоцено–голоценовые элювиальные и десерпционные, делювиальные и со-лифлюкционные, коллювиальные, коллювиальные и десерпционные образования;
- голоценовые гляциальные, флювиогляциальные, аллювиальные отложения.

На основании тесной морфоструктурной связи и значительного вещественного сходства образования палеогеновой, неогеновой и четвертичной систем в пределах площади рассматриваются совместно и отражены на карте эоцен–четвертичных образований. Предшествующими геологосъемочными работами среднего и крупного масштаба предлагались различные варианты стратификации кайнозойских образований площади (рис. 4). Общим для этих построений можно считать отражение морского фактора в осадконакоплении значительной части кайнозойского чехла площади. Так же, предшествующие исследователи с 90-х годов XX века отражали участие подразделений не только четвертичной, но и неогеновой систем.

ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

Представлена корами выветривания и подразделениями среднего отдела.

Отложения, относимые к палеогеновой системе, развиты в южной части листа – в эрозионно-структурных депрессиях (ЭСД) хребта Оченырды и в предгорьях – на р. Сидянявьяха. Образования кор выветривания известны в северной части площади и предгорьях хребта Оченырды.

Коры выветривания (fP) вскрыты скважинами в северо-западной части листа на междуречье рр. Силоваяха и Сибирчатаяха [182] и горными выработками в юго-восточной части по левому берегу р. Очетывис. В первом случае они представлены разноокрашенными (черными, бурокрасными, охристо-желтыми, белыми и др. оттенков) глинами и алевролитами с дресвой и щебнем палеозойских пород. Содержание обломочного материала меняется в пределах 40–90 %. Обломки часто дезинтегрированы и легко разрушаются от прикосновения. По р. Очетывис коры представлены фосфатонесными литифицированными разностями – пористыми мелкообломочными в фосфатовом цементе; сливными, с включениями литифицированных обломков коры выветривания дресвяной и щебнистой размерности, и единичными чужеродными галькой и гравием. В сливных разностях были найдены споры и пыльца (закл. Л. Г. Дервянко) палеоген–неогенового облика: древесные и кустарники – *Juglans sieboldianiformis* (1 зерно), *Quercus* sp. (2 зерна), *Corylus* sp. (1 зерно), *Betula gracilis* (2 зерна), *Taxodium* sp. (3 зерна), *Picea* sp. (4 зерна), *Alnus* sp. (3 зерна); травы и кустарнички – разнотравье (2 зерна), сем. *Cyperaceae* (4 зерна), *Umbelliferae* (2 зерна), *Ericaceae* (3 зерна), *Caryophyllaceae* (1 зерно), *Liliaceae* (2 зерна), *Chenopodiaceae* (1 зерно). Споровые растения представлены сфагновыми мхами (*Sphagnum*), кочедыжниковыми папоротниками (*Polypodiaceae*) и плаунками (*Lycopodium*). Учитывая наличие в образцах верхних горизонтов кор, примеси гравия и мелкой гальки, а также вышеприведенного палеоген–неогенового палинологического материала, можно предположить, что корообразование закончилось до конца палеогена, а в неогене произошел размыв и частичное их переотложение. По положению в основании кайнозойского чехла и на основании данных споро-пыльцевого анализа время формирования кор выветривания относится к палеогену.

Зархидзе Д.В., по ГДП-200, 2008г.
лист R-41-XXV, XXXVI

Система		Отдел	Подотдел, звено	Горизонт	Индекс	Мощность, м	
Четвертичная	Неоэоценовая	Поздний эоцен	Чеганский		aP ₁ ml	> 6	
					am, mN ₁ pb	> 20	
					aN ₁ br	> 14	
		Средний эоцен	Плоско-средний-верхний			am, mN ₁ kl	до 95
						aN ₁ sn	> 15
						am, mN ₁ pd	до 25
		Эоценовый	Эоценовый			m ¹ llkz	40
						gmErg	до 40
						am, mN ₁ pd	до 25
		Неоэоценовая	Эоценовый	Средний-верхний	Средний-Хаймейский	gl ₁ llh	до 25
						gl ₂ llh	> 4
						fl ₁ llh	до 15
						la ₁ llh	до 15
						a ¹ llsd	7-10
						a ¹ llsr	до 10
g ₁ llpu	до 18						
fl ₁ llpu	> 10						
la ₁ llpu	5						
a ¹ lljr	до 7						
e, dr ₁ ll-H	до 5						
c, dr ₁ ll-H	10						
a, p ₁ ll-H	до 10						
Голоцен				gH	до 20		
				flH	5-10		
				aH	5		

450 м

Шишкин М.А., по ГДП-1000, 2008г.,
(в пределах листа R-41-XXV, XXXVI)

Система		Отдел	Подотдел, звено	Горизонт	Индекс	Мощность, м	
Четвертичная	Неоэоценовая	Плоско-средний-верхний	Плоско-средний-верхний		aN ₁ vr	до 14	
					mN ₁ kl	до 32	
					gmN ₁ pd	до 28	
		Эоценовый	Эоценовый			gmE- <i>lrg</i>	до 65
						gl	40
						m, am, la ₁ llst	до 30
		Неоэоценовая	Неоэоценовая	Средний-Хаймейский	Средний-Хаймейский	g ₁ llh	до 40
						lg ₁ llh	до 5
						fl ₁ llh	до 11
						a ¹ llsr	до 12
						g ₁ llpu	20
						fl ₁ llpu	8
						a ¹ lljr	5-7
						a ¹ ll-H jr+gr	6-12
						e ₁ ll-H	до 4
dr ₁ ll-H	1,5-6						
e, d ₁ ll-H	до 2						
aH	6-8						
Голоцен							

375 м

Микляев А.С., по ГС-50, 1998г.

Система		Отдел	Подотдел	Звено	Индекс	Мощность, м			
Четвертичная	Неоэоценовая	Плоско-средний-верхний	Плоско-средний-верхний		aN ₁	14,5			
					am, mN ₁ z	до 40			
					aN ₂	5-14			
		Средний	Средний			mN ₁ kl	128		
						m, gm, N ₂ -E	23		
						gmEmd	до 14,6		
		Эоценовый	Эоценовый			m, gm ¹	до 30		
						m ¹ ll	20		
						am ¹ ll	6		
		Неоэоценовая	Плоско-средний-верхний	Плоско-средний-верхний	Плоско-средний-верхний	a ¹ lll	3		
						a ¹ lll	до 4		
						a ¹ lll	до 6		
						a ¹ lll	до 5		
						a ¹ lll	до 3		
						de ₁ lll-IV	до 3		
ds ₁ lll-IV	2-5								
lb ₁ lll-IV	1,5-8,5								
a ¹ lll-IV	3-5								
Голоцен									

360 м

Микляев А.С., по ГС-50, 1979г.

Система		Отдел	Горизонт	Индекс	Мощность, м		
Четвертичная	Неоэоценовая	Верхнеэоценовый	Верхнеэоценовый	a ¹ lll-IV	1-3		
				ed ₁ lll-IV	5-7		
				a ¹ lll-IV	9,5		
		Средний	Средний			a ¹ lll ₁	5-7
						gm ₁ lll	106
						m ₁ lll	до 64
		Верхнеэоценовый	Верхнеэоценовый			gm ₁ lll ₂	до 102
						m ₁ lll ₁	до 107
						m ₁ lll	до 107
		Плоско-средний-верхний	Плоско-средний-верхний			a ¹ lll-IV	5-7
						ed ₁ lll-IV	1-3
						a ¹ lll-IV	9,5
		Средний	Средний			a ¹ lll	3
						a ¹ lll	до 4
						a ¹ lll	до 6
Верхнеэоценовый	Верхнеэоценовый			a ¹ lll	до 5		
				a ¹ lll	до 3		
				de ₁ lll-IV	до 3		
Плоско-средний-верхний	Плоско-средний-верхний			lb ₁ lll-IV	1,5-8,5		
				ds ₁ lll-IV	2-5		
				a ¹ lll-IV	3-5		
Голоцен							

450 м

Беляков Л.Н., по ГС-200, 1963г.

Система		Отдел	Индекс	Мощность, м			
Четвертичная	Неоэоценовая	Средний-верхний	Средний-верхний	gl ₁ ll ₁	до 30		
				fl ₁ ll ₁	до 30		
				a ¹ lll ₁ + fl ₁ ll ₂	до 15		
		Верхний-современный	Верхний-современный			ed ₁ ll	до 3
						g ₁ ll	до 15
						p ₁ ll	до 5
		Современный	Современный			lb ₁ ll	до 5
						a ¹ ll ₁ H	до 5

200 м

Рис. 4. Корреляция предшествующих и современных представлений на стратификацию эоцен–четвертичных образований площади.

Мощность образований по скважинам на севере территории 4–9 м [182].

ЭОЦЕН

Эоцен представлен малолядгейской и лимбятаяхской толщами. В Оченырском районе они вскрываются в днищах трех эрозионно-структурных депрессий хребта Оченыр – Лимбятаяхскую, Западно-Лимбятаяхскую, Малолядгейскую, а у подножия хребта известны на р. Сидянявяха.

Чеганский горизонт. Малолядгейская толща ($\alpha P_2 ml$) выполняет захороненные палеодолины в горной части и представлена аллювиальными валунными галечниками с песчано-гравийным, гравийно-песчаным заполнителем, до валунника в основании. Выделена при проведении ГДП-200. В составе валунов местные и дальнепринесенные породы. В долине р. Малая Лядхэйяха древний аллювий залегает на скальных породах рифея–венда, перекрывается супесчано-песчаной толщей полярноуральского флювиогляциала.

Опорный разрез (опорн. б) находится на левобережье межгорной долины р. Малая Лядхэйяха. Толща вскрыта во врезе мелкого ручья и отделена протяженными скальными выходами от современного вреза р. Мал. Лядхэйяха. В верхней части разрез представлен валунными галечниками со слабogliнистым коричневатого-серым гравийно-песчаным заполнителем. Пески крупно-грубозернистые. Отмечается примесь дресвы (3–5 %) и редкого щебня местных пород. Галька и валуны хорошей и средней окатанности. Наблюдаются линзовидные прослои глинистого мелко-среднезернистого песка. Нижняя часть разреза более грубая: грубые галечники с обилием валунов (до 1 м в диаметре), в заполнителе – гравий или грубозернистый песок с обилием гравия. Характерно увеличение вниз по разрезу доли дресвы и щебня местных пород. В основании толщи – валунник. По всему разрезу валуны и галька представлены, преимущественно, местными породами, в резко подчиненном количестве фиксируются породы дальнего заноса (например, сильно выветрелые тонкослоистые известковистые песчаники). У подножия обнажения наблюдаются единичные, вероятно, вымытые из вышеописанной толщи валуны дальнего заноса – палеозойские серые известняки и сургучно-красные яшмоиды няньворгинской свиты. Видимая мощность толщи – 6 м.

Из прослоев глинистых песков средней части разреза выделены представительные палинологические спектры. Определены (Л. Г. Деревянко) теплолюбивые – *Quercus cf. sibirica* Pan., *Q. gracilis* Pan. – 2 %, *Juglans sieboldianiformis* Vojc. – 2 %, *Myrica* sp. – 2 %, *Corylus* sp. – 4 %; мелколиственные – сем. *Betulaceae*: *Betula* ex. sect. *Albae* (*B. gracilis* Pan., *B. suberecta* Pan. *B. sp.*) – 6 %, *Alnus* (*A. quadrapollenites*, *A. cf. Robus*, *A. sp.*) – 14 %; *Salix* sp. – 1–2 %; хвойные – *Taxodiaceae* – 5 %, *Picea tobolica* Pan., *Picea* sp. – 16 %, *Pinus sibiriciformis* – 6 %, *Cedrus* sp. – 2 %. Трав немного: разнотравье – 6 %, *Ericaceae* – 2 %. Споровые растения представлены сфагновыми мхами (*Sphagnum*) – 6 %, кочедыжниковыми папоротниками (*Polypodiaceae*) – 14 %, *Lycopodium* sp. – 8 %. Присутствуют реликтовые формы *Trudopollis* – 1 %, *Orbiculopollis globosus* – 2 %. Данный палинокомплекс близок известному палинокомплексу *Quercus gracilis*–*Castanopsis pseudocingulum* тавдинской свиты одноименного горизонта среднего–верхнего эоцена Западно-Сибирской равнины. Возраст малолядгейской толщи – эоцен.

Мощность превышает 6 м.

Лимбятаяхская толща ($mP_2 lm$). Морские и прибрежно-морские отложения толщи в пределах Уральской СФЗ впервые установлены авторами при проведении ГДП-200 в серии разрезов по бортам межгорной долины р. Лимбятаяха и в соседней к западу от нее безымянной долине. Отложения представлены морскими плотными кварцевыми алевритами с прослоями глинистых алевритов (опорн. разрезы 22, 24). В верхах разреза алевриты через тонкое чередование сменяются прибрежно-морскими песками алевритистыми, тонкозернистыми с прослоями, линзами (опорн. разрез 23 и верхи разреза 24) и пачками гравийных галечников (опорн. разрез 18). Подошва толщи не наблюдалась, т. к. находится ниже уровня современного эрозионного среза. Осадки лимбятаяхской толщи с размывом перекрываются (опорн. разрез 23) валунными галечниками и гравийниками с прослоями глинистых песков и глин с глауконитом миоценовой усть-лимбятаяхской толщи.

Наиболее характерный разрез (опорн. разрез 24) находится на правом борту р. Лимбятаяха в основании террасовала, у подножия горы с абс. отм. 548,8 м. Разрез представлен (снизу вверх):

– пачка очень плотных алевритов, литифицированных (по слоистости с трудом откалываются и дробятся на щебень «кубиками») тонкослоистых (слойки от первых миллиметров до первых сантиметров) слабоволнистых (период 0,1 м, амплитуда 2–3 мм). В тонком переслаивании с алевритами (60–70 %) встречены глины

(15–20 %) и светло-серые тонко- и мелкозернистые пески (от 5 % в нижней части и до 25 % в верхах пачки) ..	3 м
– пачка серых тонкослоистых песчаных алевритов. Мощность слоев от 1 мм до 5–6 см. В подчиненном количестве наблюдаются прослойки глин мощностью от 1 до 2 см и тонкие (до 0,5–1 см) линзы тонко-мелкозернистых и мелко-среднезернистых песков ..	4 м
– пачка белесо-серых тонкослоистых песков, от алевритистых до тонко-мелкозернистых. Отмечаются многочисленные прослойки тонкопесчаных алевритов с примесью глауконита и прослойки (0,5–1,0 см) глин. Вверх по разрезу слоистость (от первых мм до первых сантиметров) меняется от горизонтальной до пологоволнистой. В пределах наиболее крупных «волн» (амплитудой до 15 см) наблюдаются вложенные косослоистые фрагменты. К кровле разрез постепенно становится более грубым и представлен тонким переслаиванием (слойки 2–5 мм) белесо-серых тонко-мелкозернистых и алевритистых песков. В верхней части пачки появляются линзовидные прослойки гравийных галечников с песчаным заполнителем. Галька от хорошо до отлично окатанной. В составе гальки кроме местных пород, слагающих в коренном залегании сопряженные с долиной современные горные хребты (представленные вулканитами, вулканогенно-осадочными породами бедамельской серии и интрузивными образованиями), встречены породы дальнего заноса (описания по шлифам из галечного материала сделаны Е.А. Котельниковой): 1) известняки глинистые тонко-микрозернистые с органическим детритом. Мелкообломочный детрит представлен раковинами радиолярий и диатомей, а также фрагментами раковин фораминифер и менее многочисленными дугообразной формы остатками раковин пелеципод; 2) кремнистые известняки, с немногочисленным органическим детритом (членики криноидей, фрагменты раковин пелеципод); 3) известковые глинисто-кремнистые сланцы с члениками криноидей; 4) кремнистые сланцы, с кремнистыми органическими остатками (радиоляриями) ..	6 м

Разрез перекрыт делювиальными образованиями.

Палинологическим анализом в алевритах, глинах и песках всех пачек (включая серию проб над линзами галечников) обнаружены идентичные палиноспектры, характерные для субтропических и теплоумеренных климатических зон известных в эоцене Западной Сибири. В спектрах доминируют пыльцевые зерна – до 83 %, среди которых пыльца теплолюбивых форм достигает 64 %. Отмечается высокое содержание пыльцы морфологического типа *Tricolporopollenites* и *Quercus*. Количество пыльцы: *Quercus* (*Q. cf. sibirica* Pan., *Q. alnifoliiformis* Pan., *Q. gracilis* Pan., *Q. graciliformis* Pan., *Q. sp.*) – до 9 %; *Castanea* (*C. crenataeformis* Samig., *C. sp.*) – 1–5 % и *Castanopsis* (*C. pseudocingulum* (R. Pot.) Voitz., *C. sp.*) – 1–3 %; *Fagus grandifoliiformis* – 0–3 %. Разнообразен состав растительности теплоумеренной и субтропической зоны: сем. *Juglandaceae* (*Juglans sieboldianiformis* Vojc.) – 1–2 %; *Platycarya* sp., *P. stenopteroides* – 1–7 %; *Carya spackmania* Trav., *C. sp.* – 1–3 %; *Myrica pseudogranulata* Glad., *M. sp.* – 2–8 %; *Garrina* sp. – 0–2 %; *Acer* sp. – 0–1 %; *Liquidambar* sp. – 0–1 %; *Tilia tomintosiformis* – 0–2 %; *Ilex cf. integra* – 0–1 %; *Carpinus* sp. – 0–1 %. Теплоумеренная и умеренная древесная растительность представлена сем. *Betulaceae*: *Betula ex. sect. Albae* (*B. gracilis* Pan., *B. suberecta* Pan., *B. sp.*) – 4–13 %; *Alnus* (*A. quadrapollenites*, *A. cf. robus*, *A. sp.*) – 2–7 %; *Salix* sp. – 1–3 %; *Corylus cf. favellana*, *C. sp.* – 2–10 %. Постоянно присутствуют реликтовые формы *Trudopollis* – 1–6 %; *Aquilopollenites* – 0–2 %; *Orbiculopollis globosus* – 0–2 %. Характерно постоянное участие пыльцы травянистых и кустарничковых растений: разнотравье – 6–16 %; *Chenopodiaceae* – 1–6 %; *Ericaceae* – 1–6 %; *Sparganium* – 0–3 %; немного *Polygonaceae*, *Cyperaceae*, *Ephedra*, *Tipha*, *Compositae*. Голосеменные играют заметную роль в комплексе: *Taxodiaceae* – 1–8 %; *Picea tobolica* Pan., *P. sp.* – 1–12 %; *Pinus sibiriciformis* – 1–5 %; *P. cembraeformis* – 1–4 %; *P. protocembra* – 0–5 %. Споровые растения представлены сфагновыми мхами (*Sphagnum*) – 4–7 %; кочедыжниковыми папоротниками (*Polypodiaceae*) – 9–14 %; *Lycopodium* sp. – 1–5 %; *Ophioglossum* sp. – 0–1 %; *Cyathea* – 0–1 %. Особенностью палинокомплекса является присутствие динофлагеллят типа *Deflandrea*. В пробах из нижней части разреза обнаружено огромное количество спикул губок и центрических диатомовых водорослей. Данный комплекс (определения Л. Г. Деревянко) сопоставляется с палинокомплексом *Quercus gracilis*–*Castanopsis pseudocingulum* тавдинской свиты, одноименного горизонта эоцена Западно-Сибирской равнины.

В пачках 1 и 3 отмечаются зерна янтаря (определения Н. Ю. Аникиной), вероятно, указывающие на близость береговой линии.

Палеомагнитные исследования опорных разрезов лимбятаяхской толщи (опорн. разрезы 23 и 24) проводились по общепринятой методике. Согласно заключению А. Н. Храмова и др. (Лаборатория магнитостратиграфии и палеомагнитных реконструкций ВНИГРИ), склонения характерной компоненты J_n с высокой степенью уверенности указывают на донеогеновый возраст пород.

В бортах Западно-Лимбятаяхской эрозионно-структурной депрессии, сопряженной с вышеупомянутой Лимбятаяхской, представлен наиболее полный разрез верхней прибрежной пачки рассматриваемой толщи (опорн. разрез 18). Разрез представлен в верхней части (10 м) горизонтальнослоистыми галечными гравийниками с песчаным средне-мелкозернистым заполнителем с тонкими прослоями глинистых алевритов и глин. В нижней части (14 м) залегают горизон-

тальнослоистые галечные гравийники и гравийные галечники с галькой отличной окатанности, прослоями песков и примесью мелких (0,2–0,3 м) валунов.

Из прослоев глинистых алевритов и глин (опорн. разрез 18), также палинологически датированных эоценом, выделен смешанный комплекс радиолярий меловых и палеогеновых форм (определения Г. Э. Козловой, Э. В. Саркисовой, ВНИГРИ). Виды *Stylodictya* sp. cf., *S. composita* Kozlova, *Stylodictya* sp., *Porodiscus* sp. cf., *P. circularis* Clark et Campbell широко распространены в палеогеновых отложениях России от верхнего палеоцена, до верхов среднего эоцена. По заключению Г. Э. Козловой и Э. В. Саркисовой, «смешанный (по возрасту) состав комплекса, его бедность и плохая сохранность индивидов указывает на размыв меловых пород и переотложение ряда меловых форм в палеогеновые слои. Причем этот процесс мог произойти в любой момент интервала верхний палеоцен–верхний эоцен, но более вероятным временем этого события, можно предполагать, начало позднего палеоцена или конец среднего–начало позднего эоцена, поскольку именно в такие отрезки геологического времени радиоляриевые комплексы отличались сильно обедненными комплексами. Судя по наличию остатков многолучевых кремневых губок хорошей сохранности, отложения, скорее всего, имеют морской генезис».

В руслах современных водотоков, непосредственно вблизи биостратиграфически и палеомагнитно датированных разрезов лимбятаяхской толщи, наблюдаются крупные (до 1–2 м), часто глубоко выветрелые валуны палеозойских (в различной степени метаморфизованных) доломитов, кремнистых известняков и доломитистых известняков черного, серого и белого цвета. Такая пространственная связь, выявленных (и на данном этапе только локально изученных) палеогеновых разрезов и крупных обломков явно палеозойских пород, наблюдаемая в руслах водотоков хребта Оченырда указывает на образования палеогена, как на промежуточный коллектор крупных (до первых метров) обломков дальнего заноса.

Необходимо коснуться дискуссионного вопроса, об использовании для наших районов ранневалдайских абсолютных датировок (73 ± 4 и 80 ± 4 тыс. OSL [114]) установленных в разрезах, непосредственно, за южной рамкой листа в ленточных алевроглинистых ритмитах, отнесенных к озерно-ледниковым образованиям и сопряженным с моренными валами долины р. Кара [114]. Ленточные алевроглинистые ритмиты соседней территории при поверхностном подходе могут быть скоррелированы с одной из пачек лимбятаяхской толщи – нижней пачкой (мощностью 3 м) литифицированных тонкослоистых слабоволнистых алевритов, находящихся в тонком переслаивании с глинами, реже песками. Как следствие, предполагается переотложенный характер органических остатков в выше приведенных разрезах лимбятаяхской толщи. По мнению авторов, развитие в неоплейстоцене ледниковых, флювиогляциальных и озерно-ледниковых форм рельефа и формирование соответствующих отложений, наблюдаемое во множестве древних переуглубленных долин Полярного, Приполярного и Северного Урала, никак не противоречит нахождению образований другого (более раннего) временного среза – подразделений палеогена, неогена, в переуглублениях, террасовалах, бортах всех этих древних эрозионно-структурных форм [26, 31, 149, 188, 208]. Кроме того, уже сформированные палеодепрессии, выполненные отложениями эоцена–плиоцена, предопределили особенности и характер унаследованного заложения цирков и положения ложа ледников четвертичного времени. И если, как в данном случае, имеются датировки ленточных алевроглинистых ритмитов озерно-ледникового генезиса, вблизи ярко выраженных морен, то эти датировки, конечно, указывают на возраст соответствующего оледенения и его образований, а не отрицают существование сходных по составу пачек в разрезах более древних отложений (как не отрицают и инситуальность органических остатков обнаруженных в этих древних толщах).*

По совокупности биостратиграфических и палеомагнитных данных возраст лимбятаяхской толщи определяется, как средний–поздний эоцен. Подразделение является возрастным, и в значительной степени, фациальным аналогом тавдинской свиты Западно-Сибирской равнины, торговской свиты межгорных депрессий Северного Урала и верхней части сародской свиты Полярного Предуралья.

Мощность толщи – более 25 м.

* Примечание экспертов. В тезисах Д. В. Назарова с соавторами (Nazarov et al., 2009) указано тринадцать OSL возрастов в интервале 47–82 тыс. лет со средним значением 73 тыс. лет. Шесть из этих определений получено из толщи, которую авторы относят к палеогену (mP₂lm).

НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

МИОЦЕН

Миоцен на территории листа представлен буреданшорским аллювием, пембойской толщей Предуральской СФЗ и усть-лимбятаяхской толщей Уральской СФЗ.

Буреданшорский аллювий (αN_{1br}) выделен при ГС-50 [182] на левобережье р. Силоваяха, во вскрытых скважинами захороненных понижениях коренного субстрата (скв. 10), как базальные грубообломочные образования мощностью более 14 м, перекрытые морскими песками и алевритами лыжской свиты. На севере листа, эти отложения заполняют фиксированную кораи выветривания палеодепрессию северо-западного простирания, совпадающую с зоной простирания Главного Пайхойского надвига. Древний аллювий сложен пестроокрашенными песчано-гравийными галечниками с мелкими валунами и прослоями коричневатого-серых песчаных алевритов (до 1,25 м). В верхней части преобладают неотчетливо слоистые пестроокрашенные песчаные алевриты с примесью гальки, гравия и дресвы. Полимиктовый кластический материал представлен обломками силицитов и кремнистых известняков. В подошве вскрыт прослой (0,9 м) темно-буровато-серых песчано-дресвяных гравийников с редкой галькой и обломками дезинтегрированных подстилающих пород. Генезис подразделения принят аллювиальным по характеру заложения образований в понижениях коренного ложа. По положению в разрезе и согласно СЛ возраст подразделения определяется как ранний миоцен. Максимальная вскрытая мощность более 14 м (скв. 10).

Усть-лимбятаяхская толща (αN_{1ul}) аллювиального генезиса выделена при проведении ГДП-200 и прослежена в обрывах межгорной эрозионно-структурной депрессии р. Лимбятаяха. Представлена галечниками и гравийниками послойно неравномерно валунными, с пачками и прослоями песков, алевритов с глауконитом. С размывом перекрывает пески лимбятаяхской толщи.

В опорном разрезе (опорн. разрез 23) в локальном эрозионном окне Лимбятаяхской ЭСД на пачке, палинологически датированных эоценом лимбятаяхских мелко-тонкозернистых песков с тонкими прослоями алевритов с размывом залегает (снизу вверх):

- пачка гравийников, преимущественно мелких темно-серых с примесью крупно-грубозернистого песка. Примесь гальки 10–20 %. Единичные мелкие валуны. В кровле переходит в галечные валунники (валуны 0,4–0,6 м)2,3 м
- пачка горизонтально переслаивающихся галечников и песков. Галечники от крупных до мелких, с песчано-гравийным заполнителем. Встречены включения единичных валунов. В кровле – линзы алевритистых глин с глауконитом (2–5 %), содержащие богатые палинокомплексы. Наблюдается срезание слоев песка слоями галечника2,5 м
- галечники с гравийно-песчаным и песчано-гравийным заполнителем, горизонтальнослоистые. Примесь валунов неравномерная от слоя к слою – от единичных валунов до 30 %. В верхней части – серия песчаных прослоев (0,1 м) с тонкими линзами серого алеврита, содержащего богатые палинокомплексы. Ритмичность в верхней части регрессивного типа5 м
- пачка ритмичного переслаивания галечника и гравийника. Ритмы – 1–1,5 м. Типичный ритм – галечники крупные в основании (с мелкогалечно-гравийно-песчаным заполнителем и обилием преимущественно мелких валунов) постепенно переходят в мелкогалечные гравийники, с крупнозернистым песчаным заполнителем и редкой крупной галькой. Часто в кровле наблюдается выдержанный по простиранию гравийно-песчаный или песчано-гравийный слой. Галечники, с валунами в основании ритмов, часто обогащены глинистым материалом, содержащим характерные палинокомплексы6 м

Галечники перекрываются маломощными супесями с редкой галькой и мелкими валунами ханмейского флювиогляциала (?).

В палинологических спектрах, выделенных из линз и тонких прослоев глинистых песков, алевритов и суглинков усть-лимбятаяхской толщи, заметную роль играют мелколиственные и травянистые растения, хотя роль теплолюбивых растений также велика.

Для нижней части разреза (пачка 2) содержание березы *Betula ex. sect. Albae* (*B. gracilis* Pan., *B. suberecta* Pan., *B. sp.*) достигает 20–21 %, ольхи – *Alnus* (*A. quadrapollenites*, *A. cf. robus*, *A. sp.*) – 3–6 %, ивы – *Salix sp.* – 1 %. Широколиственных растений тропических и теплоумеренных зон 29–34 %: *Quercus* (*Q. cf. sibirica* Pan., *Q. gracilis* Pan., *Q. sp.*) – 5–8 %; *Castanea* (*C. crenataeformis* Samig., *C. sp.*) – 3–5 %; *Castanopsis* (*C. pseudocingulum* (R. Pot.) Boitz., *C. sp.*) – 2 %; *Fagus grandifoliiformis* – 0–2 %; сем. *Juglandaceae* (*Juglans sieboldianiformis* Vojc. – 2–3 %, *Platycarya sp.* – 0–1 %, *Carya spackmania* Trav. и *Carya sp.* – 1–2 %); *Myrica pseudogranulata* Glad., *M. sp.* – 4 %; *Tilia tomentosiformis* – 0–1 %; *Larix* – 0–1 %; *Ilex cf. integra* – 0–1 %; *Nyssa crassa* – 1–2 %. Присутствуют реликтовые формы *Trudopollis* – 1 %, *Aquilopollenites* – 0–1 %. Травянистых и кустарничковых растений 13–19 %: разнотравье – 11 %, *Chenopodiaceae* –

0–1 %, *Ericaceae* – 0–5 %, *Sparganium* – 1–2 %. Голосеменные растения представлены *Taxodium* sp. – 0–1 %; *Picea tobolica* Pan., *P. sp.* – 2 %; *Pinus sibirica* – 1–2 %; *P. cembraeformis* – 2 %; *Cedrus* cf. *crispa* – 0–1 %. Из споровых растений *Sphagnum* – 3–9 %, сем. *Polypodiaceae* – 12–13 %, *Lycopodium* sp. – 0–1 %. Таким образом, данному этапу осадконакопления свойственны лесные флоры (смешанные леса), в которых заметную роль стали играть мелколиственные породы, что говорит об изменении климата в сторону похолодания, хотя общие черты тургайской флоры сохранились. Подобные палинокомплексы формировались на рубеже олигоцена и миоцена в пределах Западно-Сибирской равнины и сопоставляются с палинокомплексом *Quercus–Ulmus–Betula* (заключение Л. Г. Деревянко).

В верхней части разреза (пачки 3 и 4) палинологические спектры отличаются от предыдущих значительным увеличением содержания трав за счет сокращения древесной составляющей. Пыльца травянистых и кустарничковых растений составляет 25–33 %, разнотравье – 24–25 %, *Chenopodiaceae* – 3–7 %, *Sparganium* – 0–1 %. Растительность субтропической, теплоумеренной и умеренной зон представлена сем. *Juglandaceae* (*Juglans sieboldianiformis* Vojc. – 0–3 %, *Platycarya* sp. – 0–2 %, *Carya spackmania* Trav., *C. sp.* – 0–2 %), *Quercus* (*Q. cf. sibirica* Pan., *Q. gracilis* Pan., *Q. graciliformis* Pan., *Q. sp.*) – 4–7 %; *Castanea* (*C. crenataeformis* Samig., *C. sp.*) – 2 % и *Castanopsis* (*C. pseudocingulum* (R. Pot.) Boitz., *C. sp.*) – 0–2 %; *Fagus grandifoliiformis* – 0–1 %; *Myrica pseudogranulata* Glad., *M. sp.* – 2–5 %; *Acer* sp. – 0–1 %; *Liquidambar* sp. – 0–1 %; *Tilia tomentosiformis* – 0–1 %; *Larix* – 0–1 %; *Carpinus* sp. – 0–2 %; *Betula* ex. sect. *Albae* (*B. gracilis* Pan., *B. suberecta* Pan., *B. sp.*) – 6–11 %; *Alnus* (*A. quadrapollenites*, *A. cf. robus*, *A. sp.*) – 7–8 %; *Salix* sp. – 2–5 %; *Corylus* – 6–11 %. Голосеменные играют подчиненную роль в комплексе: *Taxodiaceae* – 2–6 %; *Picea tobolica* Pan., *P. sp.* – 2–5 %; *Pinus sibirica* – 1–3 %; *P. cembraeformis* 0–2 %; *Cedrus* cf. *crispa* – 0–1 %. Присутствуют реликтовые формы *Trudopollis* – 0–2 %, *Aquilopollenites* – 0–2 %. Из споровых растений определены *Sphagnum* – 1–10 %, *Polypodiaceae* – 3–11 %, *Lycopodium* sp. – 0–2 %, *Ophioglossum* sp. – 0–1 %, *Cyathea* – 0–3 %. По заключению Л. Г. Деревянко, такого рода спектры характерны для раннемиоценовых отложений и сопоставляются с палинофлорами нижнего миоцена (киреевские слои абросимовского горизонта Западно-Сибирской равнины), для которых характерно возрастание роли мелколиственных и трав при значительном участии широколиственных *Quercus*, *Juglans* и др.

Существует некоторый критический подход, применяемый к приведенным биостратиграфическим данным по усть-лимбятаяхской толще, основанный на абсолютных датировках (66±4 и 72±5 тыс. лет OSL [114]) полученных на том же нижнем отрезке долины реки Лимбятаяха у южной рамки листа в разрезе флювиогляциальных ритмичных песков, гравийников и галечников, сопряженных с моренными валами долины р. Кара. По нашему мнению, корреляция флювиогляциала, и его датировок, возможна с расположенными вблизи них, ярко выраженными моренами соответствующего ханмейского оледенения в долине р. Кара, но эти датировки не должны распространяться на разрезы находящиеся в «эрозионных окнах» и отрицать существование в районе литологически близких пачек в более древних отложениях, слагающих иные геоморфологические формы рельефа (террасоувалы, переуглубления). Кроме того, в выше приведенных палинокомплексах отсутствуют важные для четвертичного периода данной территории виды, отражающие холодный климат, такие как, например, *Betula* sect. *Nanae* – карликовая березка. Такой «фоновый» занос в четвертичные осадки любого генезиса, должен был бы происходить, даже в ходе переотложения древних спор и пыльцы.*

Возраст усть-лимбятаяхской толщи по биостратиграфическим данным принимается как миоцен.

Видимая мощность толщи более 16 м.

Пембойская толща (am,mN₁pb) аллювиально-морского и морского генезиса выделена при ГДП-200. Закартирована в юго-западной части территории в обрамлении возвышенности Пембой, где прослеживается широкой (до 4–5 км) и протяженной (более 20 км) полосой в основании кайнозойского чехла. В рельефе выражается первой литоморфной (к западу от возвышенности Пембой) невысокой грядой (увалом), возникшей в результате проявления процессов комплексной денудации, срезавшей здесь серию цикличнопостроенных подразделений среднего кайнозоя. Толща изучена на р. Тальмаю и р. Хальмерью в многочисленных обнажениях (опорн. разрезы 9, 10, 20, 25).

Разрез нижней части подразделения вскрыт в бортах эрозионного вреза р. Тальмаю (опорн. разрезы 20, 25). В основании залегает пачка (видимой мощностью более 2,5 м) гравийных галечников с разноокатанными валунами, редко глыбами. В заполнителе – крупнозернистый пе-

* Примечание эксперта. Неогеновая, с точки зрения авторов, усть-лимбятаяхская толща (aN₁ul), датирована ОСЛ-методом (Nazarov et al., 2009), получены три датировки в интервале 66–82 тыс. лет.

сок. Характерно послойное ожелезнение. Перекрывается пачкой плотных глинистых суглинков с примесью плохоокатанных обломков местных пород, количество которых резко увеличивается у подошвы. Мощность пачки суглинков – более 8 м.

Разрез верхней части изучен по правому борту р. Хальмерью (опорн. разрезы 9, 10), где представлен синевато-серыми оскольчатыми глинами, перекрытыми пачкой переслаивания песков с алевролитами. Характерна как тонкая горизонтальная слоистость (прослои от 0,5 до 2–4 см), так и волнистая со знаками ряби в песчаных прослоях. Мощность – более 8 м.

Из нижней части разреза в глинистом прослое из пачки гравийных галечников и в низах пачки суглинков, перекрывающих галечники, определены однотипные палинокомплексы, указывающие на распространение в период осадконакопления смешанных лесов, в которых заметную роль играли широколиственные растения при значительном участии мелколиственных и хвойных. Содержание березы *Betula ex. sect. Albae* (*B. gracilis* Pan., *B. suberecta* Pan., *B. sp.*) – 11–15%; ольхи *Alnus* (*A. quadrapollenites*, *A. cf. robus*, *A. sp.*) – 3–5%; ивы *Salix sp.* – 3–6%. Широколиственных растений тропических и теплоумеренных зон 26–32%: *Corylus cf. avellana*, *C. sp.* – 4–6%; *Quercus* (*Quercus cf. sibirica* Pan., *Q. gracilis* Pan., *Q. sp.*) – 5–7%; *Castanea* (*C. crenataeformis* Samig., *C. sp.*) – 2–3%; *Castanopsis* (*C. pseudocingulum* (R. Pot.) Boitz., *C. sp.*) – 1%; *Fagus grandifoliiformis* – 1–3%; сем. *Juglandaceae* (*Juglans sieboldianiformis* Vojc.) – 2%; *Platycarya sp.* – 0–2%; *Carya spackmania* Trav., *C. sp.* – 4%; *Carpinus sp.* – 0–1%; *Myrica pseudogranulata* Glad., *M. sp.* – 1–4%; *Garrina sp.* – 1%; *Rhus* – 0–1%; *Ulmus* – 0–1%. Присутствуют реликтовые формы *Orbiculopollis* – 1%. Травянистых и кустарничковых растений 14–15%: разнотравье – 7–10%, сем. *Polygonaceae* – 0–1%, *Chenopodiaceae* – 1–6%, *Ericaceae* – 0–1%, *Rosaceae* – 0–1%. Голосеменные растения представлены *Taxodium sp.* – 2–3%; *Picea tobolica* Pan., *P. sp.* – 4–9%; *Pinus sibirica* – 4–8%. Из споровых растений *Sphagnum* – 9–12%, сем. *Polypodiaceae* – 6–10%, *Lycopodium sp.* – 0–2%. В целом, для данного этапа осадконакопления были характерны лесные флоры (смешанные леса), в которых заметную роль стали играть мелколиственные породы. По заключению Л. Г. Деревянко подобные палинокомплексы характерны для рубежа олигоцена и миоцена Западно-Сибирской равнины.

В опорных разрезах 9, 10, 21 определены палинокомплексы лесного типа растительности (смешанные леса) нижнего–среднего миоцена (сопоставляются с палинофлорами бещеульского горизонта Западно-Сибирской равнины, определения Л. Г. Деревянко). В древесной части комплекса доминируют: береза древовидная – *Betula ex. sect. Albae* – 20–23%; ольха – *Alnus sp.* – 6–10%; ива – *Salix sp.* – 1–4%; широколиственные теплоумеренных зон – *Corylus cf. avellana*, *C. sp.* – 4–7%; *Quercus cf. sibirica* Pan., *Q. sp.* – 1–3%; *Castanea crenataeformis* Samig., *C. sp.* – 0–3%; *Castanopsis sp.* – 1–3%; *Carya sp.* – 0–5%; *Juglans sieboldianiformis* Vojc. – 0–1%; *Platycarya sp.* – 0–2%; *Carpinus sp.* – 0–1%; *Myrica sp.* – 0–3%; *Ilex cf. integra* – 0–1%; *Liquidambar sp.* – 0–1%. Присутствуют реликтовые формы *Trudopollis*, *Aquilopollenites*, *Orbiculopollis* – 0–2%, но они, вероятнее всего, переотложенные. Травянистых и кустарничковых растений 18–23%: разнотравье – 12–15%, сем. *Polygonaceae* – 0–1%, *Cyperaceae* – 0–2%, *Ericaceae* – 0–1%, *Chenopodiaceae* – 3–4%, *Ranunculaceae* – 0–1%, *Caryophyllaceae* – 0–3%, *Sparganium* – 0–1%. Голосеменные растения присутствуют в количестве 9–15% и представлены *Taxodium sp.* – 1–2%; *Picea tobolica* Pan., *P. sp.* – 4–7%; *Pinus sibirica* – 3–7%; *Juniperus sibirica* – 0–1%. Споровые: *Sphagnum* – 7–15%, сем. *Polypodiaceae* – 6–14%, *Lycopodium sp.* – 0–1%. Такие палинокомплексы, по сравнению с абросимовскими, характеризуются некоторым обеднением (выпадением ряда теплолюбивых растений), что может быть обусловлено похолоданием и увлажнением климата.

В опорных разрезах 21 и 25 (низы толщи) обнаружены комплексы морской микрофауны представленные фораминиферами нескольких видов схожих по общему облику, размерам и сохранности. Определены *Haynesina asterotuberculata* (Voorth.), *H. orbicularis* (Brady), *Criboelphidium granatum* Gud., *Toddinella lenticulare* Gud., *Trifarina angulosa* (Will.), *Cassidulina subacuta* (Gud.), *Islandiella islandica* Norv., *Criboelphidium goesi* Stschedr., единичные *Cassidulina laevigata* Orb., *Cassandra sp.*, *Retroelphidium aff. atlanticum* Gud., *R. hyalinum* Brodn. (определения Н. Ю. Аникиной). В верхней части разреза толщи (опорн. разрезы 9, 10) обнаружены только единичные фораминиферы *Cassandra helenae* (Feyl.-Hanss. et Buz.), *Criboelphidium goesi* Stschedr., *C. granatum* Gud., *Cassidulina laevigata* Orb., *C. subacuta* (Gud.), *Retroelphidium aff. subclavatum* Gud., *R. aff. atlanticum* Gud., *Buccella frigida* (Cuschm.).

Палеомагнитные исследования опорных разрезов пембойской толщи проводились по общепринятой методике и для пачки глинистых суглинков из низов разреза (опорн. разрез 21), согласно заключению А. Н. Храмова и др. (Лаборатория магнитостратиграфии и палеомагнитных реконструкций ВНИГРИ) склонения характерной компоненты J_n с высокой степенью уверенности указывают на донеогеновый (доплиоценовый? - авт.) возраст пород. Для пачки переслаивания

вания песков с алевритами из верхней части разреза (опорн. разрез 9) выявлена зона обратной полярности, что говорит о наличии в разрезе более древних магнитозон, чем эпоха Брунес.

Толща несогласно залегает на породах триаса и перекрывается породами колвинской свиты. Возраст пембойской толщи по совокупности биостратиграфических и палеомагнитных данных принимается соответствующим раннему–среднему миоцену. Мощность толщи – более 20 м.

МИОЦЕН–ПЛИОЦЕН

Пембойская толща, лыжская свита и колвинская серия нерасчлененные (mN₁₋₂pb–kl), широко распространены на территории: севернее возвышенности Пембой, в эрозионных окнах у подножия хр. Оченырды и на междуречье реки Хальмерью и верхнего течения р. Кары (руч. Буршор и др.), где вскрыты многочисленными горными выработками. В северной части листа, они вскрыты скважинами в ходе буровых работ при ГС-50 в 1980–1990-х гг. [182, 185]. Для большей части территории образования рассматриваются, как нерасчлененные, из-за невозможности на данном этапе изученности площади провести раздельное их картирование. Подразделение циклично построено и представлено чередованием пачек грубообломочного материала – галечников, песков с пачками глинистого состава – глинами, алевритами, суглинками. Мощность – до 130 м. Залегает на доэоценовом комплексе пород, перекрывается породами падимейской и роговской серий плиоцена–эоплейстоцена, а также образованиями ледниковых комплексов ханмейского и полярноуральского времени.

Возраст для нерасчлененного подразделения принят как миоцен–нижний плиоцен по возрасту составляющих его самостоятельных подразделений, генезис преимущественно морской. Пембойская толща охарактеризована выше.

Лыжская свита в составе нерасчлененного стратона развита в северной части листа, где вскрыта многочисленными скважинами (скв. 2, 4, 9, 10 и др.) при ГС-50 [182] и рассматривается нами в качестве более глубоководного фациального аналога верхней части пембойской толщи. Разрез сложен морскими светло-серыми, реже зеленовато-серыми алевритами и серыми, желтовато-серыми тонко-мелкозернистыми песками с горизонтальной и волнистой слоистостью. В основании свиты нередко отмечается тонкий прослой (до 0,8 м) брекчированных плотных буровато-серых алевритов с пятнами ожелезнения, многочисленными включениями гравия, дресвы, гальки и конкреционных стяжений лимонита. Для верхней части характерны редкие включения гравия и мелкой гальки.

В большинстве разрезов лыжская свита залегает на цоколе палеозойских пород, а в единичных случаях на палеогеновых корках выветривания и буреданшорском аллювии нижнего миоцена. Перекрывается плиоценовыми осадками.

В алевритах и песках свиты, непосредственно севернее площади [182], встречаются банковые скопления тонкостенных раковин моллюсков: *Propeamusium groenlandicum* (Sow.), *Nucula tenuis* (Mont.), *Yoldiella lenticula* (Moll.), *Macoma calcarea* (Chemn.), *Leda* sp., *Astarte montagui* Dillw., *Serripes* cf. *groenlandicum*, *Admete* cf. *viridula* Fabr., а также многочисленные комплексы фораминифер, отличающиеся большим видовым разнообразием (до 44 видов и 2 392 экз. на образец в 25 г), для которых характерно преобладание видов *Retroelphidium subclavatum* (Gud.), *Cassidulina subacota* (Gud.) и значительное содержание *Haynesina orbicularis* (Brady), *Toddinella lenticulare* (Gud.), *Alobaminoides mitis* (Gud.), *Astrononion gallowayi* L. et T. Акцессории представлены *Quenqueloculina* cf. *arctica* Cushm., *Q.* cf. *longa* Gud., *Pateoris* cf. *circulatus* (Born.), *Milolinella pyriformis* (Schlumb.), *Pyrgo williamsoni* (Silv.), *Lagena meridionalis* Wiessn., *L. feildeniana* (Brady), *Fissurina marginata* (Walk et Joc.) и др. По заключению Л. А. Тверской эти комплексы характерны для мелководных, хорошо прогреваемых бассейнов с пониженной соленостью. Спорово-пыльцевые комплексы свиты (скв. С-8 и С-9 [182]) отражают развитие лесной растительности с преобладанием хвойных видов *Pinaceae* и *Taxodiaceae*. Значительна также роль широколиственных пород *Juglandaceae*, *Corylus* sp., *Carninus* sp. и мелколиственных пород семейства *Betulaceae*. По заключению Л. Г. Деревянко такие комплексы соответствуют растительности раннего–среднего миоцена Европейской части суши.

По совокупности данных и комплексам органических остатков возраст свиты считается миоценовым. Максимальная вскрытая мощность лыжской свиты достигает 40 м (скв. 2).

Описание верхней составляющей нерасчлененного стратона – колвинской серии приведено ниже в разделе «Плиоцен».

ПЛИОЦЕН

Палеомагнитные данные и палинологические характеристики, полученные в ходе последних съемок [27, 28, 30, 32, 182, 209] и специализированных стратиграфических исследований [107, 134, 149, 183, 208], указывают на широкое распространение плиоценовых образований в пределах Предуральской и Уральской СФЗ, как по всему региону, так и на площади листа. Плиоцен представлен отложениями континентального, морского и субконтинентального (прибрежно-морского и ледово-морского) генезиса.

Для Предуральской СФЗ на территории листов выделены воркашорский аллювий, колвинская, падимейская, роговская серии и нерасчлененный стратон отвечающий падимейской и роговской сериям. Для межгорных эрозионно-структурных депрессий Урала выделяется – савожский аллювий. Необходимо отметить, что выделение колвинской, падимейской и роговской свит в ранге серий принятое в Полярноуральской СЛ-200 представляется противоречащим положениям Стратиграфического кодекса, т. к. подразделения, составляющие эти серии, самостоятельно не использовались при картировании из-за своей малой мощности. Колвинская, падимейская и роговская свиты являются валидными подразделениями с 60-х гг. XX в. Их картирование необходимо проводить в ранге свит. Авторы сожалеют, что внести соответствующие изменения в СЛ-200 не удалось.

В последние годы при подготовке комплекта ГК-1000 листов Q-41, P-40 и серии ГК-200 [26, 28, 30, 31, 162, 209] по Тимано-Уральской области получены магнитостратиграфические данные (изучено около 10 тыс. магнитостратиграфических уровней), основанные на многолетних исследованиях Отдела палеомагнитных реконструкция ВНИГРИ под руководством А. Н. Храмова (рис. 5 по [28]). Данные указывают на соответствие колвинских разрезов ортохрону Гильберт (нижний плиоцен), падимейских разрезов – преимущественно ортохрону Гаусс (средний плиоцен), а роговских разрезов – низам ортохрона Матуяма (верхний плиоцен). Эти построения подтверждаются определениями комплексов моллюсков в разрезах Большеземельской тундры [49].

Воркашорский аллювий (aN_2vr) выделен по материалам бурения [182] в северной части площади, где в ряде линейных понижений поверхности скального субстрата под песками базальной пачки колвинской «ритмосвиты» зафиксированы более грубообломочные образования предположительно аллювиального генезиса – серые, черные и темно-серые песчано-дресвяные гравийники с галькой и валунами. Размер последних иногда превышает 0,5 м. Разноокатанный обломочный материал этих слоев представлен местными типами пород: силицитами, фтанитами, глинисто- и углеродисто-глинисто-кремнистыми сланцами, кремнистыми известняками. Реже присутствуют песчаники, диабазы.

Воркашорский аллювий в большинстве известных разрезов залегает на цоколе палеозойского фундамента, в редких случаях на алевритах лыжской свиты и перекрывается образованиями колвинской серии. Плиоценовый возраст аллювия принят по положению в вертикальном разрезе кайнозойских отложений. Мощность подразделения от 5 до 18 м (скв. 6).

Авторы считают, необходимым отметить, что неперенное выделение воркашорского аллювия, как самостоятельного подразделения, представляется излишним, поскольку колвинская серия должна отражать крупный цикл осадконакопления (согласно статьям V.8 и V.9 Стратиграфического Кодекса [78]) и, соответственно, включать локально развитые наиболее грубообломочные базальные фации начала своего цикла, которые отвечают полному объему воркашорского аллювия.

Колвинская серия (mN_2kl) выделена Б. Л. Афанасьевым и др. (1963 г.) по р. Колва (Большеземельская тундра) в ранге свиты.

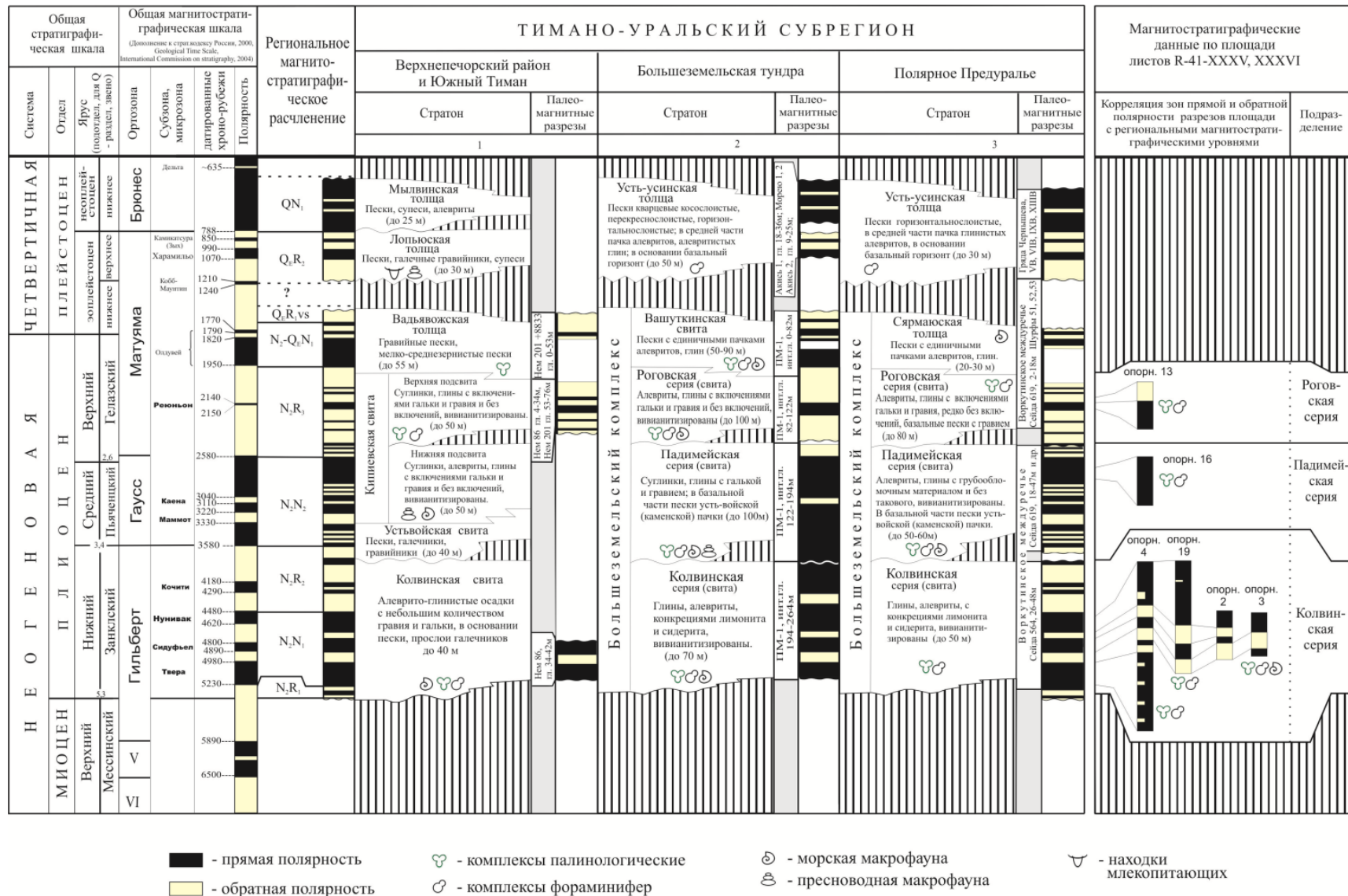


Рис. 5. Магнито-стратиграфические данные по разрезам площади листов R-41-XXXV, XXXVI и корреляция с данными магнито-стратификации плиоцена Тимано-Уральского субрегиона.

На территории листа колвинская серия в ранге свиты выделялась исследователями с 1970-х годов [177, 180, 182]. Представлена морскими плотными (до литифицированными) суглинками с примесью грубообломочного материала. В основании включает аллювиально-морские прибрежные пески, тонко- и мелкозернистые со щебнем, галькой и гравием различной окатанности. Присутствие морских колвинских отложений для северной части было установлено при ГС-50 [182, 185] и прослежено по площади при подготовке материалов ГК-200 рассматриваемой территории. В большинстве разрезов отложения колвинской серии залегают на пембойской толще и ее фациальном аналоге для северной части листов – лыжской свите или на палеозойском цоколе, в ряде понижений подстилается локально развитым воркашорским аллювием. При переходе от аллювия, в подошве колвинской серии наблюдается появление прослоев темно-серых песчанистых алевритов и песков (до 4,5 м). На породах базальной пачки во всех случаях прослеживается наиболее богатая микро- и макрофауной нижняя часть колвинской серии – гаревские слои. Они известны во многих разрезах по картировочным скважинам (скв. 1, 5, 6, 7 и др. [182]). В низах гаревских слоев часто наблюдаются песчанистые алевриты с разноокатанным обломочным материалом (щебень, дресва, галька, валуны), мощностью 2–3 м. Основной объем разреза гаревских слоев слагают темно-серые (до черных) и зеленовато-темно-серые плотные глинистые алевриты с тонкими прослоями темно-коричневых и коричневатобурых («шоколадных») глин. Характерно присутствие мелкой гальки, конкреционных стяжений лимонита, «гнезд» и линзовидных включений светло-серых, белых «мучнистых» глин и тонкозернистых песков. В верхней части алевриты часто имеют оскольчатую текстуру.

Из органических остатков выявлены многочисленные и разнообразные комплексы фораминифер и моллюсков. По составу они близки фаунистическим комплексам лыжской свиты, от которых отличаются большим видовым разнообразием. Из сборов моллюсков в обнажениях по р. Каре севернее рамки листа [177, 180] по материалам ранее проведенных работ В. С. Зархидзе определены арктобореальные и бореальные виды с примесью тепловодных: *Mya truncata* L., *Astarte montagui* (Dillw.), *A. borealis* Chemn., *A. elliptica* (Brown), *Propeamussium groenlandicum* (Sow.), *Yoldiella lenticula* (Null.), *Serripes groenlandicum* (Chemn.), *Littorina littorea* Linn., *Arctica islandica* Linn., *Polinices pallidus* (Brod. et Sow.), *Natica clausa* (Brod. et Sow.), *Modiolus modiolus* Linn., *Balanus* sp. В северной части листа на р. Воркатывис (опорн. разрез 3) в пачке базальных песков А. В. Крыловым определены *Arctica islandica* (Linne), *Mya truncata* L., *Astarte* sp.

Гаревские комплексы фораминифер в отдельных пробах насчитывают до 20–57 видов и от 300 до 14 тыс. экземпляров раковин (опорн. разрез 3, скв. 7, 8, 11 [182, 185]). В количественном отношении преобладают кассидулины (до 45 %): *Cassidulina subacuta* (Gud.), *C. reniformis* (Norw.) и ретроэльфидиумы (до 26 %): *Retroelphidium atlanticum* (Gud.), *R. subclavatum* (Gud.), *R. obesum* (Gud.). Обильно (до 7 %) представлены комплексы хайнезин: *Haynesina orbicularis* (Brady), *H. asterotuberculata* (Voorth.), *H. parva* (Gud.) и букцелл: *Buccella frigida* Cushman., *B. hannai arctica* (Voloshin), *B. inusitate* And., *B. troitzkii* (Gud.), *Alabaminioides mitis* (Gud.), *Cibicides rotundatus* Stschedr. Разнообразны акцессории: *Quenqueloculina* cf. *borea* (Gud.), *Q.* cf. *arctica* Cushman., *Q. longa* (Gud.), *Pateoris circulatus* (Born.), *Miliolinella subrotunda* (Mont.), *Melonis* cf. *zaandamae* (Voorth.) и др. В составе акцессориев характерно появление *Retroelphidium* aff. *boreale* (Gud.) и *R.* sp. nov. Так, в скважине 7, на междуречье рр. Мадагавож и Силоваяха, максимальное количество фораминифер на глубине 110,5 м достигает 14 тысяч экземпляров при 57 видах, а выше количество фораминифер резко уменьшается (на глубине 108,6 м – 1 165 экземпляров и 30 видов, на глубине 107 м – 517 экземпляров и 16 видов) до десятков, и даже единичных экземпляров по основному разрезу колвинской свиты [182, 185].

Максимальная мощность гаревских слоев 32 м (скв. 5).

На гаревских глинистых алевритах часто залегают хорейверские слои мощностью, в отдельных случаях, до 28 м [182], сложенные мелко- и тонкозернистыми кварцевыми песками с тонкой горизонтальной и косою слоистостью, подчеркнутой скоплениями глинистых и гравийных фракций. Присутствуют мелкие конкреционные стяжения лимонита и прослои (до 1,2–1,3 м) серых, буровато-серых брекчированных алевритов с мелкими гнездообразными включениями белесых «мучнистых» глин. В незначительном количестве (1–2 %) присутствует примесь гравийно-мелкогалечного материала. Бедные комплексы фораминифер (до 14 экземпляров 9 видов) представлены видами: *Retroelphidium atlanticum* (Gud.), *R.* cf. *hyalinum* (Brodn.), *Cassidulina subacuta* (Gud.), *C. reniformis* (Norv.), *Fissarina laevigata* Reus., *Haynesina asferotuberculata* (Voorth.), *Elphidiella* cf. *artica* (Park. et Jones) и др.

Верхняя часть колвинской серии [182] представлена «оскольчатыми» и горизонтально-слоистыми алевритами с включениями гравия, мелкой плоской гальки и редко валунов. Подчиненно присутствуют прослои (от 0,3 до 1,5–3,0 м) песков. Характерно присутствие гнездообразных, линзовидных или точечных включений белого «мучнистого» вещества. Комплекс фо-

раминифер по заключению Л. А. Тверской «принадлежит колвинскому типу». Максимальное содержание раковин не превышает 59 экземпляров 15 видов. Доминируют ретроэльфидиумы (до 41 %): *Retroelphidium atlanticum* (Gud.), *R. hyalinum* (Brod.), единичные *R. aff. subclavatum* и *R. obesum*. Часто встречаются *Cassidulina subacuta* (Gud.), *C. reniformis* (Norv.), *Haynesina orbicularis* (Brady), *H. cf. asterotuberculata* (Voorth.). Акцессории представлены: *Buccella frigida* (Cushm.), *B. cf. hannai arctica* (Volosh.), *B. inusitata* Anderss, *Melanis zaundamae* (Voorth.), *Toddinella lenticularis* (Gud.), *Planocassidulina norcrossi* (Cushm.) и др.

Данные образования, ранее относили к льыммусюрской свите [182], выделение которой предусмотрено Полярно-Уральской СЛ-200 [208]. Однако, в стратотипическом разрезе колвинской свиты в центральной части Печорской низменности [4], имеющем максимальное удаление от береговых линий колвинского палеобассейна, верхняя часть разреза (мощностью 34 м), представлена алевритами и так же содержит спорадически распределенную мелкую гальку и единичные гальки размером до 5 см с максимальным количеством грубообломочного материала в середине этой пачки (в десятиметровом интервале). Поэтому, в разрезах площади, находящихся вблизи палеобереговых линий сопряженных с Уральским и Пайхойским орогенами, вышеупомянутая толща алевритов с грубообломочной примесью, по аналогии со стратотипическим разрезом, была отнесена к верхней части колвинской серии.

Как самостоятельное подразделение колвинская серия картируется только в юго-западной части площади в западном обрамлении возвышенности Пембой, где ее породы выходят в бортах р. Тальмаю. Залегает на пембойской толще и с размывом перекрывается базальными горизонтами падимейской серии плиоцена.

Наиболее представительный разрез, отвечающий верхней части серии вскрыт горными выработками по р. Тальмаю (опорн. разрезы 17, 19). Он представлен плотными суглинками (до слаболитифицированных) комковатой и оскольчатой структуры. Цвет от коричневого (за счет близповерхностного окисления) до серого и синевато-серого. По разрезу толщи наблюдается примесь плохोकатанного грубообломочного материала близко расположенных скальных пород перми и триаса (?). Отдельные обломки выветрелые и разложившиеся (до полной дезинтеграции). В основании – толща серых и светло-серых песков тонко- и мелкозернистых с щебнем, галькой и гравием различной окатанности. Отмечаются прослой более грубого песка и неравномерное ожелезнение. Мощность более 12 м.

По всему разрезу, включая базальную пачку песков, выделены (определения Л. Г. Деревянко) близкие палинокомплексы, характеризующие лесную островного типа (с обширными лугами и заболоченными местностями) растительность колвинско-падимейского времени Тимано-Уральской области. В древесной части комплекса доминирует береза древовидная – *Betula ex. sect. Albae* – 18–25 %, ольха – *Alnus sp.* – 3–7 %, ива – *Salix sp.* – 1–2 %. В небольшом количестве или единично присутствуют широколиственные теплоумеренных зон: *Corylus sp.* – 1–4 %; *Quercus cf. sibirica* Pan., *Q. sp.* – 0–2 %; *Castanea crenataeformis* Samig., *C. sp.* – 0–2 %; *Castanopsis sp.* – 0–1 %; *Fagus grandifoliiformis* – 0–1 %; *Juglans sieboldianiformis* Vojc. – 0–1 %; *Carya sp.* – 0–1 %; *Myrica sp.* – 0–2 %. Травянистых и кустарничковых растений 26–32 %: разнотравье – 16–24 %, сем. *Ericaceae* – 0–1 %, *Chenopodiaceae* – 1–11 %, *Caryophyllaceae* – 0–1 %, *Cyperaceae* – 0–3 %, *Ranunculaceae* – 0–3 %, *Compositae* – 0–2 %, *Umbelliferae* – 0–1 %, *Rosaceae* – 0–1 %. Голосеменные растения присутствуют в количестве 9–13 % и представлены *Picea abies*, *P. sp.* – 7–9 %; *Pinus sibirica* – 0–2 %; *P. silvestris* – 0–1 %; *Juniperus sibirica* – 0–1 %. Споровые травянистые растения играют заметную роль в комплексе – *Sphagnum* – 9–15 %, сем. *Polypodiaceae* – 9–15 %, *Lycopodium sp.* – 0–2 %.

Наиболее представительный спектр выявлен в средней части разреза и по заключению Л. Г. Деревянко соответствует лесному типу растительности (смешанные леса) колвинского времени Тимано-Уральской области. В древесной части комплекса доминируют береза древовидная – *Betula ex. sect. Albae* – 18 %, ольха – *Alnus sp.* – 2 %, ива – *Salix sp.* – 4 %; широколиственные теплоумеренных зон: *Corylus cf. avellana*, *C. sp.* – 6 %; *Quercus cf. sibirica* Pan., *Q. sp.* – 4 %; *Castanea crenataeformis* Samig., *C. sp.* – 1 %; *Carya sp.* – 3 %; *Juglans sieboldianiformis* Vojc. – 1 %; *Garria sp.* – 1–2 %; *Rhus sp.* – 1 %; *Myrica sp.* – 3 %. Присутствуют реликтовые формы *Trudopollis*, *Aquilopollenites*, *Orbiculopollis*. Травянистых и кустарничковых растений 18 %: разнотравье – 9 %, сем. *Ericaceae* – 1 %, *Chenopodiaceae* – 3 %, *Polygonaceae* – 1 %, *Cyperaceae* – 1 %, *Ranunculaceae* – 2 %. Голосеменные растения присутствуют в количестве 10 % и представлены *Taxodium sp.* – 1 %, *Picea tobolica* Pan., *P. sp.* – 8 %, *Pinus sibirica* – 1 %. Споровые – *Sphagnum* – 21 %, сем. *Polypodiaceae* – 4 %, *Lycopodium sp.* – 1 %. Данные спектры сопоставляются с палинофлорами, близкими к таволжанским-павлодарским в пределах Западно-Сибирской равнины.

В низах глинистой части разреза на р. Тальмаю (опорн. разрез 19) обнаружены умеренно-холодные комплексы фораминифер – от 5 до 13 экземпляров, от 4 до 7 видов (определение Н. Ю. Аникиной). Наиболее часто в комплексах встречаются *Haynesina orbicularis* (Brady), *Retroelphidium atlanticum* Gud., *Criboelphidium goesi* Stschedr., *Criboelphidium granatum* Gud., *Cassidulina subacuta* Gud.

Палеомагнитные исследования фрагментов колвинской серии (опорн. разрезы 2, 3, 4, 19) выявили существование в ее палеомагнитном разрезе зон обратной полярности, что указывает на отражение в ее разрезе серии магнитозон древнее эпохи Брюнес (заклчение А. Н. Храмова и др., ВНИГРИ) и, соответственно, на время формирования подразделения до геохронологической границы в 780 тыс. лет [34].

Возраст отложений серии для территории по совокупности данных и в соответствии с СЛ-200 определяется как плиоцен. Мощность серии – до 95 м [182].

В бассейне р. Силоваяха, севернее устья р. Хальмерью, колвинская серия входит в состав объединенного подразделения раннемиоцен–плиоценового возраста.

Падимейская серия (*m, gmN₂pd*) выделена К. К. Волосовичем (1966 г.) в ранге свиты с названием по р. Падимейты-Вис (бассейн р. Коротаихи). В авторском варианте название предложено для песков с бореальной фауной. В дальнейшем в ее состав были включены и вышележащие валунные суглинки. В качестве гипостратотипа рассматривается разрез на р. Воркута [208].

Как самостоятельное подразделение на площади картируется западнее возвышенности Пембой, где выполняет протяженную куэстообразную гряду шириною 1,5–2,0 км и протяженностью более 25 км. Севернее в бассейне р. Силоваяха отложения падимейской серии, вместе с перекрывающими осадками роговской серии, в составе нерасчлененного подразделения плиоцен–эоплейстоценового возраста, обнажается по обоим бортам долины. Особенности ее состава на этой территории описаны ниже. Падимейская серия сложена морскими и ледово-морскими, преимущественно, тяжелыми суглинками темно-коричневыми, темно-серыми и голубоватыми (за счет примеси вивианита), а также глинами. Повсеместно отмечаются уровни с примесью гравия, гальки. В основании наблюдается прибрежно-морской песчаный или гравийный базальный горизонт. С размывом залегает на породах колвинской серии и субсогласно (со следами локального размыва) перекрывается образованиями роговской серии.

Часть разреза серии вскрыта в борту долины р. Тальмаю (опорн. разрез 16) и представлена пачкой суглинков комковатых с примазками мелкозернистого песка с включениями гальки и гравия. В этих породах выявлены однотипные палинокомплексы, характеризующие лесостепной тип растительности конца падимейского времени Тимано-Уральского региона. В спектрах преобладают травянистые растения – до 65 % всех спор и пыльцы. В древесной части комплекса доминирует береза древовидная – *Betula ex. sect. Albae* – 11–18 %, ольха – *Alnus sp.* – 1–3 %, ива – *Salix sp.* – 1–4 %. Постоянно во всех пробах присутствует в количестве 1–3 % *Betula sect. Nanae*. Из широколиственных теплоумеренных зон определены только *Corylus sp.* – 0–3 % и *Myrica sp.* – 0–1 %. Голосеменные растения присутствуют в количестве 7–16 %: *Picea abies*, *P. sp.* – 4–6 %, *Pinus sibirica* – 2–10 %, *Taxodium sp.* – 0–1 %. Травянистых и кустарничковых растений 22–36 %: разнотравье – 16–30 %, сем. *Ericaceae* – 0–2 %, *Chenopodiaceae* – 0–3 %, *Cyperaceae* – 0–4 %, *Ranunculaceae* – 0–5 %, *Compositae* – 0–1 %. Споровые травянистые растения играют заметную роль в комплексе *Sphagnum* – 7–20 %, сем. *Polypodiaceae* – 16–27 %, *Lycopodium sp.* – 0–2 %. Отмечаются спикулы губок, центрические диатомовые водоросли, перетолженные формы мезозойского и палеозойского возраста.

Породы по всему разрезу содержат раковины фораминифер от 8 до 13 видов в количестве от 10 до 28 экземпляров. Преобладают (определения Аникиной Н. Ю.) *Retroelphidium selseyense* (Н.-А. et Buz.), *Cassandra helenae* (F.-H. et Buz.), *Haynesina orbicularis* (Brady), *Cassidulina subacuta* (Gud.), *Buccella frigida* (Cushm.). Подобные комплексы, с небольшим преобладанием арктобореальных видов, существовали, предположительно, в бассейнах с пониженной соленостью на небольших глубинах.

В базальных песках серии в истоках руч. Нимтэмшор (ранее – Известняковый) на высоте около 200 м Б. Я. Осадчев отмечает сборы моллюсков *Neptunea borealis* Phil. [58].

Проведенная ревизия отдельных, ранее известных [177, 180], мест сборов моллюсков в обнажениях по р. Каре севернее рамки листа, позволила выявить древние комплексы моллюсков коррелирующиеся с известными в Западной Европе. Так, в разрезе на правом берегу р. Кары, в 4 км выше устья р. Силоваяха, А. В. Крыловым было выделено два комплекса моллюсков. Нижний комплекс, из толщи желтовато-серых тонко- и мелкозернистых песков, представлен умеренно-тепловодными моллюсками: *Arctica islandica* (Linn.); *A. cf. islandica* (Linn.), *Astarte incerta* Wood, *A. obliquata* Sow., *Isocrassina latecostata* (Spaink), *I. altenai* (Spaink), *I. basteroti*

(De la Joinkaire), *Mya truncata* Linn., *Boreotrophon truncatus* (Sorm.), а так же червями *Serpula* sp. и ракообразными *Balanus* sp. Верхний комплекс выделен из согласно перекрывающей пески толщи темно-серых алевроитов с падимейскими палинокомплексами (по заключению Л. Г. Деревянко) и представлен арктическими и арктобореальными моллюсками: *Arctica islandica* (Linn.), *Hiatella arctica* (Linn.), *Astarte crenata* (Gray), *Isocrassina basteroti* (De la Joinkaire) и ракообразными *Balanus* sp.

Три вида из нижнего комплекса: *Astarte incerta* (два экземпляра), *Isocrassina latecostata* (Spaink) (три экземпляра), *I. altenai* (Spaink) (два экземпляра), характерны для среднего плиоцена (пьяченский ярус) Бельгии, Нидерландов [111, 121]. Остальные формы нижнего и верхнего комплексов моллюсков имеют более широкое распространение. Двустворчатые моллюски *Isocrassina basteroti* (шесть экземпляров), встреченные в нижнем и верхнем комплексах являются руководящими для отложений раннего–среднего плиоцена Бельгии, Нидерландов и плиоцена Исландии [22, 111, 121].

Палеомагнитные исследования фрагментов серии (опорн. разрез 16) выявили наличие в ее палеомагнитном разрезе зон прямой полярности, что не противоречит имеющимся [28] магнитостратиграфическим данным по Тимано-Уральской области.

Возраст падимейской серии по совокупности данных и в соответствии с СЛ-200 определяется как плиоцен. Мощность – до 20 м.

Санавожский аллювий (aN_2sp) выполняет переуглубления и террасовалы в межгорной эрозионно-структурной Очетинской депрессии в пределах Уральской СФЗ. Представлен дресвяными гравийниками с песчано-глинистым заполнителем и примесью гальки, щебня, валунов, прослой и пачки алевроитов с грубообломочной примесью и без примеси. Залегает на дозоценовых образованиях и перекрывается мореной и флювиогляциалом полярноуральского оледенения.

Типичный разрез (опорн. разрез 8) находится во врезе мелкого ручья у озера Очеты и представлен (снизу вверх):

- пачка алевроитов серых с единичным гравием и галькой, к основанию пачки количество грубообломочной примеси увеличивается, появляются мелкие (до 0,3 м) валуны более 2 м
- пачка слоистых гравийных дресвяников со щебнем, галькой, мелкими валунами; характерно послойное неравномерное количество песчаного заполнителя 2 м
- алевроит коричневый с примесью дресвы и гравия более 1 м

В алевроитах нижней пачки выявлены представительные палинокомплексы, по заключению Л. Г. Деревянко, характеризующие лесостепной тип растительности падимейского времени плиоцена. Такие же палинокомплексы выявлены в санавожском аллювии при его прослеживании по простираанию Очетинской депрессии (опорн. разрез 7). В спектрах преобладают травянистые растения – до 80 % всех спор и пыльцы. Трав и кустарничков – 25–56 %; споровых травянистых – 17–46 %: разнотравье – 10–45 %, сем. *Ericaceae* – 0–1 %, *Chenopodiaceae* – 1–12 %, *Cyperaceae* – 1–22 %, *Ranunculaceae* – 2–9 %, *Compositae* – 0–1 %, *Liliaceae* – 0–1 %, *Umbelliferae* – 0–1 %, *Sparganium* – 0–1 %. Споровые травянистые растения – *Sphagnum* – 4–20 %, сем. *Polypodiaceae* – 10–26 %, *Lycopodium* sp. – 0–5 %. Среди древесных и кустарников доминирует береза древовидная – *Betula* ex. sect. *Albae* – 6–12 %, ольха – *Alnus* sp. – 3–5 %, ива – *Salix* sp. – 1–6 %, кустарниковая береза – *Betula* sect. *Nanae* – 2–3 %. Теплолюбивые растения присутствуют во всех пробах в небольшом количестве (3–10 %): *Corylus* sp. – 2–6 % и *Myrica* sp. – 0–2 %; *Carya* – 0–2 %; *Castanea* – 0–2 %; *Juglans*, *Fagus*, *Platycarya* – единично в отдельных пробах. Голосеменные растения определены в количестве 0–6 % и представлены *Picea abies*, *P.* sp. – 0–6 %; *Pinus sibirica* – 0–2 %, *P. silvestris* – 0–1 %. Идентичные палинокомплексы характерны для золотоносного санавожского плиоценового аллювия в Кожимском районе Приполярного Урала [26].

По совокупности данных и в соответствии с СЛ-200 возраст принимается как средний плиоцен [208]. Мощность – более 15 м.

НЕОГЕНОВАЯ–ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМЫ

Представлены элювиальными образованиями древних поверхностей выравнивания и нерасчлененным подразделением плиоцена–эоплейстоцена.

Элювиальные образования ($eN-Q$) развиты в юго-восточной части площади на вершинах большинства горных хребтов в пределах уплощенных площадок – фрагментах древних поверхностей выравнивания. Являются продуктом физической и химической дезинтеграции коренных

пород. Представлены лёссовидными суглинками и супесями (за счет обилия алевритового материала), с неравномерной примесью (до преобладания) глыб, щебня и дресвы подстилающих пород.

Для решения вопроса о возрастном интервале, соответствующем периоду формирования аналогичных элювиальных полей, занимающих уплощенные площадки вершин как Полярного, так и Северного Урала, в последнее время было отобрано около сотни проб из шурфов, канав и с дневной поверхности. В результате изучения палинологического материала выявлено, что на хребтах Приполярного и Северного Урала большинство проб (как правило, это пробы из алевроглинистых центров мерзлотных медальонов, найденных среди глыбовых элювиальных развалов) содержит аномально богатые палинокомплексы, аналогичные таковым из бещеульского горизонта миоцена Западно-Сибирской равнины [26, 30].

Для площади листа палинокомплексы из элювиальных образований с вершин хребта Оченырда (также центры мерзлотных медальонов среди глыбовых развалов, глубина отбора 0,3–0,5 м, опорн. разрез 15 и др.) близки палинокомплексам элювия вершин Приполярного и Северного Урала и их состав отражает гумидные климатические условия и мезофитный тип растительности миоцена. В них преобладают пыльцевые зерна. Из древесных и кустарников определены береза древовидная (*Betula* sect. *Albae* – 10–21 %), ель (*Picea tobolica*, *P. sp.* – 0–3 %), сосна (*Pinus sibirica*, *P. protocembra*, *P. cembraeformis* – 2–7 %), ольха (*Alnus* sp. – 1–12 %), ива (*Salix* sp. – 1–4 %), а также широколиственные: лещина (*Corylus* sp. – 3–15 %), липа (*Tilia tomentosiformis*, *T. sp.* – 0–3 %), дуб (*Quercus sibirica* – 1–4 %), граб (*Carpinus betulus* – 0–2 %), *Fagus grandifoliiformis* – 0–1 %, орешниковые сем. *Yuglanaceae* – *Platycarya* sp. – 1–4 %, *Carya* sp., *C. elegans* – 1–2 %, *Juglans sieboldianiformis* – 0–3 %, *Engelhardtia* sp. – 0–1 %, каштан (*Castanea crenataeformis* – 1–2 %), *Myrica* sp. – 0–3 %, *Comptonia sibirica* – 0–3 %, *Larix* sp. – 0–1 %, *Oleaceae* – 0–1 %, *Liquidambar* sp. – 0–1 %, *Ginkgo* sp. – 0–1 %, *Taxodium* sp. – 0–2 %. Теплолюбивых форм немного или единично, но состав их постоянен. Пыльца трав (9–31 %) представлена разнотравьем, гречишными сем. *Polygonaceae*, сложноцветными сем. *Compositae*, гвоздичными сем. *Caryophyllaceae*, маревыми сем. *Chenopodiaceae*, лютиковыми сем. *Ranunculaceae*, вересковыми сем. *Ericaceae*, осоковыми сем. *Cyperaceae*, кипрейными сем. *Onagraceae*, сем. *Rosaceae*, *Liliaceae*, *Sparganium* sp., *Tipha* sp., *Ephedra* sp. Споровые растения представлены сфагновыми мхами (*Sphagnum*) – 4–10 %, кочедыжниковыми папоротниками (*Polypodiaceae*) – 5–30 %, *Lycopodium* sp. – 4–27 %, *Selaginella* sp. – 0–1 %, *Huperziaceae* – 0–4 %, *Ophioglossum* sp. – 0–3 %. По заключению Л. Г. Деревянко, такие палинокомплексы аналогичны комплексам из нижнемиоценовых отложений абросимовского горизонта Западно-Сибирской низменности; комплексам верхов бельской свиты Средней Сибири и др.

Надо отметить, что такой богатый количеством палинологический материал указывает, прежде всего, на субэвральный генезис алевроглинистой составляющей покрова исследованных вершин, а «миоценовый» спектр палинокомплексов фиксирует нижнюю временную границу для образований элювиального покрова. Верхняя граница, очевидно, должна быть определена как голоцен, так как ветровой занос алевритистого материала продолжается и сегодня, а физические и химические процессы продолжают дезинтегрировать коренные породы, формировать и перерабатывать элювиальные щебнисто-глыбовые развалы вершин. Мощность подразделения – до 5 м.

ПЛИОЦЕН–ПЛЕЙСТОЦЕН, ЭОПЛЕЙСТОЦЕН

Падимейская и роговская серии нерасчлененные (m,gmN₂–Epd–rg) широко распространены, как в западной части территории – севернее возвышенности Пембой, где вскрыты многочисленными горными выработками при ГДП-200 и скважинами в ходе буровых работ при ГК-50 в 1980–1990-х гг. [182], так и в верхнем течении р. Кара, где прослежены с территории более южного листа. Показаны как нерасчлененные, из-за невозможности на данном этапе изученности площади провести их раздельное картирование. Представлены мощной (до 20 м) пачкой базальных песков и гравийников и двумя пачками суглинисто-глинистого состава, разделенных фрагментарно прослеживающейся пачкой песков. Толщи суглинисто-глинистого состава часто послойно обогащены обломочным материалом. Характерны палинокомплексы лесостепного типа растительности и лесостепного с элементами тундры. Возраст для нерасчлененного подразделения принят как плиоцен–эоплейстоцен, по возрасту составляющих его стратонов. Мощность до 60 м.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

ПЛЕЙСТОЦЕН

ЭОПЛЕЙСТОЦЕН

Образований эоплейстоцена представлены роговской серией.

Роговская серия (gmErg) картируется западнее возвышенности Пембой, где слагает широкую (до 4 км) и протяженную (25–30 км) куэстообразную гряду ограниченную с севера обширной долиной р. Силоваяха. Далее на север в бассейне этой реки, отложения роговской серии входят в состав нерасчлененного подразделения. Сложена ледниково-морскими плотными серыми и коричневато-серыми суглинками, послойно неравномерно глинистыми, с включениями грубообломочного материала. В основании залегает аллювиально-морской галечно-песчаный базальный горизонт.

Роговская серия с локальным размывом залегает на образованиях падимейской серии и южнее на листах Q-41-V, VI в переуглублениях подстилается, выделенной по бурению, пымвашорской толщей аллювиального, аллювиально-морского генезиса [209]. На рассматриваемой территории пымвашорская толща по данным бурения не выделяется. Роговская серия с глубоким размывом перекрывается неоплейстоценовыми образованиями.

В опорном разрезе в нижнем течении р. Тальмаю (опорн. разрез 13) роговская серия представлена суглинками серыми плотными с мелкой и средней галькой с различной степенью окатанности – от хорошо окатанной до щебня. Отмечается прослой с желто-зеленым оттенком. Вниз по разрезу глинистость пород увеличивается. Развито послойное горизонтальное ожелезнение.

В суглинках выявлены палинокомплексы, отличные от типично падимейских отсутствием теплолюбивых форм и с несколько большим содержанием *Betula sect. Nanae* – 2–5 %. Увеличилось количество споровых растений. Уменьшилось количество хвойных. По заключению Л. Г. Деревянко, можно говорить о более холодном климате в период осадконакопления (лесостепной тип растительности с элементами тундры) и отнести данный комплекс к началу роговского времени Тимано-Уральского региона. Определены травянистые растения: разнотравье – 24–27 %, сем. *Ericaceae* – 0–1 %, *Chenopodiaceae* – 0–2 %, *Caryophyllaceae* – 0–1 %, *Superaceae* – 0–2 %, *Ranunculaceae* – 0–3 %. Споровые травянистые растения: *Sphagnum* – 15–19 %, сем. *Polypodiaceae* – 16–20 %. Древесные растения представлены мелколиственными *Betula ex. sect. Albae* – 15–20 %, *Alnus* sp. – 3–4 %, *Salix* sp. – 2 %. Голосеменных растений немного – 4–7 %: *Picea abies*, *P.* sp. – 2–4 %; *Pinus sibirica* – 4–7 %. Отмечаются спикулы губок, центрические диатомовые водоросли, переотложенные формы мезозойского возраста.

В разрезе выделены (определения Аникиной Н. Ю.) раковины фораминифер, представленные *Haynesina orbicularis* (Brady), *Criboelphidium granatum* Gud., *Retroelphidium propinquum* Gud., *R.* cf. *atlanticum* Gud., *Cassidulina subacuta* (Gud.). В основном это арктобореальные ибореально-арктические формы, обитающие на материковой отмели. Кроме фораминифер, в этих образцах отмечены геммулы и спикулы губок, единичные радиолярии.

Палеомагнитными исследованиями фрагмента разреза роговской серии на р. Тальмаю (опорн. разрез 13) выявлена зона обратной полярности, что говорит о наличии в разрезе магнитозон древнее, чем эпоха Брюнес (заключение А. Н. Храмова и др., ВНИГРИ). Такая палеомагнитная характеристика соответствует магнитостратиграфическим данным по Тимано-Уральской области, согласно которым разрез роговской серии коррелируется с магнитостратиграфической ортозоной Матуяма в пределах гелазского яруса позднего плиоцена с возрастными границами для кровли свиты – 2,05 млн лет и для подошвы – 2,45 млн лет. Согласно мнению редактора и, поскольку, эти магнитостратиграфические материалы не утверждались МСК, возраст серии принимается по СЛ-200 – эоплейстоценовым.

Мощность – до 40 м.

НЕОПЛЕЙСТОЦЕН

Образования неоплейстоценового возраста имеют широкое площадное распространение и представлены:

- аллювиальными, озерно-аллювиальными и аллювиально-пролювиальными образованиями, отвечающими этапу формирования гидросети современного плана на территории листов;
- морскими образованиями казанцевской толщи, выделяемыми предположительно;

– ледниковыми, флювиогляциальными, озерно-ледниковыми, озерно-флювиогляциальными образованиями неоплейстоценовых оледенений;

– образованиями склонового ряда.

Необходимо отметить, что отсутствие на площади листа картируемых образований нижнего и среднего неоплейстоцена объясняется преимущественно денудационным характером развития района на этих этапах. По мнению редактора (М. А. Шишкин), отсутствие на карте отложений нижнего–среднего неоплейстоцена, а также отложений первой ступени верхнего неоплейстоцена, скорее следует объяснять их недостаточной изученностью в пределах листа, т. к. на примыкающих с юга листах Q-41-V, VI [209] и более северных территорий листа R-41 [29] они установлены достаточно широко и представлены морскими песками вашуткинской серии и песчано-алевритовыми аллювиально-морскими и озерно-аллювиальными отложениями сармаюской толщи нижнего неоплейстоцена; аллювиальными отложениями сылвицкого горизонта; ледниковыми отложениями (морена и флювиогляциал) среднеуральского надгоризонта среднего неоплейстоцена; морскими, аллювиально-морскими и озерно-аллювиальными отложениями стрелецкого горизонта верхнего неоплейстоцена. Поскольку по данным авторов, по южной границе листов на правом берегу р. Кара, пески, ранее относимые к сармаюской толще [209], палинологически датированы миоценом, а на левом берегу р. Кара по скв. 25 соответствующих песков нет в разрезе, то имеющиеся «приграничные» отложения отнесены к пембойской толще миоцена на правом берегу и к роговской серии эоплейстоцена на левом берегу р. Кара.

Среднее звено

Образования, отнесенные к среднему звену, на данном листе представлены маломощным гляциогенным покровом средненеоплейстоценового (пачвожского) оледенения и отражены на карте соответствующей штриховкой.

На водораздельных пространствах западнее долины р. Силоваяха, вне пределов распространения конечноморенных форм более молодого ханмейского оледенения, по настоянию экспертов НРС и редактора, предполагается широкое развитие, в значительной степени переработанного склоновыми и денудационными процессами, не сохранившего собственно ледниковые формы, гляциогенного покрова средненеоплейстоценового (пачвожского) оледенения. Необходимо отметить, что ледниковые образования на этих территориях не были обнаружены геологами и не картировались при ГС-50 в 70–90-х гг. XX века [182, 185]. Только намного раньше, в 1963 году при ГК-200 первого поколения [25], за год до выделения в Большеземельской тундре первых стратотипов морского и ледниково-морского кайнозоя, на данной территории широко выделялись средненеоплейстоценовые ледниковые образования с оговоркой в тексте записки, о том, что эти отложения и тогда интерпретировались Б. Л. Афанасьевым (1959 г.) и А. И. Поповым (1960 г.), как имеющие ледниково-морской генезис. Там же указывалось, что «описываемые отложения вполне идентичны «нижней морене» Воркутского района...». На сегодня это находит отражение в материалах сопряженных с юга листов, где в обнажениях Воркутинского района были изучены и закартированы падимейская и роговская серии [209].

Изучение предшественниками [25] состава валунного материала в проблематичных по генезису образованиях на территории данного листа, «как во время полевых работ (макроскопические определения), так и в процессе петрографических исследований показало отсутствие пород, чуждых Полярному Уралу и Пай-Хою. Во всех пунктах сбора валунов в большом количестве встречены эффузивы из доордовикских отложений, широко развитые в верховьях р. Кары и слагающие массив Оченырды – диабазовые порфириты, порфиритоиды, альбитофиры и их туфы. Повсеместно в составе валунов наблюдаются также лиловые и желто-белые кварциты нижнего ордовика, слагающие район горы Константинов Камень и отдельные участки в массиве Оченырды.

В западной части листа на карте по отложениям роговской серии и в меньшей степени по отложениям падимейской, колвинской серии, дана коричневая штриховка, показывающая наличие предполагаемого разорванного маломощного чехла средненеоплейстоценового гляциогенного покрова.

Верхнее звено

Верхнее звено представлено казанцевской толщей стрелецкого горизонта, ледниковыми, озерно-ледниковыми, флювиогляциальными образованиями ханмейского и полярноуральского оледенений, озерно-аллювиальными отложениями и осадками аллювиального генезиса, выполняющими первый, второй и третий надпойменные уровни современных водотоков.

В северной части площади на правобережье р. Силоваяха и по ее долине на картах предшественников [182] фрагментарно выделялись озерно-аллювиальные и аллювиальные образования соответствующие стрелецкому горизонту. Нами эти образования отнесены к озерно-аллювиальным отложениям ханмейского горизонта по их вложению в обширные зандровые поля ханмейского времени. Озерно-аллювиальные образования стрелецкого горизонта показаны на карте ГК-1000/3 [29] по бортам долины р. Ярейю. По положению в цоколях неоплейстоценовых террас, нами они скоррелированы с базальными горизонтами падимейской серии.

Стрелецкий горизонт представлен выделяемой предположительно казанцевской толщей морского генезиса, выделенной ранее на соседнем к востоку листе ГДП-200 [23].

К а з а н ц е в с к а я т о л щ а (m⁴lllkz(?)) предположительно выделяется в эрозионных окнах на границе с соседним к востоку листом Q-42-XXXI, XXXII [23], где, по материалам предшествующих исследователей, морские образования четвертой террасы захоронены под гляциальными и флювиогляциальными отложениями позднего неоплейстоцена на высотах с абс. отм. 80–100 м и частично вскрыты денудацией. Толща представлена песками, алевритами и алевритистыми песками с растительным детритом. Пески преимущественно мелко- и тонкозернистые. Алевриты и алевритистые пески имеют светло-серую окраску. Часто присутствует растительный детрит, окатыши (0,5–10 см) оскольчатых глин, железисто-марганцевые конкреции (мелкий «бобовник»). В песках и алевритах наблюдается волнистая, волнисто-линзовидная, перисто-волнистая, косая, горизонтальная и другие виды слоистости [23]. Отложения толщи залегают либо на палеозойском фундаменте, либо с размывом – на ледниково-морских образованиях роговской серии. В долине р. Кара морские и прибрежно-морские отложения стрелецкого горизонта широко выделялись на карте ГК-1000/3 [29]. Нами эти образования отнесены частично к ханмейскому флювиогляциалу, частично к песчаным толщам характерным для разрезов пембойской толщи миоцена.

Поздненеоплейстоценовый возраст казанцевской толщи, развитой в пределах территорий расположенных ближе к Байдарацкой губе [23, 186], определяется по комплексу многочисленных морских моллюсков: *Astarte montagui* (Dillw.), *A. montagui warhami* Leach., *A. (Tridonta) borealis* f. *typica* (Schum.), *A. elliptica* (Brown), *Arctica islandica* Linn., *Serripes groenlandicus* (Mohr.), *Hiatella arctica* Linn., *Littorina littorea* Linn., *Amauropsis islandica* (Gmel.), *Admete couthouyi* (Jay.), *Neptunea* aff. *despecta*, *Oenopota pyramidalis* (Strom), *Polinices pallidus* Brod. et Sow., *Buccinum* sp., *Chlamus* sp. По заключению В. С. Зархидзе, они являются типично бореальными, характерными для этого горизонта. Для этого же района В. Я. Осадчев [58], по результатам диатомового анализа приводит списки 19 видов, предположительно переотложенных позднемеловых и палеогеновых морских кремниевых жгутиковых и диатомовых водорослей. Комплексы фораминифер в скважинах соседних восточных и северных территорий [186, 195], наряду с видами широкого возрастного диапазона (до 22 видов) содержат: *Retroelphidium propingium* (Gud.), *R. boreale* (Nuzhd.), *Trifarina angulosa* (Will.), *Cibicides klenovae* Digas – виды характерные для микулинских осадков Печорского бассейна (определение В. М. Дружининой, Л. А. Тверской).

Возраст казанцевской толщи по совокупности биостратиграфических данных – первая ступень верхнего неоплейстоцена, стрелецкий горизонт. Максимальная мощность – 40 м [23].

Ханмейский горизонт представлен получившими широкое распространение подразделениями ледникового ряда, имеющими исторически закрепившиеся в практике геологосъемочных работ названия – ханмейская морена, ханмейский гляциолимний, ханмейский флювиогляциал, а также ханмейский гляциолимний и флювиогляциал объединенные. Кроме них к ханмейскому горизонту отнесены озерно-аллювиальные отложения и седловой аллювий, слагающий третий надпойменный уровень в долинах вне пределов распространения ледового покрова ханмейского времени.

Ханмейская морена (glllhn). Конечные и основные морены ханмейского оледенения прослеживаются прерывистым чехлом на прилегающей к Полярному Уралу равнине и имеют достаточно четкое ограничение благодаря достаточно ярко выраженным в плане сериям кончнотеррасных гряд. По нашим данным ее распространение по площади ограничено поднятием Пембой (долиной реки Хальмерью) на западе, долиной р. Силоваяха – на северо-западе, южным склоном хр. Едуней – на севере.

Ранее распространение моренных полей ханмейского оледенения в пределах территории понималось по-разному. В материалах Госгеолкарты-1000 листа R-(40)-42 2000 года издания [32], по авторам (Генералов П. П., Файбусович Я. Э., Кортосова В. П., Зархидзе В. С., Красножен А. С.), положение ханмейской морены показано аналогично реконструированному нами, что и отражено на карте плиоцен–четвертичных образований и особенно четко можно видеть на их геоморфологической карте, входившей в комплект [32]. Альтернативные представления

нашли отражение в материалах ГК-1000/3 листа R-41 [95], где ханмейская морена огибает с запада гряды Пембой и к северу распространяется на всю территорию листа R-41-XXXV, что соответствует исследованиям В. И. Астахова, Ю. И. Свенсена, Я. Мангеруда и др. по проекту «PECHORA» и альтернативным вариантам дешифрирования космоснимков. Эта гипотеза обосновывает движение в раннеханмейское (ранневалдайское) время Карского ледника со стороны Карского шельфа через осевую часть Пай-Хоя на юго-запад и юг вдоль западного склона Полярного Урала, в том числе и выдвигание его отдельных языков вверх по долинам рек Бол. Кара и Очетывис в горы [95]. Основанием для такой интерпретации считается:

– наличие в моренах, выполняющих долины Урала (по рекам Бол. Кара и Очетывис), валунов известняков, марганцовистых яшмоидов няньворгинской (громашорской?) свиты, углисто-кремнистых сланцев и петельчатых известняков харотской (оюской, ливановской?) свиты, разбитых в коренном залегании к западу и северу от гор Полярного Урала;

– существование в долинах рек Бол. Кара, Очетывис конечно-моренных валов, обращенных выпуклой стороной в горы и серия перигляциальных зандров, наклоненных по периферии конечно-моренных валов к востоку.

Обломочный материал дальнего заноса, нами также наблюдался в межгорных долинах, но не только в относительно молодых ледниковых образованиях, но и в подстилающих разрезах эоценовых подразделений площади вскрывающихся в эрозионных окнах этих долин. Известные конечно-моренные валы, обращенные выпуклой стороной вглубь горной страны, по нашему мнению, являются образованиями предгорных ледников и ледников подножий полярноуральского оледенения. У таких ледников современного оледенения Аляски (альяскинский тип предгорных ледников), Новой Земли, Гренландии (ледники подножий), и сегодня происходит формирование конечно-моренных валов направленных вверх по межгорным долинам.

Общий состав ханмейской морены площади: супеси и суглинки с глыбами, валунами, щебнем, галькой и дресвой, валунно-галечные пески. С глубоким размывом и несогласием она залегает как на коренных породах, так и на разновозрастных осадках морского и ледниково-морского генезиса. У восточной рамки листа перекрывает пески казанцевской толщи. По периферии моренных полей перекрывается ханмейским флювиогляциалом.

На нижнем отрезке руч. Шарапов (правобережье р. Халмерью) ханмейская морена представлена серо-коричневым суглинком обогащенным щебнем и плохо окатанным галечным материалом различной размерности (от первых сантиметров до 10 см). В южной части исследуемой территории отложения ханмейского конечно-моренного комплекса в грубообломочных фациях, без заполнителя, вскрыты расчистками по правому берегу р. Хальмерью (опорн. разрез 11), а также в верховьях руч. Шарапов (опорн. разрез 14), где представлены валунно-галечными песками, слабо окатанными валунными галечниками с примесью крупно- и среднезернистых песков, мощностью от 5 до 9,5 м.

Исследования состава гравия, гальки и валунов ханмейской морены, междуречья рр. Кара и Силоваяха, указывают на отсутствие различий в крупнообломочном материале морены и подстилающих породах неогена и эоплейстоцена. Вещественный состав их гравийного и галечного материала показывает, что обломки представлены в основном местными породами: известняками, доломитами, углисто-кремнистыми сланцами, аргиллитами, песчаниками, алевролитами и эффузивами основного состава. Петрографический состав галечного и валунного материала указывает на господство местных кремнистых, карбонатных и терригенных пород. Эпизодически встречаются габбро-долериты «центральнопайхойского» типа и эффузивы основного состава «уральского» типа. Среди валунного материала известны единичные находки гранитоидов [185]. Такие данные указывают, что для достоверного определения областей сноса и путей переноса грубообломочного материала по региону или между регионами, необходимо рассматривать петрографический состав по комплексу разновозрастных отложений данного района: моренный материал – неоген–эоплейстоценовый материал – пермские континентальные молассы (например, крупногалечные конгломераты сейдинской и силовской свит с галькой до 15 см представленной диабазами, базальтами, кварцевыми порфиритами и «другими эффузивными породами», а так же кремнистыми и яшмовидными породами, кварцитами и кварцевыми песчаниками [219]) – коренные источники обломочного материала.

Возраст морены определяется как второе звено верхнего неоплейстоцена, с одной стороны, на основании общего климатостратиграфического расчленения образований плейстоцена (с учетом геоморфологического положения зоны соответствующих моренных гряд шире и гипсометрически ниже моренных гряд полярноуральского оледенения), с другой стороны, учитывается количество вложенных в поле распространения ханмейской морены аллювиальных террасовых уровней. Для картируемой морены характерно вложение аллювиальных террас, как первого надпойменного уровня (коррелируется с полярноуральским горизонтом), так и второго

надпойменного уровня (коррелируется с невьянским горизонтом) по рекам Юньяха, Кара и др. Мощность – до 25 м.

Ханмейский гляциолимний (lgllhn) получил локальное распространение в своеобразной амфитеатроподобной котловине на руч. Шарапов (правобережье р. Халмерью), в пределах широкой полосы развития ханмейских конечноморенных гряд. Представлен голубовато-серыми вязкими глинами (опорн. разрез 12). Залегает на ханмейской морене, перекрывается некартируемыми покровными субаэральными образованиями малой мощности (до 0,5 м). За южной рамкой листа, вблизи устья р. Лимбятаяха, ханмейский возраст гляциолимния подтверждается данными абсолютного датирования по озерно-ледниковым ленточным алевроглинистым ритмитам сопряженным с мореными валами долины реки Большая Кара – 73 ± 4 и 80 ± 4 тыс. лет OSL [114]. Мощность гляциолимния – более 4 м.

Ханмейский флювиогляциал (fllhn) наиболее широко развит в долинах и на междуречьях рек Кара, Силоваяха, Хальмерью и Нярмаяха, как по периферии моренных полей ханмейского времени, так и в их пределах. Состав: галечники, гравийники с песками и супесями в заполнителе. Данные отложения перекрывают ханмейскую морену. Прослеживаются фациальные переходы ханмейского флювиогляциала в ханмейские флювиогляциально-аллювиальные отложения – долинный флювиогляциал. Вложено два уровня более молодых аллювиальных надпойменных террас. На междуречье рек Кара и Силоваяха (в истоках руч. Гурейтывис, сопка Хальмермыльк) склоны и вершина грядообразной возвышенности ханмейского оза сложены гравийными галечниками и грубозернистыми полимиктовыми песками. Галечный материал хорошей окатанности, по составу очень разнообразный: эффузивы, диориты, кварциты, известняки и кремнистые сланцы. В истоках руч. Дарка-Рузьшор [177] образования, отнесенные к ханмейскому флювиогляциалу, представлены толщей переслаивания средне-крупнозернистых полимиктовых песков с примесью гравия, гальки (до 40 %); песчаных гравийников с тонкозернистым (пылеватым) песком в заполнителе и пачек гравийных галечников с единичными валунами до 0,2–0,3 м в диаметре и грубозернистым песком в заполнителе. В составе гальки и валунов – углисто-кремнистые сланцы, эффузивы, жильный кварц.

Фациальная связь флювиогляциала с ханмейской мореной позволяет определить возрастную принадлежность к ханмейскому горизонту позднего неоплейстоцена. У южной рамки листа в районе устья р. Лимбятаяха ханмейский возраст флювиогляциала подтверждается данными абсолютного датирования песков локального зандра сопряженного с ярко выраженной в рельефе ханмейской мореной р. Большая Кара – 66 ± 4 и 72 ± 5 тыс. лет OSL [114]. Мощность ханмейского флювиогляциала – до 15 м.

Ханмейский флювиогляциал и гляциолимний объединенные (f,lgllhn) выполняет широкие и аномальные по относительной высоте долинные уровни в долинах р. Силоваяха (верхнее течение) и р. Ярэйю. Аккумулятивные поверхности интерпретируются как уровни водноледникового заполнения, с одновременным образованием геоморфологически единых озерных и гляциофлювиальных аккумулятивных полей. Представлены переслаиванием горизонтально-слоистых глин, суглинков, песков и супесей. Мощность – до 15 м.

Озерно-аллювиальные отложения (lallhn) развиты преимущественно по долинам главных водотоков площади рр. Кара и Силоваяха, где выполняют пологонаклонные равнины (террасовидные уровни). Формирование озерно-аллювиальных отложений ханмейского времени происходило на этапе деградации ханмейского оледенения и являлось составляющей фациального ряда: «площадной флювиогляциал»–«долинный флювиогляциал»–«озерно-аллювиальные расширения подпруженных долин»–«аллювий долин». Отложения вложены в ханмейский флювиогляциал и, в свою очередь, в них вложен аллювиальный комплекс современных долин. Подразделение представлено песчанистыми алевритами, глинами, песками с примесью гравия и гальки. Отложения одновозрастны с осадками ханмейского флювиогляциала. Мощность – до 20 м.

Седловой аллювий (a³llsd) развит фрагментарно в долине реки Сибирчата-Яха, за пределами распространения образований ханмейского конечно-моренного комплекса. Выполняет аккумулятивную часть третьей надпойменной террасы относительной высотой 15–18 м. Седловой аллювий вложен в оскольчатые ледниково-морские песчанистые алевриты роговской серии и, с вложением, перекрывается сырьяхинским аллювием второй надпойменной террасы. По альтернативным данным ГК-1000/3 [95], эти отложения рассматриваются как ханмейский долинный флювиогляциал стадии деградации ханмейского ледника. При рассмотрении материалов предшественников [182, 185, 177, 32] и собственных исследований, нами они отнесены к седловому аллювию, по положению вне реконструированных площадей распространения ханмейского ледника (одновозрастного с этим аллювием).

Разрез представлен песками, песчано-гравийными галечниками, валунными галечниками часто с суглинистым заполнителем, старичными глинами и суглинками. Мощность аллювия – до 10 м.

Невьянский горизонт. *Сырьяхинский аллювий* (a^2llsr) широко развит за пределами распространения образований полярноуральского конечно-моренного комплекса в долинах всех более или менее крупных рек района – Кары, Силоваяхи, Ярэйю, Тальмаю, Хальмерью и др. Слагает аккумулятивный чехол второй надпойменной террасы с относительными высотами 8–12 м. Максимально проявлен по периферии и в пределах распространения образований ханмейского конечно-моренного комплекса и сопряженных с ним полей максимального развития ханмейских флювиогляциальных и озерно-аллювиальных образований, где вложен в отложения этих подразделений. Срезается аллювием первых надпойменных и пойменных террас, а также русловым аллювием. Представлен песками, песчано-гравийными галечниками, валунными галечниками. В равнинной части территории по бортам рек Силовояха и Кара разрез представлен пачками песков, алевроитовых песков с гравийными галечниками в основании [185].

Возраст отложений принят невьянским, по геоморфологическому положению согласно СЛ-200 [208] и по положению относительно моренных полей ханмейского и полярноуральского оледенений. Мощность – до 10 м.

Полярноуральский горизонт. Образования горизонта представлены полярноуральской мореной, полярноуральским флювиогляциалом, озерно-аллювиальными отложениями и ярвожским аллювием первого надпойменного уровня долин.

Полярноуральская морена ($gllpru$) является мореной горно-долинного оледенения хребта Оченырды, ледники которого имели широкие выводные «ледовые лопасти», оставившие обширные морены у подножия хребта на геоморфологической границе «горы–предгорная равнина».

Имеются альтернативные представления [95], согласно которым ледники этого времени не выходили за пределы хр. Оченырды, а соответствующая им полярноуральская морена, развита только в верхних отрезках долин водотоков, спускающихся с хр. Оченырды (руч. Нгэтенашор, р. Лимбятаяхи, р. Гнетью и др.) и имеет гипсометрический интервал распространения – 400–1 000 м. В этом варианте интерпретации конечноморенные гряды, наблюдаемые у северного, северо-западного подножия хр. Оченырды, рассматриваются [95] как образования покровного ханмейского ледника.

Морена представлена глыбняками с супесчаным заполнителем, реже щебнистыми суглинками и супесями с большим количеством (до 45 %) валунов и глыб. Размер последних иногда достигает 5 м. Морена залегает на допалеогеновых, эоцен–плиоценовых отложениях, либо на образованиях ханмейского ледникового комплекса. Перекрыта полярноуральским флювиогляциалом, а в горной части мореной карового оледенения и образованиями склонового ряда.

В междуречье руч. Нгэтенашор и Перехваченный развита серия полярноуральских моренных гряд представляющая собой цепочки последовательно вытянутых гряд и холмов высотой до 10–15 м. На макушках наблюдались вымытые развалы от крупных до мелких глыб и валунов зеленоцветных пород (орто- и парасланцы, туфы, метаморфизованные эффузивы основного и среднего состава) докембрия с хребта Оченырды и кварцитов, кварцитопесчаников (белых, розовых, реже вишневых) манитаньрдской серии. В заполнителе – бурые супеси, коричневые суглинки.

Полярноуральская морена перекрывает ханмейскую морену в долине р. Гнетью и у восточной рамки листа на левобережье р. Мал. Лядхейяха. На основании геоморфологического положения и фациального сопряжения соответствующего морене флювиогляциала с аллювием первой надпойменной террасы, возраст морены принят полярноуральским. Мощность – до 28 м.

Полярноуральский флювиогляциал ($flllpru$) широко развит в юго-восточной части площади на границе гор и предгорной равнины, где выполняет широкие и протяженные часто заболоченные понижения рельефа. В горной части прослежен небольшими фрагментами вблизи сохранившихся полярноуральских морен. Фациально переходит в аллювий первой надпойменной террасы. Представлен плохо сортированным, плохо окатанными щебнистыми дресвяниками и галечными гравийниками с песчано-глинистым заполнителем. Петрографический состав обломочного материала – местные породы. Флювиогляциал залегает либо на комплексе эоцен–плиоценовых отложений, либо перекрывает одновозрастные моренные образования. Перекрыт аллювием и пролювием русла и поймы.

В борту руч. Нгэтенашор, у геоморфологической границы «горы–предгорная равнина», в протяженном обрыве наблюдались наиболее грубые разрезы флювиогляциала: гравийно-песчаные галечники с включениями крупных глыб и валунов. По склону и под склоном разреза развиты обширные крупновалунно-крупноглыбово-скальные развалы (размер обломков до 6–7 м). В обломочном материале зеленоцветные туфы, метаморфизованные эффузивы основного

и среднего состава, интрузивные породы докембрия и кварциты, кварцитопесчаники ордовика. Встречены единичные валуны темно-серых массивных известняков и «белоснежных» известняков с петельчатой текстурой (динамометаморфически обеленные, вероятно, в зоне Карского надвига, харотские глинистые известняки).

На междуречье р. Очетывис и руч. Перехваченный фиксируется серия камовых холмов высотой до 5–8 м сложенных светло-желтыми мелкозернистыми и среднезернистыми песками с редкой примесью гравия. Крупные протяженные озовые гряды междуречья руч. Нгэтенашор и Перехваченный сложены крупно-, средне- и мелковалунным материалом кварцитов, глыбами темно-серых кварцитопесчаников, глыбами и валунами зеленоцветных докембрийских пород. Заполнитель песчано-гравийные галечники и песчаные гравийники.

Возраст флювиогляциальных образований, так же как и сопряженной морены, принят соответствующим полярноуральскому горизонту. Мощность отложений – более 10 м.

Озерно-аллювиальные отложения (a,IIIpu) широко развиты в долинах рек Малая и Большая Лядхэйяха, Парус-Щельяшор, а также в верхней (Приоченырдской) части долины р. Кара, где выполняют либо один уровень пологоноклонный к руслу современной реки, либо серию пологонаклонных террасовидных уровней. Формирование озерно-аллювиальных отложений полярноуральского времени происходило на этапе деградации полярноуральского оледенения. Представлены они относительно маломощными песками неравномерно глинистыми и супесями. Одновозрастны с осадками полярноуральского флювиогляциала. Мощность – до 5 м.

Ярвожский аллювий (a¹IIIjr) широко распространен в долинах всех главных водотоков (рр. Кара, Силоваяха, Хальмерью) и большинства водотоков второго и третьего порядка. Выполняет первые надпойменные террасы с относительной высотой 5–7 м. Вложен в сыряхинский аллювий вторых надпойменных террас, с врезанием перекрыт голоценовым аллювием поймы и русла. Аллювий представлен в нижней части русловыми фациями – преимущественно валунниками и валунными галечниками с гравием и песчаным заполнителем. В средней – галечниками с обильным гравийно-песчаным заполнителем (опорн. разрез 1), гравийными галечниками с песчаным заполнителем с переходом в пески средне-мелкозернистые с гравием (5–10 %) в верхней части разреза (опорн. разрез 20). Окатанность и сортировка материала ухудшаются при приближении к полям развития элювиальных и десерпционных образований. По р. Силоваяха у устья руч. Дарка-Ружьшор (опорн. разрез 5) наблюдались пойменные фации ярвожского аллювия представленные пачкой тонкого переслаивания серых глин (1–2 см) и прослоев торфа (до 0,5 см). Мощность пачки – более 1,5 м.

Вверх по долинам рек Лядгейяха, Парус-Щельяшор наблюдаются переходы аллювия первой террасы в полярноуральские перигляциальные зандры, что позволяет достаточно уверенно относить аллювий первой террасы к полярноуральскому горизонту. Мощность ярвожского аллювия достигает 7 м.

ПЛЕЙСТОЦЕН, НЕОПЛЕЙСТОЦЕН, ВЕРХНЕЕ ЗВЕНО–ГОЛОЦЕН

Верхний неоплейстоцен и голоцен представлены аллювием и пролювием русла, поймы и первого надпойменного уровня, элювиальными и десерпционными образованиями объединенными, а так же коллювиальными и десерпционными образованиями нерасчлененными сформированными по породам палеозоя и докембрия. Склоновые образования залегают преимущественно на дозоценовых породах и частично перекрывают образования ледниковых комплексов в горной части площади.

Элювиальные и десерпционные образования объединенные (e,drIII–H) широко развиты преимущественно в предгорной части листа на пологих, реже средней крутизны склонах, моделированных в течение позднего неоплейстоцена и голоцена комплексом денудационных процессов. Представлены суглинками и супесями лёссовидными с обилием дресвы и щебня, реже глыб подстилающих коренных пород.

Нижняя возрастная граница определяется началом активной эрозионной, экзарационной деятельности и плоскостного смыва в позднем неоплейстоцене. Формирование продолжается и в настоящее время. Мощность образований – до 5 м.

Делювиальные и солифлюкционные образования (d,sIII–H) фрагментарно развиты на экзарационно-денудационных склонах выположенных подножий хребтов горного массива Оченырды, наиболее широкое распространение имеют на востоке в горной части Урала, а также по периферии поднятий Едуней и Пембой. Представлены глыбово-щебнисто-дресвяными суглинками. На АФС характеризуется струйчато-полосчатым рисунком фотоизображения, с серповидными выступами солифлюкционных террас. Формирование образований началось после деградации

ханмейского горно-покровного оледенения и продолжается поныне. Мощность образований достигает 3 м.

Коллювиальные и десертционные образования нерасчлененные (с,drIII–H) широко распространены в горной части площади, где выполняют обрывистые, крутые склоны современных хребтов и курумы у их подножия. Представлены глыбняками щебневыми, дресвяниками. Нижняя возрастная граница определяется началом активизации экзарационной деятельности ледников позднего неоплейстоцена. Формирование продолжается и в настоящее время. Мощность – до 10 м.

Аллювий и пролювий русла, поймы и первой надпойменной террасы (a,plIII–H), охватывающие полярноуральский и горбуновский горизонты, выполняют серию обширных конусов выноса на геоморфологической границе «горы–предгорная равнина» и закартированы в долинах рек Мал. Лядхэйяха, Парус-Щельяшор и нескольких мелких водотоков. Представлены преимущественно плохо окатанными валунниками и глыбняками, песками и супесями со щебнем, галькой, дресвой, а также галечно-щебнисто-глыбовыми валунниками с глинисто-песчаным заполнителем. Эти образования с врезанием перекрывают комплекс неогеновых пород различного генезиса и полярноуральский флювиогляциал. Мощность – до 10 м.

ГОЛОЦЕН

Голоценовые отложения представлены гляциальными образованиями карового оледенения и соответствующими оледенению флювиогляциальными образованиями, а также коллювием обвально-осыпных склонов в горной части и нерасчлененным аллювием русла и пойменных террас.

Морена карового оледенения (gH) распространена в горной части хребта Оченырды и представлена моренными образованиями преимущественно каровых, карово-долинных, переметных ледников и реже мореной ледников циркового типа. Для морены характерна свежесть форм выполняемого ею рельефа. Представлены отложения глыбняками щебневыми (60–70 %), редко с суглинистым заполнителем. Накопление образований происходит и в настоящее время (ледники Боча, Долгушина, МГГ, Тереньтьева, МИИГАиК, Алешкова, Тушинского и др.). Морена преимущественно залегает на скальном субстрате, реже на образованиях полярноуральского ледникового комплекса и локально перекрывается одновозрастным флювиогляциалом и аллювием русла и пойм. Мощность морены – до 20 м.

Флювиогляциал карового оледенения (fH) слагает шлейфы, обрамляющие и часто врезанные в морену карового оледенения. Отложения представлены глыбняками щебневыми с супесчаным и песчаным заполнителем. Флювиогляциал, с фациальным замещением, перекрывает одновозрастную морену. С вложением перекрыт аллювием русла и пойм. Формирование продолжается и в настоящее время. Мощность – до 10 м.

Коллювиальные образования (сH) наблюдаются сегодня и закартированы в горной части у подножий наиболее протяженных обвально-осыпных склонов межгорных долин р. Очетывас, Лямбятояха и др. Представлены глыбняками, щебнями. Иногда наблюдается значительная примесь дресвы с суглинистым, супесчаным заполнителем. Петрографический состав – местные породы. Формирование отложений происходит в настоящее время. Мощность отложений – до 1,5 м на склонах; до 6 м, возможно более, у подножий.

Аллювий русла и пойменных террас (aH) развит повсеместно в долинах рек и ручьев. Соответствующие отложения выстилают днища водотоков, русловые косы и намывные острова и слагают низкую и высокую поймы высотой до 1,5–3,0 м. На порожистых и каньонообразных участках долин водотоков аллювий практически отсутствует. Русловая фация представлена преимущественно галечными валунниками и валунными галечниками с песчано-гравийным заполнителем, пойменная – песками, песчаными гравийниками. Формирование отложений продолжается в настоящее время. Мощность аллювия достигает 5 м.

ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ

Интрузивные и субвулканические образования, развитые в пределах листов R-41-XXXV, XXXVI сформированы в байкальский и каледоно–герцинский тектономагматические этапы.

Интрузивные образования байкальского этапа развиты в юго-восточной части площади в пределах Оченырдского района Полярно-Уральской СФЗ. Среди них выделяются позднерифейские субвулканические образования отчетывисского комплекса; позднерифейско–вендский кзыггейский плутонический комплекс и субвулканические образования лядгейского комплекса, так же отнесенные к позднему рифею–венду.

Интрузивные образования каледоно–герцинского тектономагматического этапа пространственно локализованы на севере в Едунейском районе; на юго-востоке – в Усино-Пайпудыньском районе и у южной кромки карты – в Карско-Нярминском районе Зилаиро-Лемвинской СФЗ. Они представлены позднекембрийско–среднеордовикским пайпудыньским, среднеордовикским едунейским и ранне-среднедевонским косвожским комплексами.

ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ БАЙКАЛЬСКОГО ТЕКТОНОМАГМАТИЧЕСКОГО ЭТАПА

ПОЗДНИЙ РИФЕЙ

Субвулканические образования отчетывисского комплекса ($\alpha\beta, \beta RF_3 \text{oc}$) представлены линейно-вытянутыми (до 2 км) линзоподобными телами и дайками базальтов, андезибазальтов и долеритов, которые широко распространены в пределах всего Оченырдского антиклинория (массивы Гнетью и Лядхэй, верховья рр. Сидянявьяха, Нгэтенашор, Бол. и Мал. Лядхэйяха и др.).

На АФС образования комплекса хорошо дешифрируются как по фототону, так и по положительным формам рельефа.

Субвулканические базальты и андезибазальты, генетически связанные с покровными образованиями отчетывисской свиты, широко развиты в пределах всего Оченырдского антиклинория. Слагают субсогласно залегающие субвулканические тела и секущие дайки. Очертания и размеры тел значительно колеблются – при мощности 10–100 м длина их составляет от 300 до 2 000 м.

Долериты слагают серии маломощных (обычно 5–10 м, изредка до 100 м), но протяженных (500–1 000 м) даек северо-восточного простирания, согласных с общим простиранием вмещающих вулканогенно-осадочных образований. Наибольшее распространение они получили в осевой части массива Оченырд – в истоках рр. Парус-Щельяшор и Гнетью.

Тела комплекса встречаются в виде гребневидных останцовых выходов среди развалов вмещающих пород. Контакты с вмещающими образованиями наблюдаются редко и характеризуются интенсивным рассланцеванием.

Базальты темно-зеленые, с мелко-среднезернистой, обычно, порфирированной структурой и лепидогранобластовой с реликтами микролитовой структурой основной массы. Текстура массивная, сланцеватая. Породообразующие минералы (в об. %): плагиоклаз (15–45), пироксен – пижонит-авгит (30–40, до 60), роговая обманка (10–30). Вкрапленники представлены в основном плагиоклазом (An_{50-60}), реже пироксеном. Основная масса микрозернистая, изначально пироксен-амфибол-плагиоклазовая по составу. Акцессорные минералы: пирит, магнетит, титаномангнетит, гематит, ильменит, титанит. Вторичные изменения проявлены в уралитизации пироксена, сосюритизации плагиоклаза, лейкоксенизации рудных минералов и замещения основной массы породы агрегатом альбита, эпидота, актинолита, хлорита, серицита и пренита.

Андезибазальты отличаются четко выраженной порфировой структурой, зачастую флюидальной и миндалекаменной текстурами. Вкрапленники (до 40–50 об. %) размером от 2–5 до 10 мм представлены андезином (An_{35-45}), характерны гломеропорфировые сростки. Породообразующие минералы (в об. %): плагиоклаз (20), авгит и амфибол (30) среди перекристаллизованного базиса лепидогранобластовой структуры. Породы метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации, что обусловило развитие альбита, серицита, эпидота, хлорита, лейкоксена. Акцессорные минералы: магнетит, ильменит.

Макроскопически долериты имеют зеленовато-серую, темно-серую окраску. Структура пород мелко- и среднезернистая, нередко порфировидная за счет вкрапленников плагиоклаза, реже уралитизированного пироксена. Под микроскопом наблюдаются офитовые, пойкилоофитовые структуры. Текстура массивная, однородная. Породы сложены (в об. %) плагиоклазом (40–60), моноклинным пироксеном (до 20), обыкновенной роговой обманкой (5–20) и лейкоксенизированным титаномагнетитом (до 5, иногда до 15). Порода подверглась метаморфизму зеленосланцевой фации, поэтому первичные минералы просматриваются редко – в основном реликты. Плагиоклаз (по составу An_{55-60}) в значительной мере альбитизирован, сосюритизирован, первичный пироксен (пижонит-авгит) почти нацело замещен эпидот-актинолит-хлоритовым агрегатом. В качестве второстепенного минерала постоянно присутствует кварц (2–3 об. %, иногда до 5 об. %), из акцессорных изредка наблюдается ильменит. Вторичные минералы: серицит, хлорит, актинолит, эпидот и клиноцоизит.

По петрохимической классификации породы относятся к семействам базальтов и андезибазальтов нормального петрохимического ряда (прил. 6, рис. 6.1). Имеют натриевый и калиево-натриевый тип щелочности. Долериты низкокалиевые, наиболее кислые разности – умеренно-калиевые и высококалиевые (прил. 6, рис. 6.4). Преобладают низкоглиноземистые составы (прил. 6, рис. 6.3). Субвулканические породы базальтового состава относятся к известково-щелочной серии (прил. 6, рис. 6.9). Химический состав комплекса приведен в приложении 13 (табл. 13.2).

По химическому составу образования экстрозивно-субвулканической фации близки эффузивным базальтам и андезибазальтам в составе отчетливой свиты, что свидетельствует об их комагматичности, а также вулканитам основного состава нижней части разреза бедашорской серии, развитым южнее, на хр. Енганэпэ (листы Q-41-V, VI) и подобным же образованиям, встречающимся восточнее исследуемой площади в бассейне рр. Нярмайха, Бол. и Мал. Хуута (листы Q-42-XXXI, XXXII).

По данным нейтронно-активационного анализа (прил. 13, табл. 13.5) содержание редкоземельных элементов (РЗЭ) в субвулканических породах довольно низкое, суммарная концентрация составляет 35 г/т. Распределение элементов имеет практически недифференцированный характер, показатель La_n/Yb_n равен 1,87, но при этом наблюдается европиевый минимум ($Eu_n/Eu_n^* - 0,32$). Элементы примеси в субвулканических породах отчетливой свиты находятся на уровне, типичном для островодужных обстановок. Содержание крупноионных элементов (Rb, Ba, Th, Hf) превышает таковые для нормальных базальтов срединно-океанических хребтов (СОХ), лишь содержание К понижено, концентрации же высокозарядных элементов (Zr, Sm, Ti, Y) находятся на уровне или несколько ниже такового в базальтах СОХ.

На вариационных диаграммах K_2O-TiO_2 и $Na_2O/K_2O-(Na_2O+K_2O)$ фигуративные точки составов субвулканических пород отчетливой свиты локализируются в поле островодужных образований (прил. 6, рис. 6.14, 6.15).

Время формирования субвулканических образований – поздний рифей по аналогии с эффузивными аналогами отчетливой свиты, возраст которых подтвержден данными сбора микрофитоцитов [79].

ПОЗДНИЙ РИФЕЙ–ВЕНД

Кзыгейский габбродиорит-гранодиоритовый комплекс плутонический ($v\delta, \delta RF_3 - V_2k$) выделен Ю. Ю. Эрвье с названием по р. Кзыгейяха (первоначально выделялся как бедашорский). Петротипические массивы комплекса на листе R-42-XXXI Кзыгейский, Бедашорский – многофазные. В них картируется сложная структура и переменный вещественный состав: габбро (I фаза), диориты, кварцевые диориты (II фаза), гранодиориты, редко плагиограниты (III фаза) [23].

Породы комплекса распространены на юго-востоке территории листа. В районе г. Диоритовой они слагают ряд маломощных (400–500 м) тел, вытянутых в северном направлении на 3–4 км. Несколько тел, вытянутых в северо-восточном направлении, и, повторяющих

общую структуру блока, находятся близ истоков р. Гнетью. Интрузии, совместно с вмещающими толщами, претерпели несколько этапов складчатости, в результате чего их форма приобрела линзообразный облик в плане. В составе комплекса установлены габбродиориты, диориты, кварцевые диориты, редко плагиограниты. Фазы из-за небольшого размера массивов не картируются.

Контакты пород комплекса с вмещающими отложениями активные интрузивные, часто тектонизированы. В левом борту оз. Нгэтенато интрузивный активный характер контактов фиксируется по гибридной зоне (до 1 м) во вмещающих туфопесчаниках манюкуяхинской свиты, в которой наблюдается интенсивное расщепление, окварцевание, эпидотизация, биотитизация и карбонатизация. Тут же в эндоконтактной зоне наблюдаются следы закалки, афанитовые структуры, участки интенсивного будинажа и линзообразные тела вмещающих пород (вулканитов основного состава и метатуфопесчаников). Размер ксенолитов от 6–3 до 12–20 м.

Габбродиориты макроскопически представляют собой породы от темно-серо-зеленого до зеленого цветов с реликтовой гипидиоморфнозернистой с элементами пойкилитовой, слабо порфирированной микроструктурой и массивной, реже пятнистой текстурой. Породообразующие минералы (в об. %): плагиоклаз (50–55), клинопироксен (15–40), роговая обманка (до 20). Акцессорные минералы: лейкоксенизированные рудные минералы (скорее всего титаномагнетит и ильменит), апатит, иногда циркон. Интенсивно проявлен метаморфизм зеленосланцевой фации, порода практически утратила свой первоначальный облик и можно наблюдать только реликты первичных минералов. Таблитчатый и призматическизернистый плагиоклаз почти полностью альбитизирован с выделением тонкозернистого редкорассеянного или обильного агрегата эпидотовых минералов и незначительного количества серицита или нацело замещен плотным агрегатом сосюрита. Клинопироксен сохранился лишь в реликтах и замещен роговой обманкой, актинолитом, а чаще актинолит-хлоритовым или хлоритовым агрегатом.

Диориты и кварцевые диориты макроскопически серые, зеленовато-серые до темно-зеленых породы с порфирированной и мелко-среднезернистой структурой, гипидиоморфнозернистой, переходящей в панидиоморфнозернистую с элементами пойкилитовой микроструктурой основной массы. Текстура массивная или неяснополосчатая. Породообразующие минералы (в об. %): плагиоклаз (50–65), амфибол (до 20), биотит (10–20), кварц (10–15), клинопироксен (до 10). Породы метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации, что проявилось в почти полной альбитизации и сосюритизации породообразующего плагиоклаза, хлоритизации и актинолитизации темноцветных минералов. Из других вторичных минералов встречаются: серицит, титанит, группа эпидота. Акцессорные – апатит, циркон, иногда карбонат. Рудный минерал (титаномагнетит или ильменит), замещен агрегатом лейкоксена и крипнокристаллического титанита.

Диориты и кварцевые диориты секутся жилородными телами мелкозернистых плагиогранитов. Плагиограниты имеют неравномерную аллотриоморфнозернистую, участками гипидиоморфнозернистую структуру. Сложены табличками олигоклаза (An_{15}), 0,12–0,50 мм, табличками альбита, а также зернами кварца как одной размерности с плагиоклазом, так и мелкого гранулированного (0,02–0,03 мм). Хлорит слагает в интерстициях между плагиоклазом чешуйчатый агрегат, иногда встречается в сростаниях с мусковитом и является вторичным минералом – результатом преобразования биотита. Акцессорные – титанит, апатит и циркон.

По петрофизическим данным породы комплекса немагнитные (плагиограниты) и слабомагнитные, магнитные (габбродиориты). В магнитном поле породы прослеживаются в зоне отрицательной локальной аномалии интенсивностью –50 нТл.

На АФС выходы интрузивных образований кызыгейского комплекса выделяются светло-серым однородным фототонном и шагреновым, пятнистым рисунком крупноглыбовых развалов и коренных обнажений.

По петрохимической классификации породы комплекса относятся к семействам габбродиоритов, диоритов и плагиогранитов. Их петрохимические особенности отражены в приложении 13 (табл. 13.1).

Содержание SiO_2 в габбродиоритах варьирует от 51,1 до 53,6 % при сумме щелочей (K_2O+Na_2O) 1,33–6,07 %. Относятся к нормальнощелочным, редко низкощелочным породам и характеризуются натриевым и калиево-натриевым типами щелочности (прил. 6, рис. 6.4). Глиноземистость варьирует от 0,60 до 1,57, при этом высокоглиноземистые составы преобладают над низкоглиноземистыми. Титанистость крайне низкая (TiO_2 от 0,37 до 0,70 %), что сближает их с примитивными базальтами и андезибазальтами очетывисской свиты.

В диоритах содержание SiO_2 от 53,62 до 55,8 %. По сумме щелочей относятся к нормальнощелочным породам (2,46–4,36 %), имеют натриевый, калиево-натриевый и калиевый типы щелочности (Na_2O/K_2O от 0,30 до 28). Такой широкий разброс в щелочности пород, по-видимому,

обусловлен наложенными гидротермальными преобразованиями. Породы высокоглиноземистые (0,92–1,56), крайне низко титанистые (TiO_2 0,35–0,54 %).

Плагиограниты (трондьемиты) содержат 68,29 % SiO_2 . Относятся к натриевому типу ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=6,5$), высокоглиноземистые (3,61) и крайне низкотитанистые ($\text{TiO}_2=0,35$ %).

На вариационных диаграммах Харкера фигуративные точки составов габбродиоритов, диоритов и плагиогранитов кызыгейского комплекса и базальтов, андезибазальтов очетывисской свиты Оченырдынского района образуют единый тренд. Для него характерно снижение содержания MgO и CaO при росте концентрации SiO_2 , количество Al_2O_3 остается практически неизменным с очень слабой тенденцией к снижению. Для содержаний P_2O_5 и TiO_2 в породах не наблюдается значительных вариаций с увеличением SiO_2 , а концентрация Na_2O возрастает.

Породы кызыгейского комплекса, также как и вулканиты очетывисской свиты, относятся к известково-щелочной серии.

Суммарные содержания РЗЭ в габбродиоритах и плагиогранитах Оченырдынского района варьируют от 25 до 41 г/т, концентрации РЗЭ в интрузивных породах сопоставимы с таковыми в их предполагаемых вулканических аналогах – базальтоидах очетывисской свиты поднятия Оченырды (22–35 г/т). Слабо дифференцированный характер распределения РЗЭ отражается на графиках (прил. 6, рис. 6.11), где прослеживается незначительное преобладание легких лантаноидов над тяжелыми ($\text{La}_N/\text{Yb}_N - 1,32-3,3$), четкий дефицит европия ($\text{Eu}_N/\text{Eu}_N - 0,26-0,35$).

Габбродиориты Оченырдынского антиклинория обогащены крупноионными литофильными элементами (K, Rb, Ba, Th), содержание высокозарядных элементов P, Zr, Hf, Ti, Ta и Nb в породах на уровне или чуть ниже по сравнению с примитивными базальтами срединно-океанических хребтов (прил. 6, рис. 6.13).

Металлогенической особенностью комплекса на территории листа и южнее (район г. Борзова) является связь с ним проявлений золотосульфидной формации.

Возраст диоритов кызыгейского комплекса на г. Борзова (южные отроги поднятия Оченырды лист Q-41-VI) U-Pb методом по единичным цирконам на ионном микрозонде SHRIMP-II (ЦИИ ВСЕГЕИ) определен 542 ± 9 млн лет [27, 209], что соответствует низам верхнего венда и сопоставимо с возрастом экструзивно-субвулканических риолитов лядгейского комплекса [209]. В то же время петрохимические и геохимические данные свидетельствуют о комагматичности интрузивов относимых к кызыгейскому комплексу на изученной территории с вулканитами очетывисской свиты. Поэтому возраст комплекса принимается нами в интервале поздний рифей–венд.

Субвулканические образования лядгейского комплекса ($\beta, \alpha\beta, \alpha, \lambda\zeta, \lambda\text{RF}_3 - V_2ld$) широко представлены в пределах всего Оченырдынского антиклинория, где приурочены к узлам пересечения крупных разрывных нарушений северо-западного и северо-восточного направлений. Наиболее крупные скопления субвулканических тел отмечены на юге изученной площади в бассейне р. Лимбятаяха (между руч. Моренный и Двойной), в междуречье рр. Парус-Щельяшор и Нгэтенашор близ их истоков, а также в зоне крупного разрывного нарушения северо-восточного простирания между рр. Бол. и Мал. Лядхэйяха.

Для субвулканических тел характерны дайкообразные и линзовидные в плане формы, субсогласные с вмещающими породами; однако, некоторые дайки, характеризующиеся кислым составом, занимают дискордантное положение по отношению к общей структуре вмещающей толщи. Протяженность даек достигает 500 м, редко 1–2 км, мощность обычно не превышает первых десятков метров (максимально – 400 м). На поверхности кислые разности легко выделяются по хорошо отпрепарированным светло-серым с желтоватым оттенком грядам; более основные же трудно отличить от покровных фаций вмещающих пород, в современном рельефе эти тела обычно образуют изолированные сопки или вытянутые гряды.

По петрофизическим данным лядгейский комплекс слагают как немагнитные и слабомагнитные (риолиты), магнитные и сильномагнитные (базальты и андезибазальты) породы. В магнитном поле аномалиями ΔT до 750 нТл прослеживаются сильномагнитные разности.

На АФС породы комплекса выделяются по светлому фототону и мелкозернистому рисунку.

Базальты и андезиты слагают овально-вытянутые и линзообразные тела неправильной формы различной протяженности (100–2 000 м) и мощности (20–400 м), наиболее распространенные в долине р. Лимбятаяха. В современном рельефе эти тела обычно отпрепарированы в виде изолированных сопки или вытянутых гряд, возвышающихся на 5–30 м над окружающим рельефом. Определенными критериями отличия субвулканических тел от покровов могут быть однородность и массивность облика первых, большее количество в них вкрапленников, почти полное отсутствие гематитизации. Непосредственно контакты с вмещающими породами практически не наблюдались, так как они, как правило, осложнены зонами расщепления.

Риолиты, риодациты и дациты широко представлены на всей площади Оченырдынского антиклинория. Выделяются два типа даек. Один из них наблюдается в поле развития пород отчетливо выисской свиты – это крупноглыбовые маломощные (до 20–30 м) дайки длиной до 1 км (обычно 200–300 м), сложенные породами светло-серого цвета с желтоватым оттенком на выветрелой поверхности, отчетливо выделяющимися на фоне темно-зеленых, серо-зеленых вмещающих пород. Залегание у них может быть как субсогласным, так и поперечным к основной структуре. Наибольшее распространение они получили в приосевой части Оченырдынского антиклинория (междуречье рр. Парус-Щельяшор и Нгэтенашор близ их истоков). Второй тип даек пород кислого состава наблюдается непосредственно в лядгейской свите. Эти тела более изометричны в плане по сравнению с вышеописанными. Слагающие их породы сложнее выявляются на местности, однако и тут их можно определить по хорошо отпрепарированным грядкам. Породы характеризуются столбчатой, карандашной отдельностью.

Макроскопически базальты и андезиты зеленовато-серого цвета с ясно выраженной порфировой структурой, фибро- и лепидогранобластовой структурой основной массы и массивной, реже полосчатой и миндалекаменной текстурой. Породообразующие минералы (в об. %): плагиоклаз (до 50), амфибол (до 30), эпидот (10–50), клиноцоизит (10–30), хлорит (до 20). Основная масса тонкозернистая, серицит-хлорит-эпидот-амфибол-альбитового состава, с подчиненным развитием лейкоксена и кварца. Акцессорные минералы – ильменит, магнетит, титанит, реже апатит. Вкрапленники (до 50 об. %) представлены плагиоклазом удлиненно-таблитчатой формы, зачастую образующим гломеропорфировые сростки. Плагиоклаз альбитизирован (An_{30}) и частично сосюртитизирован.

Риолиты, риодациты и дациты представлены серыми, светло-серыми, зеленовато-серыми до яблочно-зелеными с желтоватым оттенком, плотными, иногда флюидально-полосчатыми по текстуре разностями. Структура обычно мелкопорфировая, реже афанитовая. Основная масса породы (до 70 об. %) криптокристаллическая, микрофельзитовая (микрولهпидогранобластовая) с реликтовой сферолитовой структурой. Риолиты содержат (в об. %) порфировые выделения кварца (10–25), кислого плагиоклаза (5–25), калиевого полевого шпата (5–7), биотита – в сумме около 40. Базис сложен кварц-альбит-калиево-полевошпатовым агрегатом с примесью тонкочешуйчатого серицита, составляющего до 30 об. % всей породы, пылевидных рудных минералов (магнетита, гематита, лейкоксена) и редко биотита. Второстепенный минерал – магнетит до 2 об. %; акцессорные – ильменит, титанит, циркон, апатит. Вторичные – лимонит, лейкоксен, карбонат, эпидот.

Породы метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации.

Субвулканические образования лядгейского комплекса принадлежат к семействам базальтов, андезибазальтов, риолитов и риодацитов, редко – трахидацитов. Относятся к нормальнощелочным породам, редко к щелочным и низкощелочным (прил. 6, рис. 6.1). Тип щелочности для основных пород – натриевый (единично – калиевый и калиево-натриевый), для кислых – калиево-натриевый, изредка натриевый. Преобладают весьма высокоглиноземистые (кислые) и умеренноглиноземистые (основные) разности (прил. 6, рис. 6.3). Петрохимические особенности пород комплекса отражены в приложении 13 (табл. 13.3).

Концентрации Cr, Rb, Co, Ti, Ni, Sr, Zr с учетом содержаний петрогенных оксидов соответствуют риолит-базальтовой формации активных континентальных окраин андийского типа. По химическим особенностям среди кислых разностей выделяются две группы. Первая (преобладающая) – породы с нормальным (до 8 %) содержанием щелочей, Na серии, с Th/U равным 2, по содержанию Rb (100 г/т) и Sr (80 г/т). Вторая – породы K-Na серии; с Th/U равным 5; с наибольшими концентрациями Rb (200 г/т) и Sr (20 г/т) [23]. Для риолитов характерно относительное обогащение крупноионными литофильными элементами при невысоких содержаниях высокочargedных и выраженный танталовый минимум при сравнении их с гипотетическим составом гранитов срединно-океанических хребтов. Распределение редкоземельных элементов дифференцированное, отмечается обогащение легкими редкими землями ($La_N/Yb_N - 6,46$) и значительный дефицит европия ($Eu_N/Eu_N^* - 0,04$). Таким образом, риолиты имеют геохимические черты, свойственные кислым породам, образовавшимся в условиях достаточно мощной континентальной коры зрелых островных дуг и активных континентальных окраин. На диаграммах, применяемых для реконструкции геодинамических обстановок формирования гранитоидов, фигуративные точки составов риолитов попадают в поле островодужных гранитоидов.

Возраст пород комплекса принимается в интервале позднего рифея–позднего венда. Нижний возрастной предел принят по аналогии с возрастом нижней части лядгейской свиты, верхний по результатам датирования субвулканических тел риолитов южной части хр. Енганэпэ (Q-41-V, VI), для которых имеются U-Pb определения возраста единичных кристаллов цирконов – 555–547 млн лет [209].

ИНТРУЗИВНЫЕ И СУБВУЛКАНИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ КАЛЕДОНО– ГЕРЦИНСКОГО ТЕКТОНОМАГМАТИЧЕСКОГО ЭТАПА

ПОЗДНИЙ КЕМБРИЙ–СРЕДНИЙ ОРДОВИК

Пайпудынский риолитовый комплекс гипабиссальный ($\lambda\lambda, \lambda, \gamma\pi\epsilon_3 - O_2pp$) впервые выделен И. А. Петровой (1969 г.) с названием по хр. Бол. Пайпудынский (лист Q-41-XII), где находится петротип, представленный крупной интрузией риолитов.

На изученной территории породы комплекса развиты в пределах хр. Оченырды и локализируются среди докембрийских образований (долины рр. Очетывис, Бол. и Мал. Лядхэйяха).

Комплекс представлен афировыми и порфиrowыми риолитами, риодацитами, дацитами, порфиrowидными гранитами и гранит-порфирами. Ранее гранитоиды выделялись в качестве самостоятельного очетинского гранитового комплекса рифейско–вендского возраста [208].

По петрофизическим данным граниты и риолиты немагнитные и обладают низкой плотностью. В магнитном поле отрицательной аномалией ΔT до -300 нТл уверенно выделяется крупная риолитовая интрузия, расположенная несколько южнее оз. Очеты. В гравитационном поле она прослеживается в зоне локального понижения на 2 мГал положительного гравитационного поля.

На АФС породы комплекса выделяются по светлому мелкозернистому фототону и часто «структурному» рисунку.

Гранитоиды пайпудынского комплекса имеют четко выраженные горячие контакты с вмещающими породами бедамельской серии – характерны пламевидные обособления гранитоидного вещества во вмещающих базальтоидах, наличие ксенолитов базальтов внутри гранитов, четко выраженная эндоконтактная зона.

Образования комплекса представлены двумя фациями, отличающимися разной степенью раскристаллизации: риолитовой и гранитовой.

Риолитовая фация включает тела порфиrowых, редко афировых риолитов, риодацитов и дацитов, которые имеют пластообразную, реже дайкообразную форму мощностью от первых десятков метров до километра и длиной от первых сотен метров до 3 км. Наиболее крупным из них является субизометричное тело порфиrowых риолитов общей площадью около 9 км², расположенное несколько южнее оз. Очеты. Тела риолитов обычно приурочены к зонам крупных тектонических нарушений северо-западного, северо-восточного и субширотного простирания и занимают секущее положение по отношению к вмещающим породам.

Довольно разнообразны по внешнему облику риолиты характеризуются серой, темно-серой, светло-серой, зеленовато-серой и светло-вишневой окраской. Микроскопически характеризуются порфиrowой, реже афировой структурами и массивной текстурой. Порода состоит (в об. %) из вкрапленников ($5-20$) калиевого полевого шпата, плагиоклаза и основной массы. Плагиоклаз (олигоклаза) представлен фенокристаллами идиоморфного облика. Часто образует гломеропорфиrowые сростки $2-3$ зерен, размер их в среднем составляет $2-4$ мм. Калиевый полевой шпат формирует зерна гипидиоморфного облика ($2-3$ мм), наблюдаются пертиты распада, а также следы альбитизации минерала. Основная масса сложена мелкими зернами полевых шпатов ($0,01-0,06$ мм) и кварца ($0,01-0,02$ мм) ксеноморфного облика, иногда развиты сферолиты калиевого полевого шпата размером менее $0,01$ мм. В основной массе наблюдаются мелкие чешуйки серицита, отдельные иголки и сноповидные агрегаты стильномелана, распределенные равномерно. Характерны сгустки мелкозернистого титанита. Акцессорные минералы: циркон, апатит, титанит, флюорит, рутил, ортит, халькопирит, пирит и магнетит. Вторичные минералы: хлорит, альбит, серицит, гематит, стильномелан, лейкоксен, эпидот и актинолит.

Гранитовая фация представлена порфиrowидными гранитами, гранит-порфирами и микропегматитовыми гранитами. Наиболее крупное тело – Очетинская гранитная интрузия – расположена в истоках рек Большая Кара, Очетывис и руч. Каньонный и состоит из одного крупного вытянутого в северо-западном направлении массива длиной $2,5$ км и шириной $1,8$ км в наиболее широкой части и двух мелких (до 800 м в поперечнике) субизометричных тел, расположенных западнее основных выходов гранитоидов.

Гранит-порфиры зоны эндоконтакта имеют сиренево-серый цвет и мелко-микрозернистое строение. Микроскопически это порфиrowидные породы со сферолитовой и микроаллотриоморфнозернистой структурой. В эту основную массу погружены гломеропорфиrowые сростки, состоящие из зерен калиевого полевого шпата, плагиоклаза. Калиевый полевой шпат во вкрапленниках представлен таблитчатыми и удлиненно-таблитчатыми кристаллами, содержит пертиты распада. Основная масса состоит из коротких лейст плагиоклаза и калиевого полевого шпата, нередко имеющих параллельную ориентировку, что придает породе трахитоидное строение,

а также зерен кварца. Вторичные изменения выражаются в появлении стильпномелана, хлорита, эпидота, серицита, а также кальцита.

Микропегматитовые граниты слагают большую часть интрузии. Порода состоит из сростков калиевого полевого шпата и кварца – 50 %, плагиоклаза – 35 %, чешуек биотита, серицита, хлорита, иголок стильпномелана и актинолита. Кварц и калиевый полевой шпат находятся в симплектических сростках, образующих либо самостоятельные зерна, либо развитых вокруг плагиоклаза или ортоклаза. В этих случаях нередко на фоне тонкозернистой микрографической ткани наблюдается идиоморфные таблички более раннего плагиоклаза, порода тогда приобретает гипидиоморфнозернистую структуру.

Плагиоклаз-олигоклаз формирует кристаллы таблитчатой, редко удлиненно-таблитчатой формы. Наблюдается двойникование. Размер зерен минералов варьируется от 0,3–0,4 мм в поперечнике до 1–2 мм во внутренней или глубже скрытой части интрузии. В весьма незначительных количествах присутствуют короткие таблички хлоритизированного биотита или агрегата хлорита-стильпномелана, псевдоморфно заместившего биотит, объем которого лишь изредка достигает 2, еще реже 3 %. В наиболее меланократовых гранитоидах процентное содержание темноцветов возрастает до 12–13 %. В малых количествах развиты титанит, циркон, эпидот, серицит, но довольно широко распространен рудный минерал. Содержание его нарастает от 3–4 % в гранитах внутренней части интрузии и достигает 8–9 % к ее периферии. Рудный минерал (молибденит) часто представлен весьма мелкими изометричными зернами (0,2–0,3 мм), распыленными равномерно в горной породе, что придает им темно-серую или (при малом количестве рудной вкрапленности) розово-серую окраску. Иногда среди рудных вкраплений видны пирит и халькопирит, количество которых заметно нарастает ближе к контактам.

Незначительным распространением внутри интрузива пользуются аплитовидные мелкозернистые граниты.

По химическому составу среди кислых образований пайпудынского комплекса поднятия Оченырда выделяются граниты, лейкоплагииграниты, гранодиориты нормальной щелочности, редко умереннощелочные и низкощелочные (интрузивная фация) и трахидациты, трахириодациты, трахириолиты и риолиты умереннощелочные, редко нормально щелочные и щелочные (гипабиссальная фация) (прил. 6, рис. 6.1). Петрохимические характеристики комплекса приведены в приложении 13 (табл. 13.4).

На диаграмме Ab–An–Or фигуративные точки составов гранитоидов комплекса попадают в зону малокалиевых и калий-натриевых гранитоидов (прил. 6, рис. 6.5). Содержание SiO₂ варьирует от 63,89 до 75,8 % при сумме щелочей (K₂O+Na₂O) 5,5–8,57 %. В риолитах содержание SiO₂ варьирует от 65,62 до 76,57 % при сумме щелочей (K₂O+Na₂O) 8,19–9,47 %.

На вариационной диаграмме K₂O–SiO₂ видно, что практически все породы пайпудынского комплекса на территории листа, как и риолиты петротипа Бол. Пайпудынского хребта, относятся к калиево-натриевой серии, реже к калиевой серии. Коэффициент глиноземистости колеблется в диапазоне 2,86–4,7, в риолитах 2,43–4,33, таким образом, и те, и другие относятся к весьма высокоглиноземистым породам. На вариационной диаграмме K₂O–SiO₂ породы комплекса относятся к умеренно калиевым и высоко калиевым (прил. 6, рис. 6.4).

На диаграммах Харкера, видно, что фигуративные точки составов пайпудынского комплекса территории и петротипа тяготеют к линии одного тренда (прил. 6, рис. 6.6). Это свидетельствует о наличии единой ассоциации пород. Во всех породах с увеличением кремнезема содержания TiO₂, FeO_{общ}, CaO, P₂O₅ уменьшаются, Al₂O₃ незначительно уменьшается, сумма щелочей (K₂O+Na₂O) практически не меняется.

Геохимические параметры гранитоидов Очетинской интрузии и риолитов Бол. Пайпудынского хребта схожи. Суммарное содержание редкоземельных элементов в большинстве пород высокое: в гранитоидах Очетинской интрузии 250–280 г/т, в риолитах Бол. Пайпудынского хребта – 325 г/т. Показатель La/Yb наиболее высокий у риолитов Пайпудынского хребта (8,83; 9,50), высокий у гранитоидов очетинской интрузии (6,32; 6,59). На спайдерграмме видно, что по отношению к гипотетическому плагиограниту срединноокеанических хребтов СОХ как гранитоиды, так и риолиты пайпудынского комплекса территории листа и Бол. Пайпудынского хребта обогащены крупноионными элементами (Rb, Ba, Th) и имеют сходное или слегка повышенное содержание высокозарядных элементов (Ce, Zr, Hf, Sm, Yb) (прил. 6, рис. 6.16). Характер распределения редких элементов в гранитоидах и риолитах говорит об их комагматичности.

Для интерпретации палеогеодинамических обстановок формирования рассматриваемых пород был использован ряд диаграмм. На диаграммах Дж. Пирса [117] составы гранитоидов, также как и риолитов Бол. Пайпудынского хребта локализируются в поле внутриплитных гранитоидов.

дов (прил. 6, рис. 6.24). Следовательно, породы пайпудынского комплекса формировались в континентальной рифтогенной обстановке.

Таким образом, петрохимические данные по гранитоидам Очетинской интрузии, риолитам территории листа, а также Бол. Пайпудынского хребта свидетельствуют о единой направленности эволюции этих пород, геодинамическая обстановка которых может быть проинтерпретирована как рифтогенная.

Возраст пайпудынского комплекса определен по единичным цирконам из трахириолитов и гранитов U/Pb методом. Определения выполнялись на ионном микрозонде SHRIMP-II в ЦИИ ВСЕГЕИ. Из трахириолитов был получен возрастной диапазон 504 ± 18 млн лет, что с учетом погрешности отвечает среднему кембрию–раннему ордовику. Гранитам соответствует 500 ± 5 млн лет, с учетом погрешности это цифра отвечает среднему–позднему кембрию. Возраст и состав пород комплекса не противоречит возрасту и составу петротипического Пайпудынского риолитового массива (501 ± 4 млн лет) [27], что явилось основанием для выделения на территории листа гипабиссального риолитового пайпудынского комплекса верхнекембрийско–среднеордовикского возраста. Средний кембрий остается пока под вопросом, в виду того, что фактически он выделяется на уровне погрешности метода.

ПОЗДНИЙ ОРДОВИК

Едунейский гранит-гранодиоритовый комплекс плутонический ($q\delta O_3e$). Название дано по хр. Бол. Едуней (М. А. Маслов [178]). Развит в пределах Пайхойского аллохтона, где представляет собой небольшой шток субизометричной формы размером $1,2 \times 1,8$ км на левобережье р. Кара севернее устья руч. Логыншор, близ северной рамки листа R-41-XXXVI. Является петротипом. В формационном отношении и по положению близок к усть-хайминскому диоритовому комплексу [208].

По петрофизическим данным породы комплекса немагнитные (плагиограниты, граниты), слабомагнитные (кварцевые диориты, гранодиориты). В магнитном поле едунейский комплекс выделяется локальным понижением ΔT до -20 нТл.

На АФС породы комплекса выделяются по светло-серому однородному фототону с пятнистым рисунком.

Контакты образований комплекса с вмещающими породами не наблюдались, однако, в работах предшественников указывается канава, которой был вскрыт контакт диоритов с известковистыми песчаниками ордовика [178]. Согласно этим данным можно сказать, что характер контакта интрузивный; между песчаниками и диоритами установлена зона гибридных ороговикованных пород.

Состав штока неоднородный – большую его часть слагают кварцевые диориты и гранодиориты, в восточной части они переходят в плагиограниты и биотитовые граниты.

Макроскопически кварцевые диориты и гранодиориты светло-серого, зеленовато-серого цвета. Среднезернистые, реже порфириовидные или массивные породы с призматическo-зернистой структурой. Микроскопически характеризуются слабо порфириовидной, в сочетании с гипидиоморфнозернистой структурой, с массивной и неясно ориентированной текстурой. Породообразующие минералы (в об. %) – измененный плагиоклаз (78–79), хлорит по биотиту (5), кварц (5), шахматный альбит по калишпату (1–2). Акцессорные минералы представлены редкими субидиоморфными зернами титанита, (0,2–0,4 мм), единичными зернами лейкоксенизированного рудного минерала (0,3 мм), короткопризматическими зернами апатита (0,2 мм), обычно тесно ассоциирующими с биотитом и часто заключенными в листочках хлорита и единичными мелкими призмами циркона (0,05 мм), обычно заключенными в хлоритизированном биотите. Плагиоклаз образует таблитчатые, короткотаблитчатые или субтаблитчатые зерна, размером 2–3,5 мм, часто слагающие кучные скопления. Зерна размером от 0,6–1 до 1,5 мм короткотаблитчатые или почти изометричные, располагаются в виде скоплений между более крупными зернами плагиоклаза. Плагиоклаз нацело альбитизирован, серицитизирован и избирательно сосюритизирован. Альбит, с двойниковым полисинтетическим строением, содержит как редко рассеянный, так и обильный агрегат тонкочешуйчатого серицита и тонкозернистый агрегат цоизита. Характер распределения продуктов изменения, в основном, клиноцоизита, иногда выявляет реликтовую прямую зональность плагиоклаза.

Хлорит, образовавшийся по биотиту, с развитым по спайности микрозернистым или землистым агрегатом титанита, присутствует в виде крупных, до 2 мм, слабо зеленоватых пластинчатых зерен или образует агрегатные скопления мелких листочков. Располагается вместе с тонко-

мелкозернистым агрегатом эпидота, между зерен плагиоклаза и иногда заключен в агрегате кварца.

Шахматный альбит, образовавшийся по калишпату, образует неправильной формы агрегаты размером от 0,6–1 до 2 мм. Встречается в сростках с кварцем, обрастает в виде неполной каймы плагиоклаза или выполняет интерстиции между его зернами, иногда частично корродируя и замещающая.

Кварц, в разнозернистом агрегате ксеномерных, обычно неправильной формы, реже почти изометричных зерен (0,1–0,6 мм), располагается между зернами слагающих породу минералов, выполняет угловатые интерстиции плагиоклаза и заключает в своем агрегате его мелкие зерна и листочки хлорита.

Породы комплекса в значительной мере катаклазированы и подвержены вторичным изменениям (при метаморфизме зеленосланцевой фации).

Возраст пород принят достаточно условно. Можно с определенной долей уверенности сказать, что породы не древнее ордовика (возраст вмещающей хенгурской свиты) и принимается на основании аналогий с усть-хайминским комплексом. Имеющиеся абсолютные датировки К-Аг методом дают разброс 273–344 млн лет и являются ненадежными [178].

РАННИЙ–СРЕДНИЙ ДЕВОН

Субвулканические образования косвожского комплекса ($\chi D_{1-2}kv$). Название дано по локализации образований комплекса среди пород косвожской свиты [209]. Изначально образования комплекса обнаружены в ходе работ по ГДП-200 на севере листа Q-41-VI в междуречье рр. Кара и Гнетью, при заверке связанной с ними интенсивной линейной магнитной аномалии [209].

На изученной территории образования комплекса выделяются впервые по данным М. А. Шишкина. Они вскрыты бурением у южной кромки листа R-41-XXXVI в районе р. Гнетью [209]. Породы представлены серией (?) мелких тел лампрофиров, перекрытых четвертичными образованиями.

Подробное описание минералов и результаты исследований пород косвожского комплекса приведено по данным М. А. Шишкина в приложении 13 (табл. 13.6–13.14).

Породы комплекса характеризуются массивной текстурой и порфировой, сериально-порфировой в сочетании с пойкилитовой и реликтовой призматически-зернистой, иногда с элементами аповитрофировой, структурой основной массы. Сложены (в об. %) слабо измененным клинопироксеном (45–55), хлоритизированным флогопитом (4–6), оливином (2–3) и девитрифицированным стеклом (30–35), замещенным серпентин-хлоритовым агрегатом. Акцессорные минералы: 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 больших количествах. Околокларковые концентрации характерны для Co , а содержания Cr и Ni даже в 3–8 раз ниже кларков ультраосновных пород. Описываемые породы обогащены большинством некогерентных элементов: в некоторой степени крупноионными (Ba , Rb , Sr , K); в большей степени 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 (La_N/Yb_N – 50–58) и отсутствие дефицита европия (Eu_N/Eu_N^* – 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, ско-

рее всего, являются ультраосновным членом минеттового (известково-щелочного) лампрофирового ряда.

Раннедевонский возраст пород косвожского комплекса определен в значительной мере условно, по локализации их среди пород косвожской свиты, наличию в последней редких эффузивных образований и лампроитов (единитов) на более южных территориях (лист Q-41-XI [94, 209]).

ТЕКТОНИКА

ГЛАВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ

Территория листа расположена в зоне сочленения двух крупных надпорядковых структур: **Предуральского краевого прогиба** и **Новоземельско-Уральской складчато-надвиговой системы**. Граница между ними проводится по линии Главного Западно-Уральского надвига, который далее плавно переходит в Южно-Пайхойский надвиг.

В строении всех региональных структур в пределах территории листов участвуют три структурных этажа: байкальский, каледоно–герцинский (позднекембрийско–триасовый) и кайнозойский. Границы структурных этажей отчетливо выражены региональными стратиграфическими перерывами в осадконакоплении, угловыми и азимутальными (структурными) несогласиями.

ХАРАКТЕРИСТИКА СТРУКТУРНЫХ ЭТАЖЕЙ

Байкальский структурный этаж (доуралиды) сложен интенсивно дислоцированными терригенно-вулканогенными образованиями позднего протерозоя, венда и нижнего кембрия, которые выходят на поверхность в пределах хребта Оченырды и в ядре поднятия Едуней. Они отвечают геодинамическим обстановкам: островной дуги энсиалического типа (андезибазальтовая очетывисская и риолит-андезибазальтовая лядгейская формации), междуговых бассейнов (туфогенно-кремнистая манюкуяхинская формация) и коллизии (енганэпэская флишевая формация). От следующего структурного этажа комплексы байкалиды отделены региональным структурным несогласием.

По геофизическим данным [136] и структурным построениям предполагается повсеместное развитие сиалического по составу байкальского фундамента под палеозойскими образованиями по всей территории листа.

Каледоно–герцинский структурный этаж (уралиды) сложен дислоцированными образованиями позднего кембрия–триаса, отвечающими последовавшей за байкальским этапом смене геодинамических обстановок:

- континентального рифтогенеза (конгломерато-известковисто-песчаной и гранит-риолитовой формациями позднего кембрия–среднего ордовика);
- пассивной континентальной окраины (шельфовыми – карбонатными и кремнисто-известняковой формациями позднего силура–среднего карбона, а так же формациями впадин шельфа раннего девона–раннего карбона);
- континентального склона и подножия (батиальными известняково-углеродисто-кремнистой, известняково-углеродисто-фтанитовой формациями среднего ордовика–раннего девона и раннего карбона–ранней перми);
- отраженной активизации (в пределах континентального склона глинисто-карбонатно-кремнистой и гидротермально-осадочной формациями раннего девона–раннего карбона);
- коллизии (флишевой формацией и нижней морской, верхней континентальной молассаи ранней перми–триаса).

Кайнозойский структурный этаж представлен на площади практически недислоцированными эоцен–голоценовыми отложениями. На тектонической схеме и в геодинамических построениях не отражается.

ХАРАКТЕРИСТИКА МОРФОСТРУКТУР

ПРЕДУРАЛЬСКИЙ КРАЕВОЙ ПРОГИБ

Коротаихинская впадина – крупная сложнопостроенная структура северо-западного простирания, является одним из элементов мегаструктуры Предуральского краевого прогиба. Граница впадины проводится по Южно-Пайхойскому надвигу на северо-западе площади и по Главному Западно-Уральскому надвигу в южной части площади.

Представляет собой крупную синклиналичную структуру с относительно плоским дном и более сложно построенными бортами, выполненную мощным комплексом пермско–триасовых угленосных терригенных отложений, под которыми залегают карбонатные шельфовые комплексы палеозоя. В центральной части глубина залегания поверхности карбонатов составляет 6–7 км.

В пределах площади листа Коротаихинская впадина представлена своим восточным замыканием, где выделены четыре составляющие: Пембойская брахисинклиналь (является крайней восточной частью обширной Хейягинской депрессии), Хальмерьюская моноклинали и Нядейтинско-Сабрейяхинская ступень, а также фрагмент Верхневоркутинского поднятия находящийся в самой юго-западной части площади. Комплексные геофизические данные позволяют уверенно проследить глубину залегания терригенно-молассовых отложений, выполняющих эти структуры [176]. По результатам аэромагнитных съемок [193, 207], триасовая терригенная формация выделяется в центральной части положительной региональной аномалией (ΔT_{\max} до 100 нТл) и обрамлена с юго-запада, юго-востока и востока слабоотрицательной (ΔT_{\min} до –30 нТл) аномалией, осложненной в краевых частях многочисленными линейно вытянутыми, в основном, высокоградиентными знакопеременными аномалиями ($\Delta T_{\text{ср}} \pm 100$ нТл), которые обусловлены влиянием покровов базальтов, залегающих в основании триаса. Северная граница отмечается по высокому горизонтальному градиенту изменения положительного магнитного поля на отрицательное. Северо-восточная граница впадины совпадает с тектоническим разломом в фундаменте, выраженном в поле Δg гравитационной ступенью (1,7–2,7 мГал/км). Южно-Пайхойский и Главный Западно-Уральский надвиги, ограничивающие Коротаихинскую впадину, выделены в гравитационном поле по искривлению изолиний Δg .

Пембойская брахисинклиналь является крайней восточной частью обширной Хейягинской депрессии и имеет довольно простое корытообразное строение. По южной рамке площади сопряжена с *Верхневоркутинским поднятием*, которое локально осложняет юго-восточное замыкание Коротаихинской впадины. Брахисинклиналь сложена терригенными осадками верхней континентальной молассы перми–триаса мощностью от 3 до 5 км.

Хальмерьюская моноклинали и *Нядейтинско-Сабрейяхинская структурная ступень* соответствуют восточному и северо-западному бортам Коротаихинской впадины, соответственно. Представлены системой моноклиналей и складчатых структур, осложнены серией взбросо-надвигов, сбросов, несколькими мелкими антиклиналями в отложениях морской и континентальной пермской молассы краевых прогибов. Разделены Нядейтинским взбросо-надвигом. По геофизическим данным [176] затухающее к востоку смещение по этому нарушению ярко выражено в изогипсах кровли карбонатов и коррелируется с субширотным уступом в этих карбонатах амплитудой около 1 км.

НОВОЗЕМЕЛЬСКО-УРАЛЬСКАЯ СКЛАДЧАТО-НАДВИГОВАЯ СИСТЕМА

Основными структурами территории, входящими в состав Новоземельско-Уральской складчатой системы являются: Пайхойский антиклинорий, Усинско-Верхнекарский синклинорий, Талота-Пайпудынский синклинорий и Полярноуральский антиклинорий.

Складчато-надвиговая структура **Пайхойского антиклинория** наблюдается в северной части листа, где по системе надвигов граничит с сопряженными районами: по Нярминско-Буреданскому надвигу с Талота-Пайпудыньским синклинорием, по Силова-Едунейскому надвигу с Усинско-Верхнекарским синклинорием.

Пайхойский антиклинорий в пределах площади представлен Карским аллохтоном, сложенным пакетом чешуй с батинальными комплексами осадков и Приедунейским паравтохтоном с шельфовым комплексом осадков. Структуры разделяет линия Главного Пайхойского надвига. Надо отметить, что на территории листов наблюдается характерное структурное сопряжение передовых паравтохтонов – Приедунейского, Нерусовейского и Карско-Нярминского с находящимися в их тылу аллохтонами – Карским и Байдарацким или же другими структурами относительно дальнего перемещения, такими как Оченырдынский антиклинорий.

Карский аллохтон представляет собой наиболее крупную, интенсивно дислоцированную структуру Пайхойского поднятия, надвинутую по дугообразному Главному Пайхойскому надвигу (ГПН) на карбонатные елецкие комплексы осадков. С востока на образования аллохтона надвинут карбонатный Нерусовейский паравтохтон.

На площади в составе Карского аллохтона выделены структуры второго порядка – Средне-силовская синклиналиальная зона и Едунейская брахиантиклиналь.

Средне-Силовская синклиналиальная зона – сильно дислоцированная сложнопостроенная складчато-надвиговая структура, сложенная батинальными формациями пассивной окраины. Здесь в сериях чешуй с дисгармоничными мелкими складками, разделенными послонными и секущими надвигами, фиксируется проявление максимальных на Пайхое сжатий [80, 182].

Зона объединяет большое количество разнопорядковых складчато-надвиговых структур северо-западного простирания, надвинутых на узкую полосу интенсивно дислоцированных и мраморизованных образований Приедунейского паравтохтона. Синклиналиальная зона представлена изоклинальными или асимметричными запрокинутыми синклиналями и антиклиналями, а также сорванными моноклиналями, разделенными пологими (20–40°) надвигами, очевидно, смыкающимися внизу с поверхностью Главного Пайхойского надвига. Мощность отдельных чешуй усложняющих строение зоны варьирует от 0,3–0,5 до 1,5–2,0 км [182].

Среди особенностей тектонического строения зоны характерны:

– частые послонные срывы с образованием многочисленных микродизплектов мощностью от 25–50 до 100–150 метров;

– крутые и вертикальные углы падения слоев (60–90°);

– в осевой части для серии чешуй юго-юго-западные азимуты падения с опрокидыванием осевых поверхностей разнопорядковых складок на северо-северо-восток.

В составе Средне-Силовской синклиналиальной зоны выделяются структуры третьего порядка: Нимтэмшорская синклиналиаль, Варкашорская антиклиналь и Даркарузьшорская антиклиналь.

Нимтэмшорская синклиналиаль на площади листов представлена своей южной частью и объединяет большое количество разнопорядковых пликативных, складчато-надвиговых структур. Исключительная сложность тектонического строения Нимтэмшорской синклиналиали, подчеркивается в материалах многих исследований этого региона [42, 88, 25, 96, 182]. Рассматриваемая часть Нимтэмшорской синклиналиали представлена пакетом чешуй северо-западного (пайхойского) простирания, с воздымающимся в юго-восточном направлении шарниром структуры при общей протяженности более 30 км и ширине 9–15 км. У северной рамки площади ее ядро осложнено несколькими узкими (0,1–1,3 км) более мелкими синклиналями протяженностью 4–6 км, сложенными карбонатно-черносланцевыми отложениями карасиловской свиты. Характерны мелкие изоклинальные складки с юго-западным падением крыльев от 30 до 50° и опрокидыванием осевых поверхностей складок на северо-восток. Сопряженная с запада опрокинутая на северо-восток «синклиналиаль руч. Флюоритового» (по О. П. Ушакову [201]) протяженностью до 13 км и шириной до 1,5 км в ядре выполнена флишевой раннепермской формацией.

Варкашорская антиклиналь прослеживается [180] к северу от ГПН в виде полосы (до 7 км), где западный фрагмент структуры расщепляется на многочисленные мелкие антиклинали с громашорской свитой в ядрах и разделяющие их синклинали сложенные породами силовых свиты и редко карской свиты. При субгоризонтальном и пологом наклоне шарниров крайние юго-западные антиклинали прослеживаются до 15–20 км при общей протяженности антиклинали до 30–35 км. Для ядерной части Варкашорской антиклинали характерно веерообразное опрокидывание осевых плоскостей составляющих ее изоклинальных складок (с переходом от юго-юго-западного направлений опрокидывания на юго-западном крыле, через зону симметричных малоамплитудных складок, к противоположным направлениям опрокидывания на северо-восточном крыле). Юго-восточная часть антиклинали срезана ГПН.

Даркарузьшорская антиклиналь имеет субширотное простирание и сопряжена с Едунейским куполовидным поднятием. Является юго-восточным центриклиналиальным замыканием более крупной Нимтэмшорской структуры. Ядро сложено преимущественно черносланцевыми отложениями оюской свиты. Южная часть антиклинали срезана ГПН.

Едунейская брахиантиклиналь соответствует одноименному поднятию и представляет собой овальную структуру размером 16–18×24–27 км. С юга сопряжена с Даркарузьшорской антиклиналью вместе с которой оконтуривается дугообразным Главным Пайхойским надвигом. На юго-западе, западе и северо-востоке ограничена сложной системой надвигов различной ориентировки. В различных моделях тектонического районирования эта структура интерпретируется как воздымание оси Пайхойского антиклинория (с вариантами названий в качестве Едунейской брахиантиклинали [25, 88], Едунейского куполовидного поднятия [177] или же интерпретируется как полого-наклонная к северу тектоническая пластина [182]).

В ядре брахиантиклинали выходят образования байкальского структурного этажа, представленные породами бедамельской серии и энганпейской свиты. Доордовикские породы простираются преимущественно на северо-запад и запад с падением под углом 20–30°. В некоторых обнажениях удается наблюдать изоклиналильные опрокинутые на северо-восток складки. Обрамляющие их по периферии раннепалеозойские лемвинские образования отражают асимметричное строение брахиантиклинали с пологими северными (5–20° до субгоризонтальных) и более крутым южным (45–65°) крыльями.

Несмотря на пологие залегания, в северном крыле наблюдаются зоны интенсивного смятия с развитием изоклиналильных запрокинутых складок и брекчирования. Эти деформации, а также наблюдаемые сближения полей развития нижнеордовикских песчаников и силурийских черных сланцев являются доводами в пользу широкого развития здесь надвигов [36].

Восточная часть Едунейского поднятия осложнена периклиналильным замыканием Гумнядорь-мельской антиклинали (расположена севернее листов), на которую с востока надвинуты карбонатные комплексы Нерусовейской пластины.

Приедунейский паравтохтон узкой (от 1,5 до 5 км) полосой протягивается с южной стороны вдоль фронта ГПН. В западной части представлен пакетом чешуй с узкими и протяженными фрагментами складок, сорванными по своим приосевым частям. Для центральной и восточной частей паравтохтона характерны сложнопостроенные рваные запрокинутые на юго-запад сопряженные складки, сложенные карбонатными и глинисто-карбонатными породами позднего силура–раннего карбона.

Усинско-Верхнекарский синклинорий на данной территории представлен Приоченырдско-Южнопайхойским и Средне-Карским паравтохтонами.

Окаймляющий Коротайхинскую впадину широкой полосой *Приоченырдско-Южнопайхойский паравтохтон* подразделяется на Буреданьюскую пластину (блок синклиналильных структур в паравтохтонном залегании), Туйбертинский блок антиклинальных структур и Приоченырдскую пластину (блок синклиналильных структур, также в паравтохтонном залегании). Внутреннее строение паравтохтона определяется складчато-надвиговыми дислокациями и соскладчатými разломами, повторяющими в целом конфигурацию Коротайхинской впадины. По геолого-геофизическим данным со стороны Коротайхинской впадины паравтохтон ограничен Южно-Пайхойским (ЮПН) и Главным Западно-Уральским (ГЗУН) надвигами. Сложной системой шарьяжей и надвигов со взаимопереходами трассируется его внешняя граница с главными антиклинориями – Пайхойским и Полярноуральским. С севера паравтохтон перекрыт пластиной интенсивно мраморизованного Приедунейского паравтохтона. На юге восточным ограничением паравтохтона является Карско-Нярминский надвиг (КНН), по центру площади – Силово-Карский надвиг (СКН).

В структурном отношении все составляющие Приоченырдско-Южнопайхойского «пояса» соподчинены региональным структурам Пай-Хоя и Урала как их фронтальные зоны деформаций. Однако слагающие паравтохтон геодинамические формации представлены не только формациями палеозойского шельфа, но и формациями последующей коллизии. Узкие структуры во всех трех блоках пояса сформированы в бельско-елецких карбонатных породах силура–карбона с переходом к нижней морской молассе перми.

Северная (южнопайхойская) часть паравтохтона представлена *Буреданьюской пластиной*, которая в своей фронтальной части вдоль ЮПН сложена морской молассой ранней перми и шельфовыми карбонатными формациями позднего девона–карбона по северо-восточной периферии. Подразделяется на сопряженные Варкашорскую седловину и Буреданскую синклиналь. Характерна высокая степень дислоцированности отложений. Прямому наблюдению поддаются лишь пликвативные дислокации высоких порядков с общей тенденцией опрокидывания осевых поверхностей на запад, юго-запад [185]. В западной части Буреданской синклинали наблюдаются симметричные формы дополнительных линейных складок с размахом крыльев 0,5–1,5 км. Вероятная причина их формирования – жесткое карбонатное основание структуры.

В *Туйбертинском блоке* (центральная часть паравтохтона) выделяются три антиклинали – Дерентейшорская, Ховратывисская и Халмершорская. Эти асимметричные антиклинали прослеживаются от р. Силоваяха до р. Кара на 35–45 км. Каждая из них сорвана на крыльях и поэтому фактически они рассматриваются как взброс-антиклинали. Ховратывисская и Халмершорская антиклинали в ядрах сложены мелководными карбонатными породами позднего силура–раннего девона, а Дерентейшорская – позднего девона. По геофизическим данным от Буреданьюского блока отделяется глубинной ступенью выраженной слабоградиентной (до 1 мГал/км) зоной изменения гравитационного поля Δg .

Приоченырдская пластина является южной частью Приоченырдско-Южнопайхойского паравтохтона и протягивается полосой 15–18 км за южную рамку листа. Ее западным ограни-

чением является ГЗУН, восточным Карско-Нярминский надвиг (КНН) от Туйбертинского блока отделяется глубинной ступенью выраженной сгущением изолиний Δg (1,3–1,7 мГал/км) в гравитационном поле. По сейсмическим данным на листах Q-40-V, VI [203, 204] пластина состоит из серии дислоцированных чешуй, сложенных карбонатной формацией карбона и нижней молассой ранней перми. Характерно опрокидывание осевых плоскостей структур на запад, до запрокидывания. Структура осложнена серией малоамплитудных сбросов.

Средне-Карский паравтохтон является структурной седловиной сочленяющей Пайхойский и Полярноуральский антиклинории и охватывает район между Едунейским и Оченырским поднятиями, где его заложение предопределено активностью глубинных разломов фундамента в Карско-Нярминской и Силова-Едунейской шовных зонах. С запада ограничен Силовым Карским надвигом, а с северо-востока перекрыт Нерусовой карбонатной пластиной. Выполнен карбонатными, глинисто-карбонатными толщами елецкого комплекса палеозоя. Здесь преобладают пологие сложные синклинали, в ядрах которых выходят карбонаты верхнего девона–карбона. Как правило, осевые плоскости антиклинальных структур опрокинуты на юго-запад и представляют собой узкие гребневидные взброс-антиклинали выполненные рифогенными карбонатами нярминской толщи. Среди них наиболее очевидно выделяются *Сизимьюн-кошорская, Гурейшорская, Юньяхинская взброс-антиклинали* и *Большелядгейская зона линейных складчатых структур*. Амплитуды вертикальных смещений по таким дисплекатам оцениваются в 500–1 000 м. В пределах тектонического «седла» выделяются три брахиформные синклинали: *Нижнесизимская, Среднекарская и Тиребейская*, разделенные крутыми взбросо-надвигами, взбросами и осложненные малоамплитудными (сотни метров) сбросами и левосторонними сдвигами. Характерно субмеридиональное простирание для южных периклиналей структур, постепенно на север их оси изгибаются и приобретают пайхойскую северо-западную ориентировку.

Полярноуральский антиклинорий представлен Карско-Нярминским аллохтоном и Оченырским антиклинорием второго порядка.

Карско-Нярминский аллохтон надвинут с востока на Приоченырско-Южнопайхойский паравтохтон и сложен кремнисто-сланцевыми толщами лемвинского комплекса палеозоя в составе харотской, косвожской, няньворгинской, воргашорской и кечпельской свит. Состоит из ряда узких пластин-чешуй, каждая из которых, как правило, представлена породами одной или двух смежных свит. В центральной части пластины на дневную поверхность выходит раздробленное ядро запрокинутой на запад Щельяшорской синклинали, выполненное кечпельской флишевой формацией.

Оченырский антиклинорий представляет собой крупную положительную структуру со срезаным по Карскому надвигу западным крылом. В его строении принимают участие в основном позднерифейско–вендские породы отчетывисской андезибазальтовой и лядгейской риолит-андезибазальтовой формаций, благодаря чему в гравитационном поле проявляется в виде аномальной зоны повышенных значений силы тяжести. Породы смяты в субмеридиональные складки плавно изгибающиеся и в общем плане повторяющие простирание ограничивающего из с запада Карского надвига. Характерно погружение к северу шарниров основных структур. Внутреннее строение антиклинория неоднородно: зоны интенсивного сжатия с развитием изоклинальной складчатости и образованием надвиговых и запрокинутых узких чешуй в туфо-кремнистых и андезибазитовых породах манюкуяхинской и отчетывисской свит чередуются с зонами более спокойного залегания с более прямыми ассиметричными складками в образованиях лядгейской свиты. Залегающие на них с угловым и азимутальным несогласием конгломератово-песчаные породы манитанырской серии слагают мелкие узкие ассиметричные складки, которые лишь подчеркивают основной структурный план представленный складчатыми структурами Нгэтинского поднятия и Сидьямбтинской зоны.

Нгэтинское поднятие расположенное в западной части антиклинория имеет складчато-блоковое строение и представлено двумя крупными антиклиналями – Гнетинской и Бочинской. Поднятие ограничено соскладчатыми продольными и секущими разломами, которые трассируют ряд продольных блоков. Восточная серия блоков, нарушая ядро Бочинской антиклинали небольшими горстами (шириной до 1 км), выводит в ее своде самые древние на площади породы манюкуяхинской свиты.

В пределах *Сидьямбтинской зоны* складчатых структур выделяется серия продольных с разными типами деформаций антиклиналей: Лимбятинская, Алешковская, Малолядгейская, Каньонная, а также Верхнелядгейская синклиналь. Общей особенностью этих структур является их фрагментарность из-за интенсивного проявления разрывной тектоники и как следствие различная протяженность – от 2–4 до 15 км.

В строении свода антиклиналей участвуют верхнерифейские породы очетывисской свиты. Крылья, как правило, сорваны по согласным разломам с образованием надвиговых чешуй. Наиболее представительная и изученная Алешковская антиклиналь, имеет протяженность до 15 км. Ее южное замыкание ограничено поперечным Очетывисским взбросо-сдвигом. Свод антиклинали имеет складчато-блоковое строение с широким развитием взбросов, надвигов с перемещением блоков в западном и северо-западном направлении, а также запрокидывание на запад с соответствующим наклоном осевых плоскостей складок. Складки имеют, как правило, пологие восточные крылья и крутые иногда опрокинутые и сорванные западные крылья.

Талота-Пайпудынский синклиниорий фрагментарно представлен в северо-восточной части листа сопряженными структурами Нерусовейского паравтохтона и Байдарацкого аллохтона.

Нерусовейский паравтохтон. Слагающие эту структуру мраморизованные известняки силура и нижнего-среднего девона разделяют батиальные комплексы Пайхойского (на западе) и Байдарацкого (на востоке) аллохтонов. Протяженность структуры составляет больше 30 км, максимальная ширина достигает 12 км. Западной границей служит дугообразный контур Нярминско-Нерусовейского надвига, простирание плоскости сместителя которого с севера на юг в пределах площади изменяется с северо-западного на широтное. Из-за однообразия литологического состава мраморизованных известняков и слабой обнаженности имеющиеся материалы по тектоническому строению пластины малоинформативны. Согласно А. С. Микляеву [182] изучившему эту структуру непосредственно севернее листов, при относительной условности выделения крупных дополнительных пликтивных структур предполагаются линейные изоклиналильные, наклонные асимметричные, прямые симметричные складки шириной 0,3–0,5 км. Крылья складок часто срезаны согласными надвигами. В центральных частях пластины отмечаются фрагменты моноклиналей шириной до 0,2–0,3 км. При широком диапазоне углов падения слоев (от 20–40° до вертикальных) какая-либо закономерность в преобладании восточных или западных азимутов падения не установлена. В большинстве обнажений из-за интенсивно развитых мраморизации, расланцевания известняков и вторичной полосчатости элементы залегания слоев, как правило, весьма проблематичны. В редких случаях достоверной информации, для мелких пликтивных форм характерны открытые формы складок с относительно плавными изгибами слоев, тупыми замками. В зонах принадвиговых дислокаций иногда наблюдаются вертикальные изоклиналильные, опрокинутые на восток малоамплитудные складки. В целом предполагается сложное шарьяжное строение общей структуры Нерусовейского паравтохтона, исключая вариант интерпретации этого района как выступа шельфа.

Байдарацкий аллохтон представлен в северо-восточном углу листа незначительным по площади фрагментом ограниченным с юго-запада Осовейским надвигом. Представляет собой пакет чешуй с различной ориентировкой фрагментарно представленных складчато-надвиговых структур, сложенных батиальными образованиями харотской, косвожской, няньворгинской, карской, карасиловской и пэтаркинской свит.

РАЗРЫВНЫЕ НАРУШЕНИЯ

Разрывные нарушения на территории листа подразделяются на байкальские, каледоно-герцинские, мезозойские и кайнозойские.

К байкальским предположительно отнесены выделяемые по геофизическим данным крупные зоны разломов фундамента северо-западной и западной ориентировки разделяющие, по всей видимости, крупные блоки байкальского фундамента и определяющие в пределах площади поперечные элементы структуры Новоземельско-Уральской складчатой области. При этом в каледоно-герцинском структурном этаже напрямую, как конкретные разрывы, они не проявлены. Однако их влияние на распределение фациальных поясов на шельфе уверенно проявилось уже начиная с раннедевонского времени.

Большая часть разрывных нарушений имеет каледоно-герцинский возраст. Наиболее крупными из них являются: Главный Западно-Уральский (ГЗУН), Южно-Пайхойский (ЮПН), Главный Пайхойский, Осовейский и Карский надвиги. Сопряженными и соподчиненными с вышеуказанными определены такие крупные дизъюнктивы как Карско-Нярминский, Нярминско-Буреданский и Силова-Едунейский надвиги, а также Синово-Карский надвиг.

Наиболее крупными взбросо-надвигами площади являются: Синово-Лядгейский, Нядейтинский, Силова-Буреданский; взбросами: Уткинский, Очетывисский и Юньяхинский; сбросами: Буртынский.

ГЗУН, трансформирующийся к северо-западу в Южно-Пайхойский надвиг, представляет собой зону крупных региональных взбросо-надвигов, по которой Новоземельско-Уральская

складчатая система 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. Уверенно прослеживается также на сеймопрофилях. У южной рамки ГЗУН представлен двумя ветвями – западной (Хальмершорский надвиг) и восточной (надвиг Нелкыдты) [209]. Далее на север ветви сходятся в районе постепенного перехода ГЗУН в Южно-Пайхойский надвиг, прослеживающийся к северо-западу до восточной границы площади. Амплитуда взброса по ним достигает 1 км при углах наклона плоскости сместителя оцениваемой в 40–50° для ГЗУН и в 30–40° для ЮПН.

Силова-Буреданский взбросо-надвиг и Уткинский взброс по сути играют ту же роль, что и линия ГЗУН–ЮПН, ограничивая серию тектонических блоков-клавиш последовательно, но незначительно надвинутых друг на друга по направлению с юго-востока на северо-запад. Плоскости сместителей их достаточно пологи (углы падения 40–50°), амплитуда взбросов – от первых десятков–сотен метров до километра.

Главный Пайхойский надвиг по региону [95] и на рассматриваемой площади представляет собой дизъюнктив, по которому основные структуры Пайхойского антиклинория надвинуты (вброшены), в основном, на свое же опрокинутое юго-западное крыло. Амплитуду горизонтальной составляющей надвига можно оценить в 20–30 км [95]. Падение плоскости сместителя изменяется в диапазоне 25–50°.

Карско-Нярминский и Карский, Нярминско-Буреданский и Осовейский, а также Силова-Едунейский надвиги схожи значительными амплитудами перемещений. Так по линии Карского надвига совмещены рифейские и силурийские образования, по линии Нярминско-Буреданского – девонские и ордовикские, а по линии Карско-Нярминского надвига южнее площади [209] – пермские и силурийские образования. Различия предполагаются в углах падения их сместителей. Для Карско-Нярминского и Карского надвигов падение плоскостей их сместителей оценивается в 40–50°, а для Осовейского и Нярминско-Нерусовейского надвигов – в 30–60° и с глубиной ожидается [23] их выполаживание вплоть до появления субгоризонтальных поверхностей.

Разрывные нарушения мезозойского (раннеюрского) возраста, нарушающие триасовую молассу ядра Пембойской брахисинклинали, имеют преимущественно взбросовый и сбросовый характер. Эти нарушения, вероятно, подновляют разломы каледоно–герцинского этапа [95]. Типичный пример протяженный Ярейю-Халмерьюский сброс, четко отражающийся в геофизических материалах [193, 207] и осложняющий северо-восточный борт Пембойской брахисинклинали.

К тектоническим нарушениям кайнозойского возраста условно отнесены хорошо дешифрируемые линеаменты северо-западной ориентировки, к которым приурочены хорошо проявленные линейные элементы рельефа, в частности оз. Очеты. По всей видимости, подновлены в кайнозое такие, ограничивающие крупные массивы современного рельефа, дизъюнктивы, как Карский надвиг, Очетывисский разлом и южная часть (в пределах горного сооружения Урала) Юньяхинского взброса.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

На территории листов R-41-XXXV, XXXVI можно проследить историю геологического развития от позднего рифея до квартера и выделить следующие главнейшие этапы ее развития: рифейско–раннекембрийский, позднекембрийско–триасовый, юрско–меловой и палеоген–четвертичный.

В рифейско–раннекембрийский период можно выделить несколько стадий, которые связаны с развитием Доуральского палеоокеана – примитивных островных дуг; зрелых островных дуг и коллизии. В блоках поднятий Оченырды и Едуней на поверхность выходит комплекс доуралид, стратифицированная часть которого представлена позднерифейско–вендскими образованиями бедамельской серии с манюкуяхинской свитой в основании и молассовыми отложениями енганэпэйской свиты вендско–кембрийского возраста, отвечающие всем стадиям эволюции островной дуги – от начальной до зрелой и аккреционной.

В начале позднего рифея в пределах Полярноуральской ветви Доуральского океана, вероятно, начинается этап задугового спрединга. В задуговом бассейне Полярноуральской островной дуги накапливаются отложения манюкуяхинской свиты: туфопесчаники и туфоалевролиты, постепенно сменяющиеся базальтами, андезибазальтами и их туфами.

С середины позднего рифея процесс субдукции значительно активизируется. Островная дуга переходит в зрелую стадию и начинается активный базальтовый и андезибазальтовый вулканизм (накопление нижней части бедамельской серии хребта Большой Едуней и нижней подсвиты отчетывисской свиты хребта Оченырды), сопровождающийся образованием своих субвулканических аналогов. Формируются крупные вулканические постройки центрального типа.

В дальнейшем процессы субдукции ослабевают, в результате чего излияния лав и выбросы пирокластического материала происходят значительно реже. Наряду с образованием базальтовых и андебазальтовых покровов накапливается туфотерригенный и терригенный материал верхней подсвиты отчетывисской свиты (хр. Оченырды).

С образованием под островной дугой коры переходного типа, вновь усиливаются вулканические процессы. Образуется новый очаг магмогенерации, из которого формируются расплавы, давшие начало формированию контрастной риолит-андезибазальтовой формации лядгейской свиты. В это время наряду с базальтами и андезибазальтами интенсивно изливаются лавы дацитов и риолитов, а также, в значительном количестве происходят выбросы, как тонкого (пеплового), так и более крупного до агломератового, пирокластического материала аналогичного состава (накопление верхней части бедамельской серии хребтов Бол. Едуней и Оченырды). Все это сопровождается внедрением дацит-риолит-андезибазальтовых субвулканических тел лядгейского комплекса.

В позднем венде в результате продолжающегося режима сжатия Полярноуральская островная дуга приключается через систему микроконтинентов к краю Восточно-Европейского континента (ВЕК), что приводит к смене субдукционных обстановок на аккреционные. Дуга постепенно трансформируется в кордильеры окраинно-континентального пояса, ассоциирующиеся с остаточными прогибами. В результате, как отражение этих коллизионных процессов, формируется вулканомиктовая моласса енганопэйской свиты (хр. Едуней).

В раннем кембрии завершается орогенез. Район становится частью Восточно-Европейского континента (ВЕК) и в среднем кембрии переходит к платформенному режиму, в течение которого возникшая ранее горная страна полностью пенепленизирована.

В позднем кембрии, на восточной окраине ВЕК начинается этап рифтогенеза. В пределах рассматриваемого района в результате процессов растяжения образуется серия внутриконтинентальных грабенов, параллельных основному рифту, в которых в прибрежно-морских условиях идет накопление песчано-конгломератовых отложений нижней части манитаньрдской серии (на юго-востоке) и известково-песчаных отложений низов хенгурской толщи (на севере). В крайней юго-восточной части района происходит возникновение очагов контрастного рио-

лит-базальтового магматизма, завершившееся внедрением гранитов и риолитов пайпудынского комплекса. Начиная со второй половины тремадока, северная часть района испытывает некоторое погружение и обособление от шельфа ВЕК континентального склона, на котором в течение позднего тремадока–раннего аренига начинают накапливаться турбидные песчано-алевропелитово-известковые осадки верхней части хенгурской толщи. На юго-востоке с середины аренига в пределах области терригенной шельфовой седиментации в мелководных условиях формируются сероцветные отложения верхней части манитанырдской серии. Со среднего ордовика север территории испытывает все более интенсивное погружение и здесь формируется явно выраженный континентальный склон, на котором в течение лланвирна–ашгилла идет образование турбидных известково-глинисто-кремнистых осадков тальбейтывисской и сопчинской свит.

В течение силура–раннего девона происходит образование типичной карбонатной платформы с рифовым внешним краем, вследствие чего по фациальным типам осадков выделяются две подзоны: Михайловско-Вайгачская и Иргизлинско-Карская. Первая отвечает собственно мелкому шельфу (карбонатной платформе), вторая – его внешнему краю.

По внешнему краю карбонатной платформы (Иргизлинско-Карская подзона) формируются отмельные зоны и барьерные рифы, представленные в Карско-Нерусовейском районе нярминской толщей (S_2-D_1). Отмельные отложения карбонатной платформы представлены карбонатной и карбонатно-мраморизованной толщами.

К востоку в Зилаиро-Лемвинской зоне с раннего силура по ранний девон, в пределах опущенной части шельфа и на континентальном склоне, отлагаются известняково-черносланцевые осадки харотской свиты, а на Пай-Хое совершенно аналогичные осадки оюской и ливановской свит.

В раннем эмсе на шельфе начинается трансгрессия и на Полярном Урале и юго-восточном Пай-Хое шельф резко погружается и формируется Изьяшорская некомпенсированная впадина. Вследствие колебательных движений происходит дифференциация характера осадконакопления, формируются мелководные (закрытошельфовые) и относительно глубоководные (открытошельфовые) обстановки, которые выделяются в ранге: Верхнесиловского и Изьяшорского района. Первый отвечает мелководному компенсированному прибрежному осадконакоплению, второй – области шельфовой депрессионной впадины доманикоидного типа с некомпенсированным терригенно-кремнисто-карбонатным типом осадконакопления. В это время в Изьяшорской впадине происходит накопление сланцево-известняковых осадков низов изьяшорской свиты. Северо-восточнее в Верхнесиловском районе отмельная зона шельфа сохраняется и здесь происходит формирование известняково-доломитовых циклитов устьядгейской толщи. По внешнему краю мелководного шельфа в Карско-Нерусовейском районе продолжалось формирование рифогенных образований, представленных нерусовейской толщей.

В позднем эмсе (вязовское время) начинается регрессия, шельф осушается. В этот период происходил частичный размыв ранее накопленных отложений эмса. Продукты размыва, а также тонкий пелитовый материал сбрасывались в Изьяшорскую некомпенсированную впадину шельфа и за его пределы к подножью карбонатной платформы и на континентальный склон. В Изьяшорской впадине ими сложена средняя кремнисто-карбонатно-терригенная часть разреза изьяшорской свиты. В верхней части континентального склона в Пайхойской подзоне формируются турбидные конуса выноса, сложенные песчаниками и алевролитами силовской градации падейской свиты. В нижней части континентального склона в Карско-Нярминском районе на Полярном Урале в этот период накапливались конденсированные филлитовидные сланцы косвожской свиты, на Пай-Хое – зеленоцветные кремнисто-глинистые сланцы карской градации падейской свиты, которые рассматриваются как дистальные турбидиты.

В пределах континентального склона в Байдарацкой и Западнолемвинской подзонах на Полярном Урале отмечаются проявления магматической активизации рифтогенного типа, выразившиеся в редких излияниях базальтов (к югу и востоку от территории листа) и внедрении даек лампрофиров косвожского комплекса.

В койвенское время начинается новое погружение шельфа. В условиях открытого моря в течение эйфеля и раннего живета в Карско-Нерусовейском районе на Полярном Урале и юго-восточном Пай-Хое происходит накопление известняков верхов устьядгейской толщи. В Изьяшорской впадине продолжается накопление кремнисто-глинисто-карбонатных осадков изьяшорской свиты. По внешнему краю карбонатной платформы на Полярном Урале продолжилось формирование рифогенных образований нерусовейской толщи.

В пределах Зилаиро-Лемвинской зоны у подножья карбонатной платформы в Пайхойской подзоне идет накопление мощной глинисто-алевритовой клиноформы силовской градации падейской свиты, в пределах континентального склона – глинисто-кремнистых осадков карской

градации падейской свиты. В Байдарацкой и Западнолемвинской подзонах – алевропелитов косвожской свиты.

В позднем живете вся область мелкого шельфа (Бельско-Елецкая зона) ненадолго полностью осушается, часть ранее накопленных отложений размывается, вероятно, формируются коры выветривания латеритного профиля, фрагменты которых в виде линз сиаллитов, аллитов, бокситов сохранились в палеокарсте в Карско-Нерусовейском бокситоносном районе.

В кыновское время позднего живета и начале франского века происходит новое резкое опускание всей шельфовой зоны и начинается обширная «франская» трансгрессия. В пределах шельфа образуется обширная некомпенсированная впадина, в которой в течении франского века накапливались относительно глубоководными доманикоидные отложения гурейтывисской толщи в Изьяшорском, Верхнесиловском и Карско-Нярминском районах.

В фамене начинается заполнение некомпенсированной впадины за счет расширения отмельных банок. В Верхнесиловском районе формируется отмельная карбонатная мегабанка представленная водорослевыми, оолитовыми и обломочными известняками сизимюнкошорской толщи. В турне развивается типичный мелководный открытый шельф, на котором отлагаются органогенно-детритовые известняки с кремнями важхановейской свиты.

В Изьяшорском районе в фамене продолжает существовать некомпенсированная впадина, в которой отлагаются кремнисто-карбонатные отложения ховратывисской толщи. Заполнение этой впадины происходит только в турнейское время ритмичными кремнисто-карбонатными отложениями буреданской свиты.

С фаменского времени на внешнем крае шельфа в Карско-Нерусовейском также возникает зона мелководья, возобновляется отмельное банковое, вследствие чего отлагаются водорослевые известняки варкатывисской толщи.

В пределах континентального склона (в Байдарацкой и Западнолемвинской подзонах) в течение позднего живета, позднего девона и турне шло накопление глубоководных ленточных силицитов и яшмоидов (в том числе марганцовистых) няньворгинской свиты. В Пайхойской подзоне в позднем живете раннем фране идет накопление ленточных карбонатно-глинистых отложений путьюской свиты, в позднем фране, фамене и турне ленточных силицитов, фтанитов и яшмоидов (в том числе марганцовистых) и кремнистых известняков громашорской и силова-яхинской свит.

В раннем визе на юго-восточной пассивной окраине Восточно-Европейского континента начинается регрессия. На шельфе в пределах Михайловско-Вайгачской подзоны периодически наступают континентальные условия, сменяющиеся интервалами накопления субконтинентальных маломощных терригенных и мелководных карбонатных толщ.

С началом позднего визе на шельфе происходит новая обширная морская трансгрессия. В условиях открытого мелкого шельфа в течение позднего визе, серпухова, среднего карбона в Верхнесиловском, Изьяшорском районах, отлагается мощная толща органогенных, органогенно-обломочных и детритовых карбонатов сартъюской и цементнозаводской свит.

В Западнолемвинском районе у подножья карбонатной платформы в пределах континентального склона в течение визе–серпухова, среднего и позднего карбона идет образование склоновых обломочных карбонатов воргашорской свиты.

В Байдарацком районе формируются более глубоководные известняково-кремнистые и углеродистые отложения карской и нижней части карасиловской свит.

В Пайхойской подзоне отлагаются переходные карбонатно-кремнистые и углеродисто-кремнистые отложения карской свиты и нижней части карасиловской свиты.

В конце позднего карбона, в связи с началом коллизии на месте бывшего глубокого шельфа и верхней части континентального склона, в Западно-Лемвинской подзоне возникает остаточный трог, в котором с конца позднего карбона по раннюю пермь накапливается кечпельский терригенный флиш, источником сноса для которого являлся восточный коллизионный ороген.

Ввиду того, что закрытие Уральского палеоокеана происходило последовательно с юга на север, в Байдарацкой и Пайхойской подзонах Зилаиро-Лемвинской зоны в позднем карбоне и ранней перми (ассель–ранний сакмар) продолжалось накопление углеродисто-кремнистых, фосфат содержащих и, отчасти, марганцовистых батиальных осадков верхней части разреза карасиловской свиты. Это указывает на то, что коллизионный ороген все еще был отделен здесь от континентального склона глубоководным желобом.

В середине ассельского века на Полярном Урале начинается абдукция Уральской плиты на пассивную окраину, формируется Предуральский краевой прогиб. Это выражается в деструкции части пассивной окраины и формировании на месте бывшего мелководного карбонатного шельфа и островной суши депрессионной Коротайхинской впадины, в которой накапливаются конденсированные мергелистые осадки сизымской свиты, т. к. впадина была еще отделена от

воздымающейся на востоке кордильеры флишевым трогом. Терригенный материал начал поступать в нее только с артинского века, когда трог полностью заполнился. С этого времени и до первой половины кунгурского века происходит накопление нижней (морской) сероцветной молассы, сложенной ритмично построенными толщами алевролитов, песчаников и аргиллитов (гусиная, бельковская и талатинская свиты). Со второй половины кунгурского века моласса формируется в лагунно-континентальных условиях – песчаники, алевролиты, аргиллиты, конгломераты (воркутская серия). В этот период возникает интенсивное угленакпление в пределах Силовского и Хальмерьюсского месторождений. Восточная часть территории, по-видимому, уже с кунгурского века являлась областью размыва. Со средней перми моласса формируется в континентальных условиях (печорская серия).

Перед началом осадконакопления в триасе был кратковременный перерыв, которому сопутствовали излияния рифтогенных базальтов. После чего накопление континентальной молассы в Коротайхинской впадине продолжалось в течение всего триаса (лестаншорская, нядейтинская и коротайхинская свиты).

На основании того, что в пределах краевого прогиба отложения перми и триаса достаточно единообразно деформированы, можно считать, что затронувшие их процессы складкообразования завершились только к концу триаса.

Уральская мобильная область к концу триаса–началу юры, вероятно, завершила свое существование. Образовавшаяся складчатая система с ранней юры (с конца триаса?) стала частью фундамента Урало-Сибирской эпигерцинской молодой платформы. Горная страна, возникшая в орогенный период, на платформенной стадии была полностью нивелирована в течение юры–раннего мела и сформированы две региональные поверхности предельного выравнивания (пенеплен и педилен), фиксированные корами выветривания, продукты размыва и переотложения которых наблюдаются в юрско–раннемеловых разрезах континентальных, субконтинентальных фаций вдоль Урала и Пай-Хоя за пределами листа [72, 80].

В позднем мелу–начале палеогена предполагается начало этапа неотектонической активизации и эпиплатформенного орогенного возрождения Урала. В начальной стадии оно выразилось в обособлении современного морфоструктурного плана Уральского горного сооружения и формировании южнее площади, в пределах Косью-Роговской впадины, серии консидементационных впадин, в которые проникали воды обширного Западно-Сибирского позднемелового–палеоцен–эоценового бассейна (Воравожская и Тарыхинская палеодепрессии, скв. 228 и др.).

В эпоху эоценовой стадии трансгрессии, максимальной для кайнозоя, обширные площади Урала и Пай-Хоя были перекрыты морем, возвышаясь над ним в виде низких островов [1, 28, 30, 32]. Осадки Арктического бассейна – кварцевые алевриты эоценовой лимбятаяхской толщи – зафиксированы на территории листа в структурно-эрозионных депрессиях Урала на абсолютных отметках 240–300 м.

В начале раннего олигоцена в результате неотектонической активизации региона начинается интенсивный рост Урала. К концу олигоцена значительный импульс в воздыманию поднятий, при сохранении прежнего позднемелового–эоценового структурно-тектонического плана, привел к формированию низкогорий, размыву кор выветривания. В миоцене, после некоторого замедления тектонической активности, происходит резкое оживление дифференцированных движений. На Урале формируются среднегорья с чертами субальпийского рельефа и на верхних ярусах горного рельефа консервируются фрагменты древних поверхностей выравнивания. Маломощный покров (неизвестный ныне) на этих фрагментах, вероятно, несколько перерабатывается денудационными процессами с возникновением обширных элювиальных полей. Интенсивно размываются остатки кор выветривания, скальные породы, морские мезозойские и палеогеновые отложения, перекрывающие окраины Урала и Пай-Хоя. Формируется основа современного рисунка гидросети.

В результате неоднократных неогеновых трансгрессий Арктического бассейна на прилегающей к Полярному Уралу территории образовалась обширная аккумулятивная равнина, сложенная морскими, аллювиально-морскими и ледово-морскими песками, алевритами, глинами и алевроглинами пембойской толщи, лыжской свиты, колвинской, падимейской и роговской серий.

В послероговское время начинается воздымание возвышенностей Едуней и Пембой, формирование у северо-западного склона последней серии куэстообразных гряд.

Воздымание региона и очередная неотектоническая активизация в начале неоплейстоцена привели к регрессии вод плиоцен–эоплейстоценового Арктического бассейна. В ранне-среднеплейстоценовое время в пределах возрождающегося орогена происходит чередование импульсов оживления общего поднятия и роста гор и относительно продолжительных этапов затухания тектонических движений.

Начиная, вероятно, со среднего неоплейстоцена горная часть становится центром неоднократных оледенений, временами до горно-покровных, однако прямые свидетельства этому в виде соответствующих морен на изучаемой территории известны только начиная с верхнего неоплейстоцена. Ханмейское оледенение носило горно-покровный характер, полярноуральское оледенение имело горно-долинный сетчатого типа характер с обширными выводными ледниками, прослеживающимися на север. Деграция ханмейского оледенения, перекрывавшего значительную часть площади, сопровождалась активным водосбросом в перекрытую его морской гидросетью, что привело к активной перестройке и эрозионному обновлению гидросети, формированию лестницы речных и долинно-флювиогляциальных террас, глубокому врезанию крупных рек, образованию протяженных каньонов. Геологическую историю развития территории завершает формирование современного облика гидросети и голоценовое оледенение.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Территория листа располагается в районе сочленения кряжа Пай-Хой и горного сооружения Полярного Урала. Преобладающую часть площади занимает равнина с абсолютными отметками в пределах 100–250 м. В юго-восточной части расположен Полярный Урал с максимальной абс. отм. 1 375 м (хр. Оченырда), интенсивно расчлененное среднегорье субальпийского типа, предопределенное препарировкой докембрийских и палеозойских пород. В северной и юго-западных частях площади наблюдаются отдельные слабосчлененные низкогорные массивы – хребет Большой Едуней с максимальной абс. отм. 316 м и возвышенность Пембой с максимальной абс. отм. 421 м.

Речная сеть района построена по древовидному типу, в среднем течении р. Силоваяха отмечается перистый тип речной сети. Наиболее крупные реки – Кара, Силоваяха, Большая Лядгейяха, Нярмайяха. На отдельных участках долины рек унаследовано связаны с разрывной тектоникой, обусловившей их прямолинейность и общее направление. Для таких водотоков как реки Силоваяха, Кара, Лядгейяха, Нярмайяха, на участках долин расположенных вкрест простираения пород выработаны каньонообразные русла, часто порожистые, с водопадами различной высоты. Борты каньонов достигают высот от 20–25 до 60–70 м (например, Большой Каньон на р. Силоваяха). Водопады высотой от 2 до 12 м наблюдаются в долинах рек Силоваяха, Силовая-Мусюршор, Хальмер-Ю, Буредан-Ю и ручьев Буреданшор, Сизимтьвис и др.

В соответствии с типовой легендой геоморфологических карт [82] в пределах изучаемой территории выделены следующие основные генетические категории рельефа: структурно-денудационный, денудационный, денудационно-аккумулятивный и аккумулятивный.

СТРУКТУРНО-ДЕНУДАЦИОННЫЙ РЕЛЬЕФ

Структурно-денудационный рельеф развит в юго-восточной части листа в пределах Полярного Урала и включает поверхности горных массивов и их склоны, предопределенные препарировкой тел гранитов и риолитов, а также склоны гор предопределенные препарировкой разрывных нарушений.

Поверхности горных массивов, предопределенные препарировкой тел гранитов и риолитов (1) развиты в пределах хр. Оченырда. Представляют собой резкоограниченные, изометричные в плане возвышенности, сложенные устойчивыми к разрушению породами – гранитами и риолитами. Размеры колеблются от 1–2 км до десятков километров, высотой до 200–400 м. Массивы имеют уплощенные поверхности, крутые и обрывистые обширные склоны, иногда с эрозионными нишами и небольшими карами у их бровки. Начало формирования поверхностей соответствует этапу пенеппенизации территории, когда крупные тела гранитов и риолитов, вероятно, создавали литоморфные возвышенности, локально осложняющие поверхность обширного древнего пенеппена. Дальнейшее их становление, как структурно-предопределенных форм рельефа, связано с этапом неотектонического возрождения Урала и продолжается до настоящего времени. Длительность формирования – мезозой–четвертичный период (MZ–Q).

Прямолинейные, крутые и средней крутизны, преимущественно северо-восточной ориентировки склоны гор и горных массивов (2), а также *структурно-денудационные уступы, предопределенные препарировкой разрывных нарушений*, развиты на геоморфологической границе «горное сооружение–предгорная равнина» и, соответственно, отделяют Полярный Урал от окружающей его равнины. Это, как правило, крутые склоны от, преимущественно, десерпционных до, преимущественно, обвально-осыпных склонов. Они прослеживаются на десятки километров, при высоте до сотен метров. Длительность формирования коррелируется со временем становления современного плана горного сооружения – поздний мел–четвертичный период (K₂–Q).

ДЕНУДАЦИОННЫЙ РЕЛЬЕФ

Денудационный рельеф территории сформировался в результате проявления различных экзогенных процессов: эрозии, экзарации, комплексной денудации и других в течении длительного становления горного сооружения и сопряженной равнины. Представлен эрозионными склонами, сопряженными с гидросетью современного плана; экзарационными формами рельефа, созданными во время ханмейского, полярноуральского и голоценового оледенений; фрагментами цокольного пенеппена и педиппена; денудационными склонами гор и низкогорий; денудационными поверхностями выравнивания на склонах низкогорных возвышенностей.

Эрозионные склоны речных долин (3) повсеместно сопряжены с долинами современных водотоков и аккумулятивным комплексом речных террас современной гидросети; обрамляют обширные аккумулятивные и аккумулятивно-денудационные поверхности выравнивания междуречий. Эрозионные склоны характеризуются различными углами наклона – от пологих, до крутых. Высота склонов так же резко изменчива в долинах разных водотоков: от первых десятков метров для мелких водотоков, до 100 и более метров для рек Кара, Силоваяха. Время формирования – поздний неоплейстоцен–голоцен (Q_{III-H}).

Поверхность экзарационной равнины, сформированной во время ханмейского оледенения (4), выделяется в проксимальной зоне ледника в восточной части территории. В рельефе выражена в виде сглаженных возвышенностей с пологими склонами, выработанными в неогеновых и палеозойских породах. Равнина расположена на абсолютных отметках 100–140 м, а при приближении к Полярному Уралу повышается до отметок 160 м. Коррелятивными осадками является ханмейская морена. Время формирования – поздний неоплейстоцен (Q_{IIIz}).

Экзарационные склоны полярноуральского оледенения (5), от крутых, обрывистых до склонов средней крутизны. Выделяются в пределах горного сооружения Урала по бортам долин руч. Очетывис, Нгэтенашор и в истоках р. Бол. Кара. Плечи трогов фиксируются на абс. отм. 500–600 м (например, около 620 м по западному борту долины руч. Очетывис, при выходе из гор или около 500 м по западному борту троговой долины в верховьях р. Бол. Кара). Образовались при экзарации уже существовавших к тому времени склонов структурно-денудационных депрессий, подработанных, на более ранних этапах, экзарацией среднечетвертичного и ханмейского оледенений. Коррелятивные осадки – морена полярноуральского оледенения. Время формирования – поздний неоплейстоцен (Q_{IIIz}).

Альпинотипный облик рельефу Полярного Урала придают *экзарационные склоны и кары голоценового оледенения (6)*. Экзарационные склоны – крутые и средней крутизны, в верхней части обрамленные резкими обрывистыми уступами, на абс. отм. до 1 200 м и выше – созданы экзарационной деятельностью современных ледников, которые, как правило, унаследовано перерабатывают более древние экзарационные склоны полярноуральского возраста. Кары развиты на абс. отм. от 800 до 1 375 м и представляют собой чашеобразные углубления в привершинной части горных хребтов, с крутыми скалистыми стенами и пологовогнутым днищем, часто занятым горными озерами. Образовались под воздействием небольших ледников, снежников, часто наследующих кары более древних оледенений. К некоторым карам приурочены постоянные ледники – ледники Терентьева, МГГ, МИИГАиК, Долгушина, Боча, расположенные в пределах хр. Оченыр. При формировании каров на сопряженных склонах хребтов, стенки их, в дальнейшем регрессивно отступая, смыкаются, образуя острый гребневидный водораздел. Такие водоразделы часто наблюдаются в горах Полярного Урала. Коррелятивные осадки – морена голоценового оледенения. Время формирования – голоцен (Q_H).

Денудационная поверхность выравнивания на склонах низкогорных возвышенностей (7) обрамляет фрагменты педиппена вне Уральского горного сооружения, расположена в пределах возвышенностей Пембой – на абс. отм. 220–260 м и Бол. Едуней – на абс. отм. 120–160 м и несет неравномерный чехол элювиальных, делювиальных, десерпционных и солифлюкционных отложений. По западному склону возв. Едуней и юго-восточному склону возв. Пембой отделена от педиппена протяженными денудационными склонами. Формирование поверхности началось в позднем мелу и продолжается до настоящего времени (K_2-Q).

Склоны гор и низкогорий различной крутизны, созданные процессами комплексной денудации (8) на абс. отм. 1 000–1 300 м, крутые и средней крутизны, обрамляют фрагменты цокольного пенеппена в пределах Полярного Урала. На поздних этапах формирования значительно подработаны экзарационными процессами. В пределах склонов развиты делювиально-коллювиальные отложения. Начало формирования склонов совпадает с тектонической перестройкой в раннемеловое время, и продолжается доныне (K_1-Q).

Склоны гор и низкогорий различной крутизны, созданные процессами комплексной денудации (9), обрамляющие фрагменты педиппена в пределах Полярного Урала (на абс. отм. 600–

800 м), а также возвышенностей Едуней и Пембой (на абс. отм. до 300–400 м). Крутые и средней крутизны до пологих (например, восточные склоны возв. Едуней), с преобладанием делювиально-коллювиальных и десерпционно-солифлюкционных склонов. Начало формирования склонов связывается с этапом начала максимальной неотектонической активизации территории и соответственно коррелируется с началом этапа возрождения Урала как горного сооружения в позднемеловое время и продолжается донныне (K_2-Q).

Реликты цокольного пенеplена (10) представляют собой пологонаклонные (до 5–10°) площадки, созданные процессами комплексной денудации в позднем триасе–юре при формировании поверхности предельного выравнивания – пенеplена. В современном рельефе гор Полярного Урала эти поверхности отвечают верхнему ярусу рельефа, где фрагментарно сохранились на вершинах хребтов на высотах от 1 000 до 1 300 м. Характеризуются значительной сглаженностью, в ряде случаев несут следы воздействия процессов морозного и снежного выветривания и солифлюкции. Время формирования поверхности – поздний триас–юра (T_3-J).

Фрагменты *поверхности педиplена (11)* в пределах горного сооружения фиксируются на абсолютных отметках от 600 до 800 м. Педиplен сформирован процессами комплексной денудации при параллельном отступании склонов в результате региональной тектонической перестройки в начале раннего мела [80]. Представляют собой относительно плоские пологонаклонные привершинные поверхности отдельных частей горных массивов Урала на более низких абсолютных отметках, чем фрагменты древнего пенеplена. Эта денудационная поверхность срезает древнее складчатое основание докембрийского и раннепалеозойского возраста. Длина отдельных фрагментов достигает 5–8 км, ширина – сотни метров. На поверхности педиplена повсеместно развиты элювиальные и элювиально-делювиальные образования. Время формирования – ранний мел (K_1).

Поверхность педиplена (12) вне горного сооружения прослеживается на гораздо более низких отметках 300–400 м. Является ложем для мощного чехла кайнозойских отложений, выступая на поверхность отдельными массивами унаследованно развивающихся морфоструктур. Последние представлены на севере территории в пределах хр. Большой Едуней (в пределах Едунейского куполовидного поднятия) и на юге – г. Пембой (восточное замыкание Коротаихинской впадины), возвышающимися над окружающей равниной на 100–200 м. Поверхности педимента прикрыты маломощным слоем преимущественно делювиально-десерпционных отложений, осложнены литоморфными грядами, подчеркивающими простирающие коренных пород (г. Пембой) и нивально-эрозионными нишами. Такие ниши являются водосборными воронками в истоках некоторых ручьев, имеют округлую или овальную форму с крутыми верхними бровками и выполаживающимся днищем, выработанные при совместной деятельности процессов гравитации, нивации и водной эрозии. Время формирования фрагментов педимента вне гор – ранний мел (K_1).

Надо отметить, что различное высотное положение раннемеловых фрагментов педиplена (от 600–800 м в горах и 300–400 м на равнине) предопределено различным проявлением на равнине и в горах неотектонических движений при возрождении горного сооружения Урала в позднемеловое–миоценовое время.

АККУМУЛЯТИВНО-ДЕНУДАЦИОННЫЙ РЕЛЬЕФ

Пологие склоны внутрiledниковой флювиогляциальной впадины, созданные флювиогляциальными потоками по экзарационному рельефу ханмейского времени (13). Наряду с экзарационной деятельностью ханмейского ледника в формировании склонов впадины большую роль сыграли эрозионно-аккумулятивные процессы, проявившиеся в размыве подстилающей поверхности и отложении чехла флювиогляциальных отложений тальми водами ханмейского ледника. Поверхность склонов неровная, изъеденная многочисленными эрозионными ложбинами постоянных и временных водотоков. Время формирования – второй термохрон поздний неоплейстоцен (Q_{III}).

Аккумулятивно-денудационная равнина (14) на абсолютных высотах 100–200 м, расположена в западной части территории. Сформирована на песчаных, супесчано-глинистых морских и ледово-морских отложениях неогеновых и эоплейстоценовых трансгрессий Арктического бассейна. Денудационная составляющая генезиса проявилась в некоторой экзарационной деятельности среднечетвертичного ледника, эрозионной деятельности талых ледниковых вод среднечетвертичного и ханмейского ледников и, позднее, рек, преимущественно в средней и северной части равнины. Преобладающая часть равнины характеризуется сглаженными склонами, субгоризонтальными плоскими водораздельными поверхностями, часто заболоченными, изобилую-

щими термокарстовыми воронками и озерами, торфяными буграми, широко развит тундровый микрорельеф (медальоны вымораживания, полигональные грунты). В южной части равнины, у подножия г. Пембой, наблюдаются отчетливые куэстообразные гряды, прослеживающиеся в северо-восточном направлении на десятки километров. В бассейнах рек Ярэйю и Хальмерью в пределах перигляциальной ханмейской озерно-флювиогляциальной равнины выделяются эрозионные останцы данной поверхности. Время формирования – миоцен–верхний неоплейстоцен (N_1-Q_{III}).

АККУМУЛЯТИВНЫЙ РЕЛЬЕФ

В соответствии с ведущими рельефообразующими факторами аккумулятивные поверхности рельефа разделены на аллювиальные, пролювиальные, ледниковые, водно-ледниковые и смешанного генезиса.

Аллювиально-пролювиальные конуса выноса и предгорные шлейфы (15), выражающиеся в масштабе схемы, развиты на геоморфологической границе «горы–предгорная равнина» в местах выхода из гор ряда водотоков. Образуют характерные конусовидные в плане формы рельефа со струйчатым веерообразным рисунком фотоизображения. Сформированы в результате активизации процессов аккумуляции пролювиально-аллювиальных образований в конце полярноуральского времени (на завершающем этапе деградации полярноуральского оледенения) и далее продолжившегося в голоцене. Коррелятные осадки – аллювий и пролювий русла, поймы и первой надпойменной террасы. Время формирования – четвертый термохрон позднего неоплейстоцена–голоцен (Q_{III-H}).

Поверхность полярноуральской озерно-аллювиальной террасы (16), сформирована в результате совместной деятельности постоянных водотоков и талых вод полярноуральского ледника, развита по правому берегу р. Кара, а также в долине р. Бол. Лядхэйяха и руч. Парус-Щельяшор. Поверхность пологоволнистая, ширина в среднем до 2–2,5 км. Время формирования – четвертый термохрон позднего неоплейстоцена (Q_{III}).

Поверхность ханмейской озерно-аллювиальной террасы (17), сложенная аллювиальными и озерными отложениями ханмейского времени, развита в долинах рек Силоваяха, Кара, Нярмаяха, Юньяха, руч. Хальмершор и др., где представлена аккумулятивным пологонаклонным террасовидным уровнем, сохранившимся от последующего размыва в виде обширных (ширина достигает 2–2,5 км) и протяженных фрагментов на относительных высотах 15–17 (реже до 19–20) м. Формирование происходило при завершении деградации ханмейского ледника и поверхность является последней составляющей морфологического ряда ханмейских аккумулятивных форм: «зандровая равнина» (или «внутриледниковая флювиогляциальная равнина»)–«озерно-аллювиальные расширения подпруженных долин»–«аллювий долин». Время формирования – второй термохрон позднего неоплейстоцена (Q_{III_2}).

Ровная, пологонаклонная поверхность третьей надпойменной террасы (18) развита отдельными фрагментами в долине реки Сибирчата-Яха на относительных высотах 15–17 м, за пределами распространения образований ханмейского конечно-моренного комплекса. Ширина террасы достигает 800 м. Сложена песками, песчано-гравийными галечниками, валунными галечниками часто с суглинистым заполнителем, старичными глинами и суглинками. Время формирования – второй термохрон позднего неоплейстоцена (Q_{III_2}).

Пологонаклонная поверхность второй надпойменной террасы (19) широко развита за пределами распространения образований полярноуральского конечно-моренного комплекса в долинах всех более или менее крупных рек района – Кары, Силоваяхи, Ярэйю, Тальмаю, Хальмерью и др., на относительных высотах 8–12 м. Вложена в образования ханмейского конечно-моренного комплекса и сопряженных с ним полей максимального развития ханмейских флювиогляциальных и озерно-аллювиальных образований, а так же в поверхность третьей надпойменной террасы (по р. Сибирчата-Яха). Значительно эродирована на последовавших этапах формирования современной гидросети, формировании ступенчатой поверхности первых террас и пойм. Ширина поверхности второй террасы в отдельных случаях достигает 3 км (р. Кара). Время формирования – третий термохрон позднего неоплейстоцена (Q_{III_3}).

Поверхность пойм и первой надпойменной террасы (20) в масштабе геоморфологической схемы показывается объединенной. Широко распространена в долинах всех главных (рр. Кара, Силоваяха, Хальмерью) и большинства более мелких водотоков. Низкая пойма имеет относительную высоту 0,5–1 м, высокая пойма имеет относительную высоту 3–3,5 м, первая надпойменная терраса – 5–7 м. Время формирования поверхности определяется, как четвертый термохрон позднего неоплейстоцена–голоцен (Q_{III-H}).

Пологоволнистая поверхность ханмейской зандровой равнины (21) развита на абсолютных высотах 100–210 м по периферии ханмейских морен и отчасти внутри поля последних в местах прорыва мелких подпрудных бассейнов. Образована аккумулятивной деятельностью флювиогляциальных потоков при максимуме распространения и начале деградации ханмейского ледника. Время формирования – второй термохрон позднего неоплейстоцена (Q_{III}).

Поверхность полярноуральской зандровой равнины (22) обрамляет зону развития морен полярноуральского оледенения, образуя «шлейф» шириной до 10 км. Поверхность сформирована полярноуральскими флювиогляциальными отложениями, расположена на абсолютных отметках 80–200 м, обычно плоская, но неровная, с многочисленными следами водных потоков. Время формирования поверхности – четвертый термохрон позднего неоплейстоцена (Q_{III}).

Пологоволнистая поверхность зандров голоценового оледенения (23) фрагментарно распространена в пределах гор в долинах руч. Очетывис, р. Лимбятаяха и др. Формирование поверхности связано с аккумулятивной деятельностью потоков талых вод современных ледников. Время формирования – голоцен (Q_H).

Поверхность ханмейской озерно-ледниковой равнины (24), расположенной в пределах Ханмейской моренной равнины в долине ручья Шарапов, представляет собой плоскую заболоченную поверхность площадью $3,6 \times 1,7$ км на абсолютных отметках 220–225 м, сложенную глинистыми озерно-ледниковыми осадками. Возникновение ее связано с существованием здесь подпрудного озера вследствие перегораживания стока при таянии ханмейского ледника. Время формирования – второй термохрон позднего неоплейстоцена (Q_{III}).

Пологоволнистая поверхность внутрiledниковой ханмейской флювиогляциальной равнины (25) сформирована отложениями талых вод ханмейского ледника на стадии его деградации, сложена галечниками, гравийниками. Время формирования – второй термохрон позднего неоплейстоцена (Q_{III}).

Пологоволнистая поверхность перигляциальной ханмейской озерно-флювиогляциальной равнины (26) занимает обширные выровненные площади шириной до 7–8 км во внеледниковой зоне ханмейского оледенения, вытянутые вдоль долины р. Ярэйю и верхнего течения р. Силоваяха. В пределах поверхности сильно развиты процессы заболачивания. Имеет смешанный флювиогляциальный и ледниково-озерный генезис, образовалась на стадии деградации ханмейского ледника. Сложена преимущественно песками, супесями, реже глинами, суглинками. Время формирования – второй термохрон позднего неоплейстоцена (Q_{III}).

Холмисто-грядовая ханмейская моренная равнина (27) протягивается широкими до 11 км дугообразными полуамфитеатрами с юга, от возвышенности Пембой к подножию хребта Большой Едуней и в северо-восточной части через озеро Ыджид-Дияты. Имеет типичный холмисто-западинный, котловинный, холмисто-грядовый рельеф – сочетание ледниковых и водноледниковых форм рельефа – моренных холмов, гряд, озв, камов. Относительная высота гряд и холмов достигает 10–20 м, а отдельных – 30–35 м, ширина гряд колеблется до 250 м, протяженность до 2,2–5 км (правый берег р. Хальмерью). Холмы, гряды сложены суглинками, гравийниками, галечниками. Понижения заполнены озерами и мелкими водотоками. Время формирования – второй термохрон позднего неоплейстоцена (Q_{III}).

В пределах ханмейской моренной равнины выделяются наледниковые и подледниковые озера, а также ложбины стока ледниковых вод, которые на схеме показаны в виде контуров, за исключением ледниково-озерной равнины, расположенной в долине руч. Шарапов.

Поверхность полярноуральской морены (28) развита в зоне Уральского горного сооружения, приурочена к днищам долин и каров, а также образует лопасти конечно-моренных форм в предгорной части, спускающиеся до долины руч. Парус-Щельяшор и устья р. Малая Лядгейяха. Имеет типичный холмисто-западинный, холмистый, параллельно-грядовый рельеф, часто с четко выраженными донными, боковыми и конечными моренами. Понижения между холмами и грядами часто заняты небольшими мелкими удлиненными озерами. Высота холмов до 10–15 м, сложены преимущественно суглинками, реже – песками, гравийниками (правый берег р. Нгохойяха). Гряды наблюдались в пределах Полярного Урала на междуречье р. Сидянявьяха и руч. Парус-Щельяшор, на прилегающей к Полярному Уралу равнине – по обоим берегам р. Сидянявьяха, а также выделяются по аэрофотоснимкам и крупномасштабным картам в междуречье ручьев Парус-Щельяшор и Северный. Протяженность гряд достигает 800 м, высота – до 15 м, сложены песками, гравийниками, гравийными галечниками. Время формирования – четвертый термохрон позднего неоплейстоцена (Q_{III}).

Морена современного оледенения (29) приурочена к карам и циркам в пределах Уральского горного сооружения, представляет собой холмисто-грядовую поверхность с четко выраженными боковыми и конечно-моренными образованиями. Время формирования – голоцен (Q_H).

ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ РЕЛЬЕФА

В истории формирования современного рельефа исследуемой территории выделяется несколько основных этапов: коллизионный орогенез, мезозойская денудация, позднемезозойско–раннекайнозойские неотектонические блоковые движения земной коры, среднекайнозойские эпейрогенические колебания уровня Арктического бассейна, плейстоценовые и голоценовое оледенения.

Коллизионный орогенез, завершившийся в позднем триасе, сформировал структуры Ново-земельско-Уральской складчатой системы и сопряженной Коротаихинской впадины.

В результате мезозойской (позднетриасово?–юрской) комплексной денудации древний и обширный коллизионный ороген («палеоУрал»), вероятно представлявший собой значительное горное сооружение, был преобразован в новую структурную поверхность – пенеплен с корой выветривания каолинового профиля. Остаточные фрагменты этого пенеплена наблюдаются в пределах самого высокого яруса рельефа Уральских гор в виде небольших выровненных поверхностей с абсолютными отметками от 1 000 до 1 300 м.

Некоторая тектоническая перестройка в начале раннего мела, фиксирующаяся по региону в смене режима осадконакопления (с морского на континентальный) на востоке Печорской плиты [80] и в Западной Сибири [72], вероятно, положила начало формированию (в течение раннего мела) обширной региональной поверхности выравнивания, сопряженной с фрагментами раннемезозойского пенеплена – поверхности педиплена. Фрагменты педиплена наблюдаются сегодня по периферии горных хребтов на отм. 600–800 м и на вершинах возвышенностей и краях вне современного Урала на отм. 300–400 м (возвышенности Пембой и Едуней).

Новейший этап возрождения Урала, как горного сооружения, в течение которого был сформирован современный рельеф, соотносится с началом позднего мела–концом палеогена [1]. В позднем мелу начинается обособление современного морфоструктурного плана Урала. К середине палеогена на фоне проявления общего сводово-глыбового поднятия Урала и Пай-Хоя широко проявилась денудация, выразившаяся в заложении серии эрозионно-структурных депрессий, как в пределах современного горного сооружения (Лимбятаяхская, Очетывисская, Малоялгдейская), так, вероятно, и на предгорной равнине. В середине–конце среднего палеогена эрозионно-структурные депрессии были затоплены в ходе обширной эоценовой трансгрессии.

В неогене–эоплейстоцене региональное поднятие площади происходило в режиме колебательных движений, что привело к многократным перестройкам гидросети и неоднократным трансгрессиям арктического бассейна, в результате которых на прилегающей к современному Уралу территории образовалась обширная аккумулятивная равнина, сложенная морскими, аллювиально-морскими и ледниково-морскими отложениями пембойской толщи, колвинской, падимейской и роговской свит, переработанная в более позднее время денудационными процессами.

Воздымание региона и неотектоническая активизация в начале неоплейстоцена привели к регрессии вод Арктического бассейна, как на данной территории, так и по всему региону [28, 27, 29].

Начиная, вероятно, со среднего неоплейстоцена горная часть территории становится центром неоднократных оледенений, однако прямые свидетельства этому в виде соответствующих морен на территории листа известны только начиная с ханмейского времени позднего неоплейстоцена. Позднееоплейстоценовое ханмейское оледенение носило горно-покровный характер, полярноуральское оледенение на территории было горно-долинным сетчатого типа с характерными обширными выводными ледниками у подножий северных и северо-западных склонов горной страны (аляскинский тип оледенения). Современное оледенение является преимущественно каровым. В процессе таяния ледников сформированы обширные флювиогляциальные и смешанного озерно-ледникового и флювиогляциального генезиса поверхности. Сброс талых вод происходил в основном в северном направлении – по долинам современных рек Хальмерью, Силоваяха, Кара.

Во время голоценового климатического оптимума большинство ледников Урала, по видимому, полностью исчезли. Современное каровое оледенение возникло в результате последующего похолодания и некоторого увлажнения климата в начале субатлантической эпохи. Формирование современной гидросети, происходившее со среднего неоплейстоцена и продолжающееся сегодня, завершает историю формирования рельефа территории.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

На территории листов R-41-XXXV, XXXVI имеется 4 угольных месторождения и 1 месторождение оптического флюорита. Кроме того, промышленный интерес представляют: проявления марганца, бокситов, золота, флюорита, фосфоритов, пункты минерализации полиметаллов и коренного золота. Описание некоторых рудных типов, не включенных в текст записки, приведены в приложении 2.

ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

НЕФТЬ И ГАЗ

НЕФТЬ И ГАЗ ГОРЮЧИЙ

Вся западная часть листа входит в состав Кортаихинского нефтегазоносного района (НГР) Северо-Предуральской нефтегазоносной области (НГО). По материалам сейсмических работ на территории листов выделено 2 антиклинальных структуры, благоприятных для локализации залежей углеводородов: *Сабриягинская* (II-2-17) и *Западно-Сабриягинская* (II-1-2). Обе они приурочены к кровле карбонатных отложений средневизейско–нижнепермского возраста в пределах Сабриягинского паравтохтона, надвинутого северное крыло Пембойской брахисинклинали. Первая на глубине 1,0 км, вторая – 1,5 км [176]. Прогнозные ресурсы по обоим не подсчитывались.

ТВЕРДЫЕ ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

УГОЛЬ КАМЕННЫЙ

Юго-Западную часть территории занимают два угольных района Печорского бассейна: Хальмерьюский и Кортаихинский. Все угольные месторождения и проявления площади листа относятся к биогенно-осадочному типу и принадлежат формации коксующихся и энергетических каменных углей.

В состав первого входят 2 месторождения: *Паембойское* (IV-2-1), *Хальмерьюское* (IV-2-2); второго – 2 проявления с подсчитанными ресурсами (хотя везде в литературе и отчетах с 1950-х годов они фигурируют в ранге месторождений): *Силовское* (III-2-1) и *Нямдинское* (II-1-1). Паембойское и Хальмерьюское месторождения разведаны [187, 139], кроме их северных частей, где были проведены, соответственно, предварительная разведка [141] и поисково-оценочные работы [219]. На площади Силовского проявления выполнены поисково-оценочные работы [217, 218, 219], на Нямдинском – поиски [200, 164]. Месторождение Хальмерьюское отрабатывалось до 1995 г., после чего было законсервировано из-за нерентабельности.

Паембойское месторождение (IV-2-1) (площадь 78 км²) приурочено к отложениям верхнесейдинской подсвиты и силовской свите печорской серии. Основные угольные пласты рабочей мощности располагаются среди конгломератов силовской свиты. Угленосные отложения имеют моноклинальное залегание субмеридионального простирания с падением на запад, углы падения пород составляют 10–35°. Сведения о качестве углей приведены в таблице 1.

Хальмерьюское месторождение (IV-2-2) (площадь 61 км²) приурочено к отложениям воркутской серии и нижнесейдинской подсвиты печорской серии. Угольные пласты развиты в составе обеих подсвит лекворкутской свиты (в аячягинской подсвите – начиная с пакета R), по всему разрезу интинской свиты и в разрезе ниже и среднесейдинской подсвит (по пакет Z включительно). Угленосные отложения имеют моноклинальное залегание субмеридионального

простирается с падением на запад, углы падения крутые до 60°. Южная часть месторождения осложнена мелкой складчатостью и дизъюнктивными нарушениями. Параметры рабочих пластов и состав углей приведены в таблице 1.

По обогатимости угли Хальмерьюского района отвечают средней и трудной степени.

Из попутных компонентов в углях месторождений на территории листов наиболее значительным является метан. Месторождения Хальмерьюского района [71] отличаются средней газообильностью (10–15 м³/т, ресурсы 474 млрд м³). Извлеченный из шахт метан можно использовать в качестве топлива, для сушки угля на обогатительных фабриках. В прошлом веке дегазационные установки каптировали из шахт г. Воркута до 280 млн м³ в год чистого метана. Содержание остальных попутных компонентов незначительно превышает фоновые.

По своим технологическим характеристикам угли Хальмерьюского района относятся к коксующимся разностям различных марок. Разбивка их запасов и ресурсов приведена в таблице 2. Запасы Хальмерьюского месторождения находятся за южной рамкой листа. Дальнейший прирост ресурсов углей на месторождениях практически исчерпан.

Силовское проявление (III-2-1) (площадь 309 км²) располагается на продолжении Хальмерьюского и Паембойского месторождений. Приурочено к отложениям воркутской и печорской серий. Мощность вскрытого разреза воркутинской серии составляет 1 050 м, а печорской почти 3 000 м. Разрез воркутинской серии представлен конгломератами, песчаниками, алевролитами, аргиллитами и углями. Для печорской серии характерно увеличение количества конгломератов, мощность которых увеличивается до 130 м, а общее количество в разрезе составляет 35–40 %. Угленосные отложения имеют моноклинальное залегание северо-западного простирания с падением на юго-запад под углами 30–90°, иногда с опрокинутым залеганием пластов. Северная часть месторождения осложнена мелкой складчатостью и разрывными нарушениями. Угли проявления характеризуются трудной степенью обогатимости.

Нямдинское проявление (II-1-1) (площадь 69 км²) представлено на территории листов своим юго-восточным флангом. В геологическом отношении продолжает Силовское до границы листа. Геологическая структура и литолого-фациальный состав пород проявления аналогичен таковым на Силовском проявлении. На территории листов угольные пласты проявления не выходят на дневную поверхность, бурение не проводилось. Характеристика рабочих пластов проявлений Коротайхинского района приведена в таблице 3, ресурсы с разбивкой по маркам приведены в таблице 4.

На схеме прогноза на Силовском проявлении показано прогнозируемое среднее месторождение, на Нямдинском – крупное.

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ЧЕРНЫЕ МЕТАЛЛЫ

МАРГАНЕЦ

Всего на площади известно 3 проявления и 10 пунктов минерализации марганца. Из них один *пункт минерализации* (I-2-10) связан с ранее-среднедевонским уровнем марганценоаккумуляции, два *пункта минерализации* (III-4-32, 35) локализованы в няньворгинской свите в пределах Карско-Нярминского рудного узла, остальные проявления и пункты минерализации пространственно связаны с фаменской толщей (громашорской и силоваяхинской свитами) в пределах Кара-Силовского рудного узла.

Марганцеворудные объекты представлены двумя генетическими типами: вулканогенно-осадочным и кор выветривания, которым соответствуют рудные формации карбонатно-кремнистая и марганценоносных кор выветривания.

Основная часть проявлений и пунктов минерализации карбонатно-кремнистой формации сосредоточены на Варкашорской площади (рис. 6), входящей в состав Кара-Силовского фосфорит-барит-марганцеворудного узла. Выходы марганценоносной толщи приурочены к Варкашорской антиклинали северо-западного простирания размером 12×1,5 км, осложненной складками более мелкого порядка и серией надвигов.

Таблица 1

Характеристика рабочих пластов угольных месторождений Хальмерьюского угольного района

Месторождение, возраст	Параметры рабочих пластов			Минеральные примеси, %			Физико-химические свойства			Состав чистого угля, %			
	Число пластов	Мощность, м	Междупластия, м	Глинистое вещ-во	Кварц	Пирит	A*, %	P, %	Q, МДж/кг	Витринит	Семи-витринит	Инертинит	
Хальмерьюское	P _{1in}	15	0,9–2,3	25–100	15,4	3,0	0,5	16–27	-	35,6–36,1	77,7	4,1	18,1
	P _{1lv₂}	10	0,75–1,5	30–190	8,1	2,4	0,6	16–27	0,1–0,2	35,6–36,2	78,6	2,5	18,8
	P _{1lv₁}	5	0,9–1,4	10–50				22–31	-	35,6–36,0			
Паэмбойское	P _{2-3sl}	23	0,8–2,8	20–200	21,8	1,8	0,1	26–37	-	33,7–35	69,9	4,5	23,5
	P _{1-2sd}	13	0,8–3,0	5–200	33,3	3,2	-	-	-	-	67,6	2,3	29,9

Примечание: A* – зольность пласта; P – содержание фосфора; Q – теплота сгорания.

Таблица 2

Параметры ресурсов угольных месторождений Хальмерьюского угольного района

Индекс клетки	№ на карте	Месторождение, проявление	Направление использования	Марка угля	Запасы, млн т		Прогнозные ресурсы, млн т		
					A+B+C ₁	C ₂	P ₁	P ₂	P ₃
IV-2	2	Хальмерьюское	Коксующиеся	Ж, К, ОС	82	25	366*	688	49*
				Энергетические	Ж, К (зольность 25–30 %)	6	6		
IV-2	1	Паэмбойское	Коксующиеся	Ж, К				2 557*	
				Энергетические	Г, Ж	431*	12*		

Примечание: 196* – ресурсы и запасы приведены в целом по месторождениям, без разбивки по листам (Q-41-V и R-41-XXXV).

Таблица 3

Характеристика рабочих пластов проявлений Коротайхинского угольного района

Проявление, возраст	Параметры рабочих пластов			Физико-химические свойства							Концентрат		
	Число пластов	Мощность, м	Междупластия, м	A*, %	Ro, %	ΣOK, %	V ^{daf} , %	S _t ^d , %	P, %	Q, МДж/кг	γ, %	A _d ^k , %	
Нямдинское	P _{1in}	51(14)**	0,75–1,1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
	P _{1lv}	9(3)	0,8–2,15	~70	18,6	3,25	26	6,0	0,6	0,023	35,7	77,6	9,2
	P _{1-3pč}	58(22)	1,05–4,05	50–400	30–46	1,35–2,65	24–30	9,5–21,4	0,6–1,8	0,002–0,136	35–36,4	13–25	9,9–14,4
Силовское	P _{1vr}	36(17)	0,8–1,6	50–200	-	-	-	-	-	-	-	-	
	P _{1-3pč}	45(21)	1,2–2,4	50–400	22–44	0,98–2,35	16–29	12–29	0,3–0,5	0,005–0,024	28–34,5	14–65	8,7–18,9

Примечание: A* – зольность пласта; Ro – показатель отражения витринита; ΣOK – сумма отошающих компонентов; V^{daf} – выход летучих веществ; S_t^d – общее содержание серы; P – содержание фосфора; Q – теплота сгорания; γ – выход концентрата; A_d^k – зольность концентрата. 51(14)**: 51 – количество угольных прослоев, 14 – количество угольных пластов с рабочей мощностью.

На площади выделено 2 уровня локализации марганцевых руд, приуроченных к кровле маркирующего горизонта яшмоидов в верхней части громашорской свиты и интервал, локализованный на 15–20 м выше подошвы силоваяхинской свиты, сложенный марганценовыми известняками. На этих уровнях встречаются от одного до нескольких пластов карбонатных марганцевых руд мощностью 0,1–0,6 м, суммарной мощностью до 1,2 м. Рудные пласты прослежены в пределах площади по обнажениям и геофизическим данным на первые километры. По минеральному составу карбонатные руды представлены кутнагоритом ($\text{CaMn}(\text{CO}_3)_2$), с незначительными примесями манганодолomite. В качестве аксессуарных фаз в рудных залежах установлены пирит, барит, апатит, галенит и монацит.

Таблица 4

Ресурсы (с разбивкой по маркам) проявлений Коротаихинского угольного района

Марка угля	Силовское, млн т	Нямдинское, млн т
К	330	-
ОС	79	1 553*
Т	341	655*
А	74	277*
Всего	824(P ₂)	2485*(P ₃)

Примечание: 1553* – ресурсы приведены в целом по проявлению, без разбивки по листам (R-41-XXXIV и R-41-XXXV).

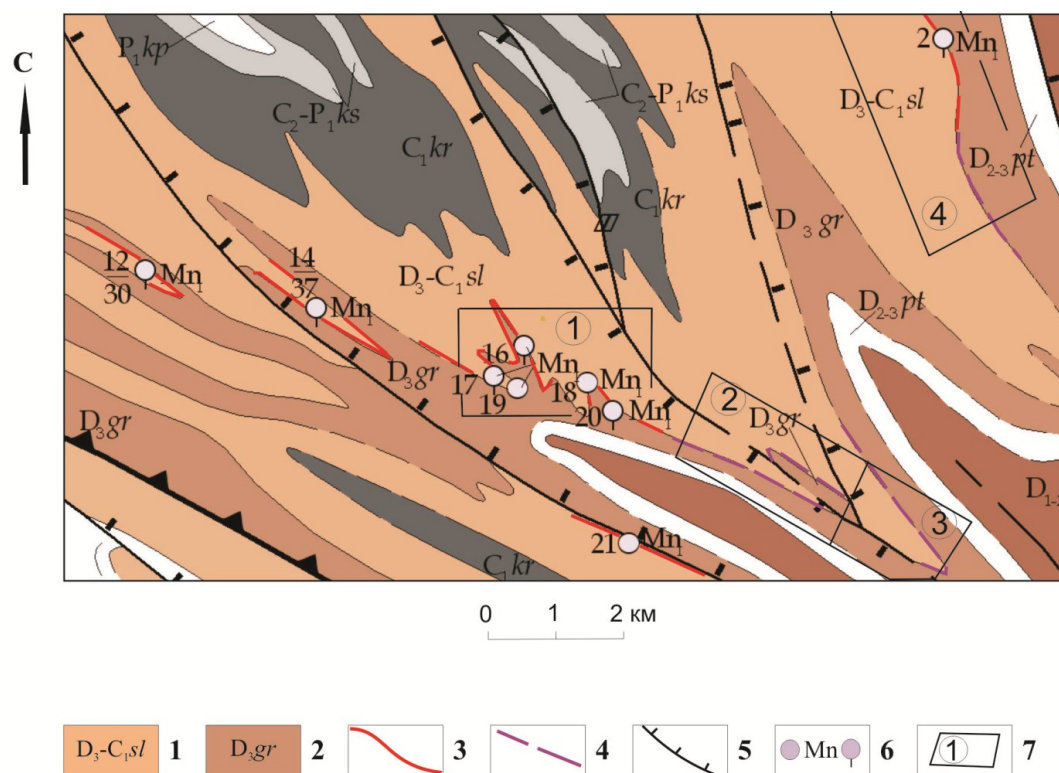


Рис. 6. Обзорная карта Варкашорской площади.

1 – отложения силоваяхинской свиты; 2 – отложения громашорской свиты; 3 – горизонт яшмоидов достоверный; 4 – горизонт яшмоидов прослеженный по геофизическим данным; 5 – зоны надвигов; 6 – проявления и пункты минерализации марганца; 7 – участки проведения геолого-геофизических работ (1 – Варкашорский, 2 – Центральный, 3 – Дарка-Рузьшор, 4 – Егор-Ты).

В верхней части марганценовой толщи, кроме кутнагоритовых карбонатных руд, зафиксированы также, сменяющие их по латерали в южном направлении, породы родонит-родохрозитового состава (*проявление Поворотное I-2-21*).

Марганцевая оксидная минерализация, установлена как в Карско-Нярминском, так и в Карско-Силовском рудных узлах. Она накладывается на проявления вулканогенно-осадочного генезиса, развиваясь по всем основным разновидностям пород марганценовой толщи – яшмоидам, марганецсодержащим известнякам и силицитам. Развитие ее контролируется разрывными нарушениями, носит локальный характер, и сопровождается выщелачиванием пород, попавших

в зону влияния разлома, с образованием субсогласных окисных (пирролюзитовых, криптомелановых, голландитовых) марганцевых руд пластовой (мощностью 0,3–0,8 м) или линзообразной (размером до 1×5 м) формы. Часто встречаются натечные, желвакообразные, скрытокристаллические порошкообразные агрегаты.

В марганценозной пачке установлены повышенные содержания кобальта (0,001–0,015 %), на уровне рудогенных: меди (0,001–0,01 %), никеля (0,001–0,015 %), свинца (0,0005–0,005 %) и цинка (0,005–0,015 %).

Содержания марганца во вмещающих породах имеет следующие значения: породы маркирующего горизонта яшмоидов на уровне 0,48–3,56 %, кремнисто-карбонатные породы силоваяхинской свиты 0,11–2,97 %. Средний химический состав руд участка приведен в таблице 5.

Таблица 5

Средний химический состав руд участка «Варкашорский»

Разновидность руд, минеральный состав	Мощность, м	SiO ₂ , %	Fe, %	Mn, %	CaO, %	ппп, %	P ₂ O ₅ , %
Пластовые тела громышорской свиты (проявление I-2-18, пункты минерализации I-2-16, 20)							
Карбонатные (кутнагорит, манганодолмит, кварц)	0,1–0,6	19,26	2,32	20,57	22,36	25,49	0,31
Пластовые тела силоваяхинской свиты (проявление I-2-18, пункты минерализации I-2-16, 17)							
Карбонатные (кутнагорит, манганодолмит, кварц)	0,1–0,6	23,48	2,38	16,76	21,94	25,12	0,17
Линзовидные тела карбонатных руд силоваяхинской свиты (проявление I-2-18, пункт минерализации I-2-17)							
Карбонатные (кутнагорит, манганодолмит, кварц)	0,1–0,4	21,58	1,95	15,96	23,50	26,58	0,17
Существенно родонитовые руды (проявление I-2-21)							
Метаморфогенные силикатно-карбонатные (родонитовые разности)	0,1–0,6	44,35	1,23	34,57	3,48	5,30	0,05
Силикатно-карбонатные руды (проявление I-2-21)							
Метаморфогенные силикатно-карбонатные (карбонатные родохрозитовые разности)	0,1–0,6	26,46	0,99	37,61	4,96	18,16	<0,05
Оксидные руды (проявления I-2-18, 19)							
Оксидные (пирролюзит, криптомелан, голландит, гетит)	0,05–0,2	43,21	8,79	20,74	3,18	8,58	0,65

Ниже приводится описание наиболее типичных проявлений Кара-Силовского рудного узла.

Проявление Варкашорское-1 (I-2-18) приурочено к выходу интенсивно дислоцированных пород громышорской и силоваяхинской свит. В проявлении присутствуют и руды вулканогенно-осадочного генезиса и образования кор выветривания. В состав проявления входят два обнажения, в которых выходят карбонатные кутнагоритовые руды как громышорской и так и силоваяхинской свит, а также зона развития оксидной минерализации формации кор выветривания.

Кутнагоритовые марганцевые руды проявления прослежены в обнажениях на 50 м, мощность пласта, локализованного в нижней части толщи – 0,6 м, в верхней части – 0,4 м, в раздувах замков складок до 2 м. Содержания Mn – 21,9 % и 19,95 % соответственно.

Оксидная минерализация проявления вскрыта в долине р. Силоваяха, у основания ее правого борта, напротив устья ручья Варкашор. В пестроцветных сланцах громышорской свиты, подстилающих горизонт яшмоидов, выделяется зона (мощностью 30 м) переслаивания выветрелых пестроцветных силицитов и окисных марганцевых руд пирролюзит-криптомелан-гетитового состава. Макроскопически рудный материал представлен натечными и скрытокристаллическими формами оксидов и гидроксидов железа и марганца.

Мощность окисных марганцевых прослоев 5–50 см, содержания Mn 17–29 %, Fe 11–14 %. На глубину зона не прослежена.

Проявление Поворотное (I-2-21) представлено пластом кремнистых кутнагоритовых руд мощностью 0,2 м, залегающим в кровле горизонта яшмоидов громышорской свиты, переходящим вверх по склону в линзу мощностью до 0,6 м родонит-родохрозитового состава. Перекрывающими породами являются темноцветные силициты силоваяхинской свиты.

Родонит-родохрозитовые породы обладают мелко- и микрозернистым строением, линзовидно-полосчатой текстурой с участками пятнистого или массивного облика. В их составе установлено 9 минералов, главными из которых являются родохрозит, родонит, фриделит и кварц,

второстепенными – тефроит, неотоцит и пирит, аксессуарными – барит и апатит. В приконтактовых участках рудного тела широким развитием пользуются также гипергенные оксиды и гидроксиды марганца.

Рудное тело прослеживается по склону в виде отдельных глыб, сложенных карбонатно-силикатной родохрозит-родонитовой породой, интенсивно окисленной с поверхности. Неизменные породы установлены только в крупных рудных блоках. Пласт прослежен по простиранию на расстояние свыше 40 м. Содержания Mn в зависимости от соотношения родонит-родохрозит (и наличия окисных фаз) варьируют в пределах 32–42 %.

Пункт минерализации (I-2-10) относится к кремнисто-карбонатной рудной формации, связан с ниже-среднедевонским уровнем марганценакопления (падейская свита). Представлен редкими разбуриваемыми прослоями (0,1–0,2 м) олигонитов кремнистых пиритизированных, залегающих среди кремнисто-глинистых сланцев. Содержания Mn – 7,58 %; Fe – 14,6 %. Малые размеры рудных тел, встречающихся на данном стратиграфическом уровне, а также их малое количество, позволяют отрицательно оценить перспективы марганценоности падейской свиты.

Пункт минерализации (III-4-32, 35) Карско-Нярминского рудного узла связаны с яшмовидными сланцами няньворгинской свиты. Мощность сланцев в среднем около 2 м, содержания Mn в отдельных пробах достигают 9,2 %. Первичные осадочные карбонатные или кремнисто-карбонатные руды не обнаружены. Собственно описываемые пункты минерализации представлены пленками и натечными агрегатами оксидов марганца, развивающимися по яшмовидным сланцам. Хотя по данным [146] в точке III-4-32 описаны развалы крупных кусков железомарганцевой руды, сосредоточенных на одном участке близ контакта кремнистой толщи с известняками. Мощность зоны оруденения составляла 0,8 м, по данным штучного опробования содержания в зоне выветривания были на уровне MnO – 26,4 %, Fe₂O₃ – 31,7 %. Настоящими рудами данные руды не обнаружены.

В силу малого масштаба марганцевой минерализации и невысоких содержаний Mn промышленного интереса данные пункты минерализации не представляют.

ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ

МЕДЬ

Рудные точки с медной минерализацией на территории представлены, в основном, пункты минерализации и принадлежат гидротермальному генетическому типу (медножилльная формация), вулканогенно-гидротермальному (медно-колчеданная) а также стратиформному типу (формация медистых сланцев).

Пункты минерализации медно-колчеданной формации локализованы в пределах Борзовско-Очетинского цинково-медно-золоторудного узла и представлены халькопирит-пиритовой вкрапленностью в породах лядгейской и оченырдской свит (Cu – 0,005–1 %).

Пункты минерализации формации медистых сланцев (I-1-2, 3, 4; I-2-13, 15) представлены прожилково-вкрапленной минерализацией халькопирита с примазками малахита, азурита, ковеллина в отложениях силоваяхинской и громашорской свит, имеют стратиформный характер и приурочены к прослоям известняков и силицитов (Cu – 0,07–0,08 %). Все они практического интереса не представляют. Описание остальных рудных точек см. приложение 2.

ЦИНК

Представлен *пунктами минерализации* (I-2-28; II-2-1, 18; II-4-13; IV-4-24) относящимся к гидротермальному генетическому типу (цинковожилльная формация). Пункты минерализации в виде кварц-карбонатных прожилков с вкрапленностью сфалерита среди пород очетывиской, буреданской, сартьюской и цементнозаводской свит, устьялдягейской толщи. Содержания цинка до 0,7 %. Кроме того, среди пород нярминской толщи (I-4-6, 7), очетывиской (IV-3-3) встречаются *вторичные геохимические ореолы* с повышенным содержанием цинка (0,006–0,012 %).

АЛЮМИНИЙ

Представлен многочисленными проявлениями и пунктами минерализации карбонатной бокситовой формации, локализованными в Карско-Нерусовейском рудном районе и приуроченными к отложениям устьялдягейской толщи (ее верхней части, уровню эмского и живетского ярусов, а так же предфранскому в основании гурейтивисской толщи). Рудные точки открыты

В. В. Боровским в ходе рекогносцировочных работ в 1972 г., изучались поисковыми работами [159, 173, 175].

Все рудные точки представлены прерывистыми мелкими линзами бокситов и сиаллитов протяженностью первые десятки метров, при мощности от десятых долей метров до нескольких метров. Поскольку на площади Карско-Нерусовейского района выделено 2 рудных узла: Карский и Тиребейский, то приведем описание наиболее типичных проявлений для этих узлов.

Проявление Профильное (II-3-4) расположено на территории Карского узла. Четырьмя скважинами на разных крыльях антиклинали, вскрыты крутопадающие линзообразные тела аллитов, бокситов, залегающих на контакте устьядгейской и гурейтивисской толщ. Расстояние между линзами в плане – 120 м. Все линзы имеют невыдержанную мощность и содержания глинозема, часто наблюдается переслаивание бокситов различного качества с аллитами. Мощности линз изменяются от первых см до 2,6 м, содержание Al_2O_3 11,96–58,41 %. Кремниевый модуль колеблется от 0,9 до 9.

По минералогическому составу бокситы и аллиты сложены диаспором, хлоритом, гидромусковитом, каолинитом, карбонатом, иногда сильно пиритизированы (до 10 % общего объема). Цвет имеют серый, темно-серый до черного с бурым, красным, зеленым оттенком; текстура массивная, сланцеватая, пятнистая, бластопелитовая с элементами бобовой; структура бластопелитовая, обломочно-бобовая, редко- и полнобобовая.

Микроэлементный состав бокситов и аллитов примерно одинаков: Mn (0,01–0,02 %), Cu (0,0002–0,01 %), Sr (0,01–0,1 %), Ba (0,001–0,03 %), V (0,001–0,02 %), Ti (0,02–1 %), Co (0,0002–0,0003 %), Ni (0,001–0,02 %), Pb и Zn (0,001–0,02 %), Cr (0,001–0,01 %), Zr (0,002–0,05 %), Mo (0,0001–0,0008 %), редко встречаются Ga, Be, Nb, As, Sn, Sc.

Проявление Тиребейское (II-4-9) (Тиребейский узел) приурочено к одноименной синклинали, ядро которой сложено отложениями гурейтивисской толщи (полосчатые углисто-кремнистые известняки), а крылья доломито-известняковыми породами устьядгейской толщи. Бокситовые образования зафиксированы лишь в северной и северо-восточной части структуры.

Литологически данные образования представлены 2 типами: каменистыми бокситами и апобокситовыми глинами. Первые представляют собой массивные редкособово-обломочные породы темно-серого цвета, иногда с голубоватым оттенком. По минералогическому составу относятся к диаспоровым бокситам с примесью хлорита, гидрослюд, пирофиллита. Глиноподобные бокситы представляют собой слабопластичные образования стально-серого до белого, желтобурого и темно-серого до черного цветов. По минералогическому составу породы сложены диаспором, хлоритоидом, пирофиллитом, кальцитом, пиритом, монтмориллонитом, каолинитом. Данные химического анализа обеих разновидностей бокситов приведены в таблице 6.

Мощность рудных тел интенсивно изменяется (0,1–6,5 м) как по падению, так и по простиранию. Так, на расстоянии порядка 70–120 м между двумя выработками прослой бокситов уже не прослеживаются. Кроме контакта гурейтивисской и устьядгейской толщ на площади проявления по данным бурения отмечены единичные бокситовые образования мощностью 0,2–2,5 м [159], расположенные стратиграфически ниже его на 4–10 м, в живетских отложениях устьядгейской толщи. Скорее всего, они имеют палеокарстовую природу.

Определенный интерес вызывают *проявления* (II-4-6, 7), локализованные среди известняков и доломитов устьядгейской толщи в основании эмса. Горными выработками вскрыты линзы темно-серых аллитов, зеленовато-серых сиаллитов мощностью 0,1–0,6 м, протяженностью до 25 м. Остальные проявления и пункты минерализации имеют примерно такое же строение, их описание см. приложение 2. Также о бокситоносности площади свидетельствуют многочисленные гидрохимические аномалии Al, Ti, Cr, Mn, V, распространенные в ареале устьядгейской толщи. О потенциальной бокситоносности живетского уровня девона в пределах западного склона Урала свидетельствуют зоны палеокарста с линзами сиаллитов и аллитов на южном обрамлении хр. Енганэ-Пэ [209].

БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ

ЗОЛОТО

Коренные рудные объекты в районе немногочисленны и представлены *проявлением Диоритовым* (IV-4-18) и *пунктами минерализации* (IV-4-4, 10, 27), относящимся к гидротермальному типу золотосульфидной формации. Все рудные точки локализованы на площади Борзовско-Очетинского цинково-медно-золоторудного узла.

Химический состав бокситовых разновидностей пород проявления Тиребейское

Интервал опробова- ния	№ выра- ботки	Литология	Кремн. модуль	Al ₂ O ₃	SiO ₂	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	P ₂ O ₅	S _{общ}	ппп
КАНАВЫ														
1,0	К-25	Апобокситовые глины	2,1	49,68	23,52	2,69	3,68	0,86	0,02	0,28	3,42	0,09	0,09	13,28
1,0	РК-25-I	Апобокситовые глины	0,68	17,72	26	1,27	7,69	0,79	0,04	0,85	20,44	0,07	5,97	23,01
1,0	РК-25-II	Каменистые бокситы	3,57	51,58	13,44	2,82	7,41	7,92	0,05	1,25	1,06	0,17	0,07	12,71
1,0	РК-25-I	Каменистые бокситы	2,1	42,36	20,1	2,32	10,84	8,43	0,11	1,57	1,21	0,14	0,07	11,56
1,0	РК-25-II	Каменистые бокситы	1,79	33,97	18,92	1,83	7,83	4,26	0,11	1,21	12,64	0,1	0,01	18,42
СКВАЖИНЫ														
0,2	К-29	Апобокситовые глины	0,95	25,31	26,78	1,58	10,36	0,36	0,02	0,32	11,6	0,05	8,26	14,97
1,5	К-19	Каменистые бокситы с обломками известняков	0,79	18,73	23,72	1,40	7,33	0,22	0,04	1,45	21,62	0,11	5,82	19,37
0,6	К-38	Каменистые бокситы	0,87	23,71	27,4	1,70	8,00	0,29	0,03	0,61	12,34	0,04	0,07	14,78

Проявление Диоритовое (IV-4-18) открыто в 1968 г., в ходе поисково-съёмочных работ [146], связано с зонами сульфидизации, развитыми по диоритам кызыгейского комплекса и вмещающим вулканитам отчетывисской свиты. В ходе данных работ выделено четыре кварцевожильных зоны с арсенопирит-пирит-халькопиритовым, аксинит-халькопиритовым оруденением, приуроченным к зонам тектонического расщепления северо-восточного простирания и их пересечения с разломами северо-западной ориентировки. Параметры зон приведены в таблице 7.

Таблица 7

Подсчет основных параметров рудных зон проявления Диоритовое

Рудная зона	№ пробы	Ср. содержание, г/т	Мощность, м	Метропроцент
1 зона, расчистка 3	75660-03	1,195	0,55	0,65725
	75660-04	4,49	0,15	0,6735
	75660-05	4,875	0,6	2,925
	75660-06	0,11	1	0,11
Среднее по зоне	-	1,9	2,3	4,36575
2 зона, расчистка 7	7572-01	1,06	1	1,06
3 зона	обн. 7608	6,56	0,2	1,31
4 зона, расчистка 2	7553-02	5,015	1	5,015
Среднее по зонам	-	2,61	4,5	11,75

По минеральному составу, кроме вышеперечисленных сульфидов в рудах проявления присутствуют сплавы золота, серебра и ртути (Au, Ag, Hg), нигглиит (PtSn), паоловит (Pd₂Sn), атокит (Pd₃Sn), рустенбургит ((Pt,Pd)₃Sn)). Большинство зерен минералов золота имеют форму, близкую к идиоморфной. Пробность золота в различных пробах варьирует от 55 до 95 %, причем намечается корреляция пробности золота с наличием шеелита. Однако золото не образует сростаний с этим минералом, хотя есть отдельные сростания с халькопиритом, арсенопиритом, сфалеритом и оксидами железа. В этом случае пробность золота изменяется от 65 до 75 %. Распределение золота в большинстве случаев бимодальное и в редких наиболее крупных зернах золота сосредоточено около 50 % массы золота в пробах.

В ходе данных работ для оценки площади распространения оруденения проводился отбор проб из элювия и делювия для обогащения на концентраторе Нельсона. Золото, в основном, мелкое (84 % золотин относятся к фракции -0,1 мм, 15 % - +0,1-0,25 мм, 1 % - +0,25 мм); по форме - преимущественно, комковатое (60 %), идиоморфное (25 %), отдельные золотины имеют чешуйчатый, дендритовидный и интерстиционный облик; так же в отдельных пробах встречаются окисленные разновидности золота (3-60 % от общего числа знаков).

Наметилась отчетливая корреляция повышенных содержаний россыпного золота с рудными зонами, в результате чего перспективная площадь увеличилась до размера 250×500 м, что так же подтверждается наличием на флангах данной площади штUFFов с повышенными содержаниями (до 14,34 г/т) и литохимическими аномалиями золота.

При глубине прогноза 200 м ресурсы проявления составили 44 т золота (P₂), расчет см. главу «Закономерности размещения полезных ископаемых и оценка перспектив района».

Пункт минерализации этого же типа (IV-4-27) приурочен к зонам пиритизации в породах манюкуяхинской свиты (Au - 3,2 г/т, Ag - 6,8 г/т). Так же на площади узла в полосе развития пород отчетывисской свиты широко распространены ВГХО с повышенными содержаниями золота, шлиховые потоки с ед. з. золота.

ПЛАТИНОИДЫ

С целью определения формы нахождения минералов элементов платиновой группы (ЭПГ) в углистых сланцах карбона в точке, находящейся на левом берегу р. Силоваяха, в 400 м южнее точки I-2-21 из углистых сланцев силовыхихинской свиты было отобрано 6 бороздовых проб весом до 5 кг каждая. После пробоподготовки они изучались на микрозонде.

В ходе исследований были обнаружены следующие минералы благородных металлов: собольевскит (SB-Pd(Bi,Te)), стибнопалладинит (SbPD-Pd_{5+x}Sb_{2-x}), сперрилит (SPR-PtAs₂), котульскит (CTL-Pd(Te,Bi)). Минералов золота в рамках заданной чувствительности по фазовому эквиваленту концентраций не было найдено.

Все обнаруженные зерна платиноидов имеют малые размеры (до 15 мкм) и близкую к идиоморфной форму. Отсутствие минералов золота указывает либо на нахождение золота в не минеральной форме, либо на отсутствие его в породе. Данные исследований говорят о потенци-

альной платиноносности (стратиформной минерализации?) углистых сланцев карбона площади.

РАДИОАКТИВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

УРАН

Представлен двумя проявлениями: *Силовское I и II* (I-2-3, 8), относящимися к осадочному генетическому типу (урановая углеродисто-сланцевая формация).

Проявление Силовское I представляет собой 6 радиоактивных зон протяженностью 20–140 м, мощностью 0,2–3,8 м в углисто-глинисто-кремнистых сланцах карасиловской свиты. При фоновой радиоактивности 20–40 мкР/ч гамма-активность в аномалиях достигала уровня 50–300 мкР/ч, реже 500–1 800 мкР/ч. Бороздовое опробование аномалий показало содержания U в аномальных зонах 0,003–0,007 %, в наиболее интенсивных – 0,01–0,1 % (на мощность 0,1–0,6 м); Th – 0,0004–0,001 %. Визуально ураноносные углеродисто-кремнисто-глинистые сланцы не отличаются от вмещающих аналогичных сланцев с фоновой радиоактивностью. На обоих проявлениях отмечаются послонные скопления фосфоритовых конкреций. Практического значения проявления не представляют.

Гидрохимические аномалии (II-4-4, 19), расположенные в ареале влияния пород устьялдейской толщи, свидетельствуют о присутствии ураноносных точек, приуроченных к разломам.

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ОПТИЧЕСКИЕ МАТЕРИАЛЫ

КВАРЦ ОПТИЧЕСКИЙ

Пункты минерализации (I-3-2, 4, 7, 13, 14; III-4-18, 39) в виде жил некондиционного кварца приурочены к крупным тектоническим нарушениям и оперяющим их мелким разломам в породах: лядгейской и ойюсской свит, хенгурской толщи. В пункте минерализации (I-3-14) встречается единичная щетка (10×15 см) с кристаллами молочно-белого кварца размером до 2 см. Все пункты минерализации не имеют промышленного значения.

ФЛЮОРИТ

Рудные точки данного вида представлены *месторождением Буреданским* (II-2-8) и многочисленными пунктами минерализации, локализованными в пределах Южнопайхойско-Верхнекарского полиметаллического флюоритоносного района.

Буреданское месторождение открыто в 1974 г. геологами Рощинской партии при проведении рекогносцировочных работ, а в 1976–1977 гг. на проявлении проводились поисковые и поисково-оценочные работы [185].

Проявление приурочено к северо-восточному крылу Дерентейшорской антиклинали. Все породы в пределах его площади имеют северо-восточное падение с азимутом 15–30° и углами падения 15–75°. Комплексное флюорит-полиметаллическое оруденение приурочено к доломитовому горизонту в известняково-доломитовых отложениях сартъюсской и цементнозавдской свит. Мощность горизонта непостоянна, меняется от нескольких метров до 82 м. Доломиты мелко-, среднезернистые, светло-серого цвета. Неровные контакты доломитового горизонта, зернистая структура, значительные изменения мощности в пределах рудного поля, по мнению А. С. Микляева [185], говорят о его метасоматической природе. Само оруденение прослежено на расстояние 4 км, где выявлено 3 участка: Дерентейшорский, Центральный, Буреданский, расстояние между которыми составляет около 1 км. Флюоритовое оруденение прослежено по простиранию: на Дерентейшорском участке на 900 м, на Буреданском – на 1,35 км. На площади проявления выделено 20 флюоритоносных тел, они разбиты на 46 блоков с содержаниями флюорита 5–10 %, 10–20 % и больше 20 %, среди которых оконтурено 11 блоков с запасами, подсчитанными по категории C₂. Параметры блоков приведены в таблице 8.

Кроме того, в ходе работ выяснилось, что с флюоритовым оруденением пространственно связано полиметаллическое. На участке Дерентейшорском цинковое оруденение прослежено по простиранию на 2 км, свинцовое на 1,25 км; на участке Буреданском соответственно на 0,85 км и 1,45 км. Всего на проявлении выделено 5 цинковых рудных тел и 6 свинцовых, 3 рудных тела каждого вида совмещены с флюоритовым оруденением.

Параметры блоков Буреданского месторождения с запасами категории С₂

№ п/п	№ рудного тела	Максимальные размеры в плане, м		Средневзвешенные по пласту		Запасы руды, тыс. т	Запасы флюорита, тыс. т
		по падению	по простиранию	Содержания СаF ₂ , %	Мощность, м		
участок Дерентейшорский							
1	1-2	130	250	36,4	1,48	70,71	25,74
2	1-4	65	300	28,7	1	52,74	15,11
3	2а-2	160	300	25,0	0,68	64,75	16,16
4	2а-4	45	280	20,9	1,91	70,5	14,77
участок Буреданский							
5	1-6	25	40	31,8	0,75	1,15	0,36
6	1-7	190	170	33,2	1,63	75,24	24,95
7	1-10	60	40	35,1	1,97	11,58	4,07
8	1-12	100	90	37,7	0,8	11,6	4,37
9	2а-12	120	270	40,7	1,25	66,15	26,92
10	2а-14	95	130	34,9	1,48	26,5	9,25
11	3-4	70	80	52,2	0,55	6,22	3,25
Всего запасов категории С ₂							144,95
С учетом коэффициента рудоносности 0,5							61,92*

Примечание. 61,92* – авторский вариант подсчета [185].

Содержания Zn варьируют в пределах 0,11–7,32 %; Pb 0,1–7,4 %, при средних значениях по рудным телам Zn – 0,3–4,8 %, Pb – 0,15–3,42 %, мощности рудных тел меняются: свинцовых от 0,3 до 3,7 м и от 0,6 до 1,9 м – цинковых.

Флюорит бесцветный, слабо-фиолетовый, в пределах рудных тел встречается в виде 3 разновидностей: в виде оторочки, мощностью 0,5–40 см, сопровождающей кальцитовые жилы, линзы; в виде линзовидных, изолированных, субпластовых прожилков мощностью до 10 см, располагающихся в перекристаллизованных известняках в непосредственной близости от кальцит-флюоритовых жил и реже – в виде одиночных кристаллов в самих кальцитовых жилах.

Сфалерит распределен в рудных телах неравномерно в виде прожилков, гнезд и вкрапленности, также как и галенит, встречающийся намного реже сфалерита. Кроме того, значительно реже наблюдаются: пирит, гринокит, смитсонит, церуссит, фосфатные минералы.

Технологические исследования обогатимости флюорита проявления методом флотации обеспечили получение концентрата с содержаниями СаF₂ – 93 % при извлечении 88 %. Флюорит пригоден в качестве сырья для выращивания монокристаллов плавикового шпата марок – ФКУ, ФКВ, ФКИ. Низкосортные флюоритовые руды, известняки и доломиты, включенные в контуры подсчета, с содержанием 5–10 % СаF₂ пригодны для использования в металлургической и цементной промышленности.

По месторождению подсчитаны запасы в количестве 61,9 тыс. т флюорита (С₂) с содержанием СаF₂ > 20 %, а так же ресурсы категории Р₁ – 124 тыс. т бедных руд (с содержанием СаF₂ 5–10 %) и 57 тыс. т флюорита (СаF₂ 10–20 %). Кроме того, на проявлении подсчитаны ресурсы в количестве 8,95 тыс. т цинка с содержанием 0,47 % и 5,23 тыс. т свинца с содержанием 1,06 %.

Определенный интерес представляет комплексное флюорит-цинковое проявление *Водопадное* (II-2-21). В ходе горных работ [185] 2 канавами на расстоянии 30 м в известняках сизымь-юнкошорской толщи вскрыта зона (шириной 2–3 м) ветвистых линзовидных жил-прожилков сфалерит-флюорит-кальцитового состава размером 5–10 см. Флюорит фиолетового цвета распределен в кальцитовом материале в виде линз, гнезд размером до 2×15 см. Содержания: флюорита 1,95–17,55 % (в среднем 6–7 %), Zn 0,35–9,5 % (3–6 %).

Пункты минерализации (I-2-31; II-2-3; III-3-3, 4; III-4-9, 12) представлены прожилково-вкрапленной флюоритовой минерализацией в породах изьяшорской, буреданской свит и нярминской толщи соответственно.

МИНЕРАЛЬНЫЕ УДОБРЕНИЯ

ФОСФОРИТ

Представлены проявлениями *Вьяшорское* (I-3-1), *Звездочка* (III-4-31) и *руч. Парус-Щельяшор* (IV-4-1), а также многочисленными пунктами минерализации. Большинство рудных точек относятся к осадочному генетическому типу фосфоритовой кремнисто-карбонатной

формации и лишь проявление Звездочка относится к генетическому типу выветривания формации фосфатоносных кор выветривания. Рудные точки первого типа, в свою очередь, представлены афанитовыми по [182] аморфными фосфоритами и фосфатными конкрециями. Большая часть пунктов минерализации представлена афанитовыми разностями в виде прослоев мощностью 0,1–15 м микрозернистых фосфоритов в углистых сланцах, локализованных среди пород тальбейтывисской и сопчинской, ойюской, буреданской свит, устьялгейской и нерусовой толщ. Содержания P_2O_5 в фосфатных прослоях находятся в пределах 2–5 % и лишь на проявлении Выяшорском достигают 14 %, практического интереса данный вид фосфоритов не представляет.

Фосфатные конкреции представлены проявлением Парус-Щельяшор и *пункт минерализации* (I-2-9). Проявление в виде пласта известняков с желваками черных кремнистых фосфоритов мощностью 2,2 м приурочено к отложениям воргашорской свиты. Доля конкреций по объему пласта составляет 12 %. Содержание P_2O_5 в желваках достигают 30 % [103].

Проявление фосфатных кор выветривания Звездочка обнаружено в 1996 г. в ходе поисковых работ на марганец А. В. Бабенко, исследовано в ходе настоящих работ. Горными работами в ядре синклинали складки, сложенной известняками харотской свиты, был вскрыт прослой выветрелых фосфатоносных пород мощностью около 1 м. Содержания P_2O_5 13–19 %. Проследить прослой по простиранию не удалось из-за высокой мощности четвертичных отложений, хотя далее по склону от канавы на расстоянии порядка 50 м наблюдались многочисленные делювиальные обломки с выветрелыми фосфоритами.

ГОРНОТЕХНИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

АСБЕСТ

Пункты минерализации (IV-4-26, 29, 32, 33, 36) в виде зон с асбестовой минерализацией среди кварцевых жил, приуроченных к зонам тектонических нарушений в вулканитах основного состава лядгейской свиты. Размеры зон достигают 2×6 м, асбестовые прожилки мощностью 1–4 см, длиной до 35 см. Длина волокон асбеста достигает 6–10 см. Промышленного значения не представляют.

ТАЛЬК

Пункт минерализации (III-4-16) представлен прожилками и гнездообразными скоплениями талька в кварц-кальцитовой жиле среди известняков изьяшорской толщи. Промышленного значения не представляет.

ГРАФИТ

Пункты минерализации (III-4-3, 4) представлены повышенными содержаниями графита (до 2,6 %) в углисто-глинисто-кремнистых сланцах харотской и косвожской свит. Промышленного интереса не представляют.

СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

КАРБОНАТНЫЕ ПОРОДЫ

МРАМОРЫ

Данный вид полезных ископаемых представлен *проявлениями* (III-4-1, 2, 5, 6, 13, 22). По данным [146] проявления сложены мраморами и мраморизованными известняками нярминской толщи мощностью до 50–250 м. Породы имеют розовый, кремовый цвета, а также различные оттенки серого; причудливые, рисунчатые текстуры. При глубине прогноза 25 м, средней мощности 30 м и суммарной протяженности пластов всех проявлений около 2,5 км ресурсы данного вида сырья составят 1,875 млн м³. Учитывая удаленность от населенных пунктов, промышленного интереса не представляют. Хотя возможна попутная отработка проявлений, так как рядом будет вестись строительство северной ветки газопровода Бованенково-Ухта.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА

Территория охватывает части следующих крупных минерагенических подразделений: **Бельско-Елецкой боксит-медно-полиметаллической (1), Зилаиро-Лемвинской золото-барит-марганцевой (2) и Полярно-Уральской медь-молибден-золоторудной (3) минерагенических зон (МЗ), Печорского угольного бассейна (4) и Северо-Предуральской нефтегазоносной области (НГО) (5).**

В пределах **Бельско-Елецкой МЗ** выделен *Южнопайхойско-Верхнекарский полиметаллический флюоритоносный район (РР) (1.1)*, приуроченный к полям развития каменноугольных отложений. *Карско-Нерусовейский бокситоворудный район (1.2)*, приурочен к этой же МЗ, ассоциирует с бокситоносными отложениями усть-лядгейской толщи нижнего–среднего девона. В пределах района выделены потенциальные: *Карский (1.2.1) и Тиребейский (1.2.2) бокситоносные узлы (РУ).*

На площади **Зилаиро-Лемвинской МЗ** локализованы: *Талота-Байдарацкий марганец-свинцово-медный РР (2.1) с Осоевско-Харапэшорским барит-марганцево-цинковым потенциальным РУ (2.1.1); Осевая Пайхойская никелево-медно-барит-марганцевая РЗ (2.2) с Кара-Силовским фосфорит-марганцеворудным узлом (2.2.1); Карско-Нярминский марганец-фосфорит-баритоворудный район (2.3) с Лядгейским марганец-фосфоритоворудным потенциальным узлом (2.3.1).*

В составе **Полярно-Уральской МЗ** выделен *Оченьрдский золото-молибден-меднорудный район (3.1) с Борзовско-Очетинским цинково-медно-золоторудным потенциальным узлом (3.1.1).*

В составе **Печорского угольного бассейна** на территории выделен: *Кортаихинский каменноугольный район (4.1) с Няминским (II-1-1) и Силовским (III-2-1) угольными месторождениями; Паембойско-Хальмерьюский каменноугольный район (4.2) с Хальмерьюским (IV-2-2) и Паембойским (IV-2-1) угольными месторождениями.*

Северо-Предуральская нефтегазоносная область на территории представлена *Кортаихинским нефтегазоносным районом (5.1).*

Геологические образования территории сформировались в течение трех тектономагматических этапов (байкальского, каледоно–герцинского и кайнозойского) и, соответственно, слагают три структурных этажа.

К образованиям байкальской минерагенической эпохи позднерифейско–раннекембрийского возраста относится Полярно-Уральская МЗ, пространственно совпадающая с одноименной структурно-формационной зоной байкалид. В пределах этой МЗ на площади Енганэпэйско-Оченьрдско-Едунейского района с вулканитами бедамельской серии и комагматичными ей интрузивными комплексами связано золотосульфидное оруденение; медно-колчеданная, золотосульфидная и асбестовая минерализации.

Образования каледоно–герцинской минерагенической эпохи позднекембрийско–триасового возраста отвечают Бельско-Елецкой и Зилаиро-Лемвинской МЗ, а также территории Северо-Предуральской нефтегазоносной области и Печорского угольного бассейна в пределах Косью-Роговской СФЗ. В течение этой эпохи рудообразование происходило в три этапа: рифтогенный, пассивной окраины континента и орогенный.

На площади рудных объектов, связанных с рифтогенезом, не установлено.

Со среднего ордовика по поздний карбон вся территория листа развивается как типичная пассивная окраина, и все рудообразование носит исключительно осадочный характер.

Зилаиро-Лемвинская МЗ. В пределах Карско-Нярминской подзоны – это оруденение осадочных микрозернистых и желваковых фосфоритов среди пород харотской и воргашорской свит и карбонатно-кремнистая марганцевая минерализация в отложениях няньворгинской свиты. В пределах Пайхойской подзоны стратиформное карбонатно-кремнистое марганцевое ору-

денение, локализованное на трех уровнях: в верхах разреза карасиловской свиты (на территории листа минерализация данного уровня не отмечается), в падейской свите нижнего–среднего девона и в верхах громашорской и нижней части разреза силоваяхинской свит; урановое оруденение, связанное с углистыми сланцами карасиловской свиты; осадочное фосфоритовое оруденение в отложениях оюской свиты, минерализация такого же типа локализована в породах тальбейтывисской, сопчинской и карасиловской свит; стратиформная минерализация медистых сланцев локализована в отложениях силоваяхинской и громашорской свит; стратиформное баритовое оруденение локализовано на двух стратиграфических уровнях – в падейской и верхах карской свит (на территории листов оно не обнаружено).

Бельско-Елецкая МЗ. В пределах Изьяшорского района стратиформная полиметаллическая, флюоритовая минерализация связана с отложениями буреданской свиты, изьяшорской толщи. В Верхнесиловском районе стратиформное полиметаллическое, флюоритовое оруденение связано с породами важхановейской, сартъюской и цементнозаводской свит; бокситовое оруденение приурочено к породам устьядгейской толщи и ее контакту с гурейтывисской толщей (предполагается также в отложениях нерусовейской толщи); осадочные фосфориты установлены в породах предположительно устьядгейской толщи, по южному обрамлению Едунейского поднятия.

В конце позднего карбона стадия пассивной окраины завершается, и территория вступает в коллизионную стадию. Образование пунктов минерализации хрусталя связывается с формированием альпийских жил, во время тектонических процессов в связи с коллизией Урала в пермско–юрское время. На площади Печорского угольного бассейна в пермское время формируются угленосные отложения формации коксующихся и энергетических каменных углей.

В кайнозойскую минерагеническую эпоху, отвечающую времени формирования верхнего структурного этажа, большая часть территории испытывает воздымание. Существенное развитие получают формации фосфатоносных и марганценозных кор выветривания. Марганценозная латеритная формация распространена в полосе развития олигоценых кор выветривания по породам няньворгинской и силоваяхинской свит, а фосфатоносная – по породам харотской.

До начала данных работ апробированы и утверждены на площади листов были только ресурсы каменного угля [179], их уровень в ходе ГДП-200 не изменился (см. прил. 3). Кроме того, в авторском варианте были подсчитаны ресурсы марганца на территории Осевой-Пайхойской марганценозной зоны [182] и флюорита Буреданского месторождения [185], но апробированы и поставлены на учет они не были. Оценка и подсчет ресурсов минерагенических подразделений территории, полученные в ходе ГДП-200, приведены ниже, сводные данные по ним в приложениях 3 и 4, рекомендуемые для лицензирования перспективные объекты в приложении 5.

Наиболее важными в промышленном отношении на территории являются: структуры, благоприятные для локализации залежей углеводородов, залежи каменного угля и флюорита, марганцевое и золотосульфидное оруденение, проявления бокситовой и фосфоритовой формаций.

НЕФТЬ, ГОРЮЧИЙ ГАЗ

По результатам сейсмических работ и материалам гравиразведки [124] на территории *Коро-таихинского нефтегазоносного района* (НГР) в пределах площади листа выделено 2 структуры, благоприятные для локализации залежей нефти: Сабриягинская и Западно-Сабриягинская. По данным Мартынова А. В. [176] они приурочены к средневизейско–нижнепермским карбонатным отложениям, экранированным зонами надвиговых дислокаций. Ресурсы по данным структурам не подсчитаны. Нелокализованные ресурсы газа сосредоточены в средневизейско–раннепермском, позднеордовикско–нижнедевонском и раннепермском терригенном комплексах.

УГОЛЬ КАМЕННЫЙ

Основным минерагеническим фактором, контролирующим положение залежей угля на территории, является стратиграфический, так как все промышленные пласты месторождений территории приурочены к отложениям воркутской и печорской серий. Из минерагенических факторов II рода можно выделить геотектонический и палеогеографический. Первый локализует положение угольных пластов в региональном масштабе (Предуральский краевой прогиб), а второй – в локальном. Вследствие первого фактора углеобразование происходит на тех участках, где скорость опускания равна скорости торфонакопления. При большей скорости торф заменяется терригенными отложениями, при меньшей – торфяник разрушается. Вследствие

второго фактора повышенное количество угольных пластов промышленной мощности приурочено к приплатформенному борту краевого прогиба, где мощность пластов и степень их метаморфизма максимальны. Кроме того, не исключено влияние палеотектонического фактора. На площади месторождений в пределах листа проводилась предварительная и детальная разведка. Последняя переоценка ресурсов углей была выполнена в 2002 г. Были учтены новейшие представления о геологическом строении территории, ее угленосности и качестве углей, а ресурсы определены с учетом последних единых предельных кондиций подсчета прогнозных ресурсов (по мощности 0,7 м; по зольности 40 %). В границах изучаемой территории на Паембойском месторождении прогнозируются прогнозные ресурсы в количестве 2,56 млрд т (P_2), на Хальмерьюском – 1,1 млрд т (P_{1-3}), на Нямдинской площади – 2,5 млрд т (P_3), Силовской – 0,8 млрд т (P_2) [179].

МАРГАНЕЦ

Основным фактором, контролирующим данный вид оруденения является стратиграфический, вследствие которого продуктивный горизонт карбонатных марганцевых руд приурочен к кровле громашорской и подошве силоваяхинской свит. В меньшей степени на локализацию окисленных марганцевых руд, развитых по карбонатным рудам влияет тектонический фактор, поскольку линейные коры, развитые на площади, приурочены к зонам тектонических нарушений.

К прямым поисковым признакам данного вида относятся: несколько проявлений, многочисленные пункты минерализации, а так же присутствие вторичных литохимических ореолов Mn и магнитных аномалий, развитых в поле развития марганцевых руд.

Расчет ресурсов карбонатных марганцевых руд *Кара-Силовского марганцеворудного узла* выполнен по формуле линейной продуктивности: $L=m \times l_1 \times h \times \rho = 0,9 \times 1\,000 \times 250 \times 2,8 = 630$ тыс. т марганцевых руд/км, где m – средняя мощность карбонатных руд, м; l_1 – длина, подсчитываемого интервала, м; h – глубина подсчета, м; ρ – удельный вес руды, т/м³.

Учитывая, что длина продуктивной толщи в пределах листов с учетом складчатости составляет порядка 150 км (l_2), то ресурсы узла по категории P_3 составят: $Q=K_1 \times L \times l_2 = 0,5 \times 630 \times 150 = 47,3$ млн т марганцевой руды, со средним содержанием 21 % Mn, где K_1 – коэффициент надежности прогноза.

Перспективы образования промышленно значимых скоплений оксидных руд марганца на площади узла оцениваются отрицательно. Это связано как с низкими содержаниями Mn в породах субстрата, по которым развиваются коры выветривания, так и с тем, что коры выветривания как самостоятельный генетический тип выделяются на площади узла достаточно условно. Образование оксидных руд по карбонатным марганцевым рудам связано, в основном, с неравномерными гидротермально-инфильтрационными изменениями пород в зоне влияния разрывных нарушений. Эти воздействия выражаются в выносе ряда основных слагающих породы компонентов (кремнекислоты, карбонатной составляющей, марганца, железа и др.) и их локальном перераспределении: образовании кварцевых жил, выщелоченных дресвяных агрегатов (структурного элювия), натеков, линз и пластов железомарганцевых руд. Образование же последних, в связи с тектоническим контролем развития оруденения, носит крайне локальный характер.

АЛЮМИНИЙ

Основным фактором, контролирующим бокситовое оруденение является стратиграфический, вследствие которого в пределах *Карско-Нерусовейского РР* выделена бокситоносная карбонатная толща. Нижняя граница определяется основанием эйфельского яруса, верхняя – контактом гурейтивисской и устьядгейской толщ. Наиболее перспективным является разрез живетских отложений.

К прямым поисковым признакам данного типа оруденения можно отнести присутствие в пределах данной бокситоносной толщи проявлений, многочисленных пунктов минерализации, а также гидрохимических аномалий с повышенными содержаниями Al, Ti, Fe, V.

Расчет прогнозных ресурсов категории P_3 бокситов для *Карского* и *Тиребейского РУ* произведен методом экспертной оценки. С учетом вышеперечисленных предпосылок можно предположить наличие 2 средних месторождений на площади каждого узла с ресурсами порядка 15 млн т. Прогнозные ресурсы категории $P_3 = 30$ млн т бокситовых руд для Карского и Тиребейского рудных узлов. В 2006 г. ОАО СибНАЦ [190] была также проведена прогнозная оценка

обоих узлов, которая составила: 36 и 27 млн т (P_2), 100 и 70 (P_3), соответственно. Нам она представляется завышенной.

ЗОЛОТО

Данный вид полезных ископаемых контролируется тектоническим и магматическим факторами; вследствие первого золотосульфидное оруденение приурочено к зонам наложенного расланцевания северо-восточного простирания и их пересечениям с разломами северо-западной ориентировки; вследствие второго – в основном, приурочено к диоритам кызыгейского комплекса среди пород отчетывисской свиты.

На территории Диоритового проявления, являющегося эталоном для прогнозирования *Борзовско-Очетинского золоторудного узла*, рудные зоны сопровождаются повышенными содержаниями шлихового золота в элювии, литохимическими аномалиями золота.

При перспективной площади проявления 250×500 м, плотности диоритов и вмещающих $2,8 \text{ т/м}^3$, среднем содержании по зонам $2,61 \text{ г/т}$, глубине прогноза 200 м, коэффициентах рудоносности и достоверности соответственно 0,4 и 0,6 прогнозные ресурсы проявления составили: $Q = 250 \text{ м} \times 500 \text{ м} \times 200 \text{ м} \times 2,61 \text{ т/м}^3 \times 2,8 \text{ г/т} \times 0,4 \times 0,6 = 44 \text{ т}$ (P_2).

Основанием для прогнозирования Борзовско-Очетинского узла служат следующие предпосылки: широкое распространение на площади узла даек диоритов в ареале распространения пород отчетывисской свиты; в водотоках, дренирующих породы узла широко распространены шлиховые потоки золота; встречаются единичные пункты минерализации золота и литохимические ореолы с золотом. Кроме того, к югу непосредственно за рамкой листа встречено проявление аналогичного типа (Западно-Борзовское) [209].

Расчет прогнозных ресурсов категории P_3 золота для узла произведен экспертным методом. С учетом вышеперечисленных предпосылок можно предположить на оцениваемой площади наличие еще одного такого же рудопроявления. Прогнозные ресурсы категории $P_3 = 44 \text{ т}$.

ФЛЮОРИТ

Данный вид контролируется стратиграфическим фактором. Пласт флюоритоносных доломитов локализован среди пород сартъюской свиты. К прямым поисковым признакам фиксирующим данное оруденение можно отнести: наличие мелкого месторождения Буреданское с подсчитанными запасами (C_2 – 62 тыс. т флюорита) и ресурсами (P_1 – 181 тыс. т флюорита, 9 тыс. т цинка и 5 тыс. т свинца), многочисленных пунктов минерализации данного вида, локализованных в полосе развития продуктивных толщ. По организационным причинам [185] методика проведения работ на Буреданском месторождении была нарушена. Вместо поисково-оценочных работ на площади всего месторождения были детально разведаны его локальные участки, что позволяет сделать вывод о недооценке ресурсного потенциала месторождения и отнести его к группе средних месторождений.

Расчет прогнозных ресурсов категории P_3 флюорита и полиметаллов для *Южнопайхойско-Верхнекарского полиметаллического флюоритоносного рудного района* произведен методом экспертной оценки. С учетом вышеперечисленных предпосылок можно предположить наличие среднего месторождения на площади района с ресурсами порядка 4 млн т флюорита, 100 тыс. т цинка и 50 тыс. т свинца.

ФОСФОРИТЫ

Данный вид контролируется стратиграфическим фактором и, косвенно, тектоническим. Вследствие первого, проявление Звездочка локализовано среди пород харотской свиты. Вследствие второго, на примыкающей с востока территории площади Няминского месторождения фосфоритов, рудные тела контролируются зоной Хойтальбейского надвига. К прямым поисковым признакам, фиксирующим данное оруденение, можно отнести проявление Звездочка, а также Няминское месторождение фосфоритов известное на площади, примыкающей с востока, локализованное в отложениях харотской свиты.

На основании перечисленных факторов и признаков методом аналогии прогнозные ресурсы *Лядгейской рудной зоны* составят: $Q = k_1 \times q \times S = 0,5 \times 0,029 \times 196 = 2,84$ млн т фосфоритовых руд, где k_1 – коэффициент подобия; q – удельная продуктивность эталонного Няминского узла, млн т/км².

Для содержаний 24 % P_2O_5 при площади узла 150 км^2 и ресурсах 4,3 млн т продуктивность составит $4,3/150=0,029$ млн т/ км^2 [23].

Ресурсы зоны составят 2,84 млн т фосфоритовых руд при содержании P_2O_5 24 % или 682 тыс. т P_2O_5 .

МЕРЗЛОТНО-ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

Рассматриваемая территория расположена на стыке **Полярно-Северопредуральской системы артезианских бассейнов** и **Новоземельско-Уральской гидрогеологической складчатой области**.

Первая находится на юго-западе территории листа и представлена *Кортаихинским, отчасти промороженным адартезианским бассейном*.

Вторая (Новоземельско-Уральская гидрогеологическая складчатая область) включает:

– *Предуральско-Южно-Пайхойскую систему массивов, адмассивов и адартезианских бассейнов* представленную Приоченырдско-Южно-Пайхойским наложенным и Пайхойским адмассивами второго порядка;

– *Западно-Уральскую систему массивов, адмассивов и адартезианских бассейнов* представленную Енгонэпейско-Оченырдским массивом второго порядка и Байдарацким наложенным адмассивом третьего порядка.

Схема гидрогеологического районирования площади и распространения гидрогеологических подразделений отражена на рисунке 7.

Гидрогеологическая закрытость адмассивов данной территории, определяется очень широким распространением многолетнемерзлых пород (ММП). Их характер определяется сочетанием участков, как сплошного распространения ММП (талики менее 5 % от площади), так и преимущественно сплошного распространения ММП (талики от 5 до 10 % от площади) [57, 182]. Указанные участки имеют практически одну и ту же морфологическую приуроченность. Талики развиты в руслах наиболее крупных водотоков и акваториях непромерзающих до дна озер. Мощность ММП на равнинной части территории достигает 500 м; в низких предгорьях – 300–400 м (возможно более); в среднегорье – до 500–700 м; ближе к осевой части хребта Полярного Урала на отметках 1 200 м и выше преобладают мощности 900–1 000 м [57].

Сквозные талики в условиях столь большой мощности ММП, как правило, отсутствуют. Они не исключаются лишь под руслами рр. Кары и Силоваяхи. Надмерзлотные талики встречаются под акваториями непромерзающих до дна озер, таких как Егор-Ты, об этом свидетельствуют сравнительно высокие температуры донных отложений (+1÷+3 °С) в критический зимний период (март–начало апреля). Подобные талики часто обводнены. Мощность талых пород составляет 10–15 м; в случае подрусловых таликов она, возможно, превышает эти величины.

Межмерзлотные талики встречаются в случаях наиболее отепленного разреза (под влиянием в основном гидрологического и гидрогеологического факторов) и поэтому тяготеют к надмерзлотным таликам, распространяясь несколько шире границ последних и занимая прилегающие к поверхностным водным объектам участки озерных депрессий и долин водотоков. Межмерзлотные талики отмечаются на глубинах от 7 до максимально прослеженной глубины в 275 м; их мощность 3–40 м. Они, как правило, обводнены, а их мощность напрямую связана с размерами интервала залегания водовмещающих пород.

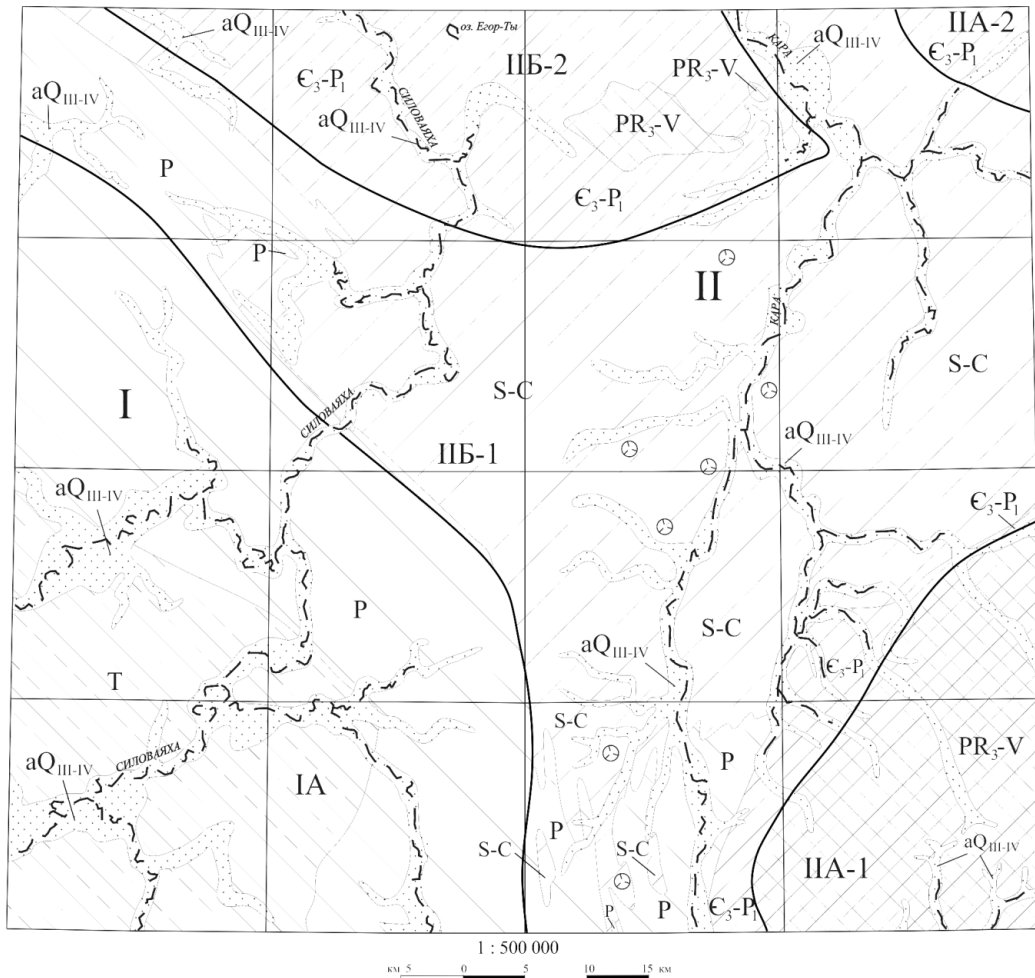
Мощность сезонно-талого слоя (СТС) изменяется от 0,2–0,5 до 3,0–4,0 м, в зависимости от литологии пород, геоморфологического положения, экспозиции склонов и микрорельефа, а также высоты снежного покрова и других факторов.

Глубины протаивания на участках, сложенных с поверхности суглинками и супесями – около 1 м, песками – 1,5 м. Исходя из приведенных значений, предполагается, что в гравийно-галечно-валунных и скальных породах эти глубины примерно равны 2–2,5 и 3,5 м, а в торфах – 0,2–0,4 м. СТС обычно обводнен.

Важной характеристикой ММП является их льдистость, на основании которой возможен прогноз инженерно-геологических, криогенных процессов (термокарст, термоэрозия, солифлюкция и морозное пучение), отрицательно влияющих на условия строительства и эксплуатации зданий и сооружений.

Так для деятельного слоя и самой верхней части мерзлой зоны (глубины до 5–8 м), где осо-

бенно сильны современные процессы миграции влаги и льдообразования под влиянием перепада температур на поверхности, по характеру льдистости могут быть выделены три типа разреза: преимущественно пески, торфа и суглинки. В первом случае криотекстуры деятельного слоя линзовидные и слоистые, лишь на дренированных водоразделах массивные. Участкам сложенным торфами свойственна наибольшая льдистость рассматриваемого слоя. Здесь фиксируются разнообразные разноориентированные линзы, прослои и трещины, выполненные льдом, мощностью от долей мм до нескольких см; встречаются платы льда мощностью до 1,5 м. В целом в болотных отложениях могут быть сформированы, как льдогрунт, так и ледяные пласты (льдистость соответственно: 30–50 % и свыше 50 %).



I	1	II	2	IA	3	PA	4	PB	5	PA-1	6	PA-2	7	PB-1	8
PB-2	9	aQ III-IV	10	T	11	P	12	E3-P1	13	S-C	14	PR3-V	15		16
	17		18		19										

Рис. 7. Схема гидрогеологического районирования и распространения основных гидрогеологических подразделений.

Гидрогеологические складчатые районы (1–2): 1 – Полярно-Северопредуральская система артезианских бассейнов, 2 – Новоземельско-Уральская гидрогеологическая складчатая область. Системы массивов, адмассивов и адартезианских бассейнов (3–5): 3 – Кортаихинский бассейн, 4 – Западно-Уральская, 5 – Предуральско-Южно-Пайхойская. Массивы и адмассивы (6–9): 6 – Енгонэпейско-Оченырдынский массив второго порядка, 7 – Байдарацкий наложенный адмассив третьего порядка, 8 – Приоченырдыско-Южно-Пайхойский наложенный адмассив второго порядка, 9 – Пайхойский адмассив второго порядка. Водоносные горизонты и комплексы (10–15): 10 – четвертичный криогенно-таликовый водоносный аллювиальный комплекс, 11 – триасовый криогенный горизонт, 12 – пермский субкриогенный слабоводоносный локально-водоносный комплекс, 13 – верхнекембрийско-нижнепермский субкриогенный слабоводоносный локально-водоносный комплекс, 14 – силурийско-карбонный субкриогенный водоносный комплекс, 15 – верхнепротерозойско-вендский водоносный комплекс. Прочие: 16 – границы водоносных горизонтов и комплексов, 17 – зоны основных водоносных разломов, 18 – участки распространения надмерзлотных несквозных (подрусловых, подозерных) таликов, 19 – карстовые формы рельефа (карстовые воронки, карстовые пещеры).

Так для деятельного слоя и самой верхней части мерзлой зоны (глубины до 5–8 м), где особенно сильны современные процессы миграции влаги и льдообразования под влиянием перепада температур на поверхности, по характеру льдистости могут быть выделены три типа разреза: преимущественно пески, торфа и суглинки. В первом случае криотекстуры деятельного слоя линзовидные и слоистые, лишь на дренированных водоразделах массивные. Участкам, сложенным торфами свойственна наибольшая льдистость рассматриваемого слоя. Здесь фиксируются разнообразные разноориентированные линзы, прослои и трещины, выполненные льдом, мощностью от долей мм до нескольких см; встречаются платы льда мощностью до 1,5 м. В целом в болотных отложениях могут быть сформированы, как льдогрунт, так и ледяные пласты (льдистость соответственно: 30–50 % и свыше 50 %).

Суглинки деятельного слоя имеют обычно горизонтально и наклоннослоистую, либо сетчатую текстуру. Суглинистый слой представляет собой обычно льдогрунт, реже – грунт различной степени льдистости (менее 30 %).

Особым случаем являются пылеватые размокающие суглинки, залегающие на участках сильного увлажнения. Здесь они часто превращаются, по сути, в ледяной пласт, в той или иной мере загрязненный суглинистым материалом. Льдистость слоя составляет здесь 60–70 % и более.

Льдогрунты мерзлой зоны по строению схожи с таковыми в деятельном слое. Для отложений пониженной льдистости (менее 30 % для связных грунтов и менее 20 % для сыпучих) характерны линзовидные порфировидные слоистые, массивные, реже – сетчатые криотекстуры. Наименьшую льдистость, как правило, первые проценты, имеют скальные породы. Здесь лед в виде налетов, кристаллов и прожилков встречается по трещинам (сечение жил льда от 0,2 до 15 мм), иногда – в небольших гнездах.

По характеру распространения подземные льды, льдогрунты и отложения пониженной льдистости в толще ММП имеют как сходные, так и различные параметры и приуроченность. Подземные льды имеют мощность от 1 до 20 м и встречаются до глубин 50–85 м. Мощность льдогрунтов от нескольких метров до 30–45 м. Распространены они до глубины 95–100 м. Малольдистые отложения наиболее часто приурочены к нижней части мерзлого четвертичного покрова. В разрезах льды и льдогрунты тяготеют к контакту водоносных, водоупорных пород и к самим водоносным породам, но нередко располагаются в однородной суглинистой толще.

Руководствуясь сведениями о распространении, мощности и строении ММП, с учетом криогенного фактора и литологического состава водовмещающих пород, на рассматриваемой территории выделены следующие водоносные горизонты и комплексы.

Грунтовые воды. Горизонт имеет почти повсеместное распространение, кроме субаквальных непромерзающих участков рек и озер и является сезонно-водоносным (слабоводоносным). Залегает первым с поверхности, в интервале сезонно-талого слоя; по отношению к ММП – надмерзлотный. Вмещает поровые грунтовые воды, приобретающие незначительный напор лишь при сезонном промерзании. Уровни воды располагаются в интервале глубин 0–3 м; таков же диапазон изменения мощностей горизонта. Значения тех и других увеличиваются по мере возрастания длительности протаивания и определяются количеством атмосферных осадков и литологическим составом пород. В качестве водовмещающих выступают самые различные отложения: от валунно-гравийно-галечных и песчаных до скальных, суглинистых и заторфованных.

Водоотдача пород характеризуется следующими дебитами: по единичным источникам в пределах 0,02–0,25 л/с; по групповым источникам – 0,3–0,5 л/с; притоки в каналы составляют 0,2–1,5 л/с [163, 166]. Воды горизонта подпитываются при инфильтрации атмосферных осадков и за счет таяния ледяных включений в сезоннопротаивающих породах. Учитывая, что примерно на 75 % площади распространения горизонт сложен грубозернистыми грунтами и сильно трещиноватыми породами, можно полагать, что суммарный сток его вод составляет довольно существенный объем. Направлен он к гидрографической сети, где и разгружается в источниках и субаквально, а зимой – в виде наледей. Последние многочисленны, но обычно небольшие по размеру (15–50 м², мощностью до 0,5 м, иногда до 2 м). Резко отличаются от голубых и серых наледей других гидрогеологических комплексов своим желтоватым цветом, обусловленным обогащением исходных вод соединениями гумусовых кислот.

Воды – ультрапресные, минерализация около 0,1 г/л, зимой – до 0,2 г/л. Состав – гидрокарбонатный, хлоридно-гидрокарбонатный, гидрокарбонатно-хлоридный кальциевый, магниевый-кальциевый, натриево-кальциевый, натриевый с повышенным содержанием органики с наличием иона аммония почти во всех пробах [177], концентрацией нитрит-иона до 4 ПДК. Обогащенность вод хлоридами не связана с привнесением их атмосферными осадками, а обусловлена поступлением их с подземным стоком [185] и, вероятно, что со стоком вод именно рассматри-

ваемого горизонта. При его хорошо промытых инфильтрацией породах накопление в водах хлоридов можно объяснить только криогенным концентрированием этих солей, равно как и соединений азота, в процессе сезонного промерзания горизонта. Показательно, что наибольшее содержание этих компонентов фиксируется зимой (оз. Егор-Ты, р. Егор-Тывис).

В связи с тем, что содержание микрокомпонентов в водах горизонта не анализировалось, косвенное представление об этом могут дать сведения о концентрации их в его почвогрунтах и в донных отложениях озер, частично промерзающих на мелководьях и принимающих сток вод горизонта с окружающих водосборов. Согласно исследованиям по скважинам (С-42, 43 [182]) и озеру Егор-Ты, содержание свинца достигает 1–2 ПДК, хрома – 200–3 000 ПДК. Такие аномально большие значения объясняются уже упомянутым процессом криогенного концентрирования, ежегодно повторяющимся на протяжении длительного времени. Очевидно, что попадание даже незначительной части этого объема токсичных компонентов в воды горизонта превращает последние в совершенно неприемлемые для потребления.

Регулярная перемерзаемость горизонта, незначительность срока его функционирования при незначительной мощности (в среднем около 1,5 м, да и то лишь в течение максимум 1 месяца при условии дождливого лета и на слабо дренированных участках), экологически неблагоприятное качество вмещаемых им вод – все это не позволяет рекомендовать к использованию воды горизонта СТС для целей хозяйственно-питьевого водоснабжения.

Четвертичный криогенно-таликовый водоносный аллювиальный комплекс (αQ_{III-IV}) развит узкими лентами практически по всем водотокам района; однако, лишь в долинах рр. Кара и Силоваяха он приобретает значительную мощность: до 5–10 м. Сложен в основном гравийно-галечными и валунными грунтами, в меньшей мере – песками, на пойме отмечаются и суглинистые отложения. Залегает, как правило, (кроме непромерзающих русел) под горизонтом СТС. Вмещает поровые грунтовые воды, располагающиеся у дневной поверхности. По отношению к ММП является обычно надмерзлотным.

Водоотдача пород комплекса характеризуется дебитами групповых источников и составляет в начале зимы 0,3–0,4 л/с.

Воды – ультрапресные с минерализацией 0,1 г/л, гидрокарбонатные магниевые-кальциевые. В случаях, когда в комплексе разгружаются воды других гидрогеологических объектов, состав и минерализация описываемых вод могут приобретать черты поступающих. Особенно это проявляется в конце зимней межени, когда минерализация русловых вод, подпитываемых аллювиальным потоком, возрастает до 0,7–1,0 г/л, а состав становится часто сульфатно-гидрокарбонатным (р. Силоваяха). С поступлением в комплекс чуждых ему вод следует связывать превышения в 12 и 35 ПДК по бария и марганцу соответственно, в русловых водах рр. Силоваяха и Кара. Температура вод составляет в начале зимы 2,0–3,5°.

Питание вод комплекса осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков, фильтрации речных вод и, как отмечено выше, перетекания вод, разгружающихся из подстилающих комплексов. Областью разгрузки служат те же водотоки и те из подстилающих комплексов, чья пьезометрическая поверхность залегает ниже речного уреза. Зимой, при промерзании аллювия, формируются наледи аллювиальных вод.

Оценка перспективности аллювиального комплекса для целей хозяйственно-питьевого водоснабжения неоднозначна. С одной стороны, он отличается значительной водоотдачей пород (судя по их весьма грубозернистому составу), регулярной возобновляемостью запасов вод за счет атмосферных осадков и речного стока, часто (особенно в летнее время) – хорошим качеством воды. С другой стороны, сравнительно небольшая мощность водовмещающих отложений, нередко значительно сокращающаяся при сезонном их промерзании, существенное ухудшение на ряде участков (главным образом, в зимнее время) качества воды в результате разгрузки вод гидрогеологических комплексов коренных пород. Поэтому для упомянутых целей комплекс может быть рекомендован лишь с вышеприведенными оговорками и только на отдельных участках.

Неоген–верхнечетвертичный криогенный локально-водоносный (слабоводоносный) комплекс ($N-Q_{III}$) распространен примерно на трех четвертях площади работ. Повсеместно перекрывают его лишь горизонт СТС и на отдельных участках аллювиальный комплекс. Описываемый комплекс представляет собой литологически неоднородную, преимущественно суглинистую толщу с многочисленными пачками, линзами и прослоями песков (от пылеватых до гравелистых), гравийных и галечниковых грунтов.

Основная масса грубозернистых осадков тяготеет к нижней и верхней частям разреза. Обычная мощность отложений комплекса около 20–50 м; однако, в многочисленных (судя, в частности, по распространению термокарстовых озер) палеодепрессиях она возрастает до 100–150 м.

Особо следует остановиться на мерзлотной характеристике комплекса. Согласно методическим рекомендациям [53], для подразделений верхней части мерзотно-гидрогеологического разреза приняты определения: криогенно-таликовый и криогенный водоупорный, отвечающие промороженности гидрогеологического объекта, соответственно, на более 20 и 100 % площади его распространения. Рассматриваемая территория, хотя и расположена в региональной зоне сплошного развития ММП, но фактический материал не дает оснований относить рассматриваемый комплекс к криогенным водоупорам: талики, включая межмерзлотные, занимают на его территории до 10 % площади (см. выше). Поэтому для подобных случаев, при промороженности гидрогеологического комплекса на 90–95 % площади его распространения, вводим понятие: криогенный локально водоносный (слабоводоносный) комплекс.

Описываемый комплекс представлен рыхлыми отложениями, вмещающими поровые и порово-пластовые воды. Последние вскрываются в озерных депрессиях, глубоких подветренных полосах стока и должны присутствовать в таликах другого генезиса, в частности, в речных. Зафиксированные глубины расположения уровней воды – около 5–10 м. Величины напоров – от 0 до 90 м и, видимо, более. Водоотдача пород колеблется от незначительной (пески пылеватые и мелкие) до существенной (гравийные и галечные отложения с песчаным заполнителем). Гидрохимически комплекс не опробовался, но по аналогии со смежными площадями, можно достаточно уверенно считать, что он вмещает пресные воды гидрокарбонатного кальциевого, магниевое, натриевого состава, без особых экологических противопоказаний.

Питание подземных вод местное, по таликам, за счет инфильтрации атмосферных осадков и вод слабоврезанных водотоков, озер. Разгрузка вод осуществляется в основном посредством стока в направлении гипсометрически нижерасположенных участков тех же водоносных горизонтов, слоев, а также – в результате перетекания в гидрогеологические объекты на придолинных участках, где пьезометрические уровни описываемого комплекса располагаются значительно выше уреза местных дрен.

Перспективы использования вод комплекса для хозяйственных целей необходимо оценивать с учетом значительного дефицита пресных подземных вод на преобладающей площади региона. Поэтому, несмотря на не очень высокую водообильность пород, комплекс может быть рекомендован для использования его вод в хозяйственно-питьевых целях, для мелких водопотребителей. Для постановки разведочных работ на воду перспективна лишь та часть площади развития комплекса, где он сложен достаточно мощными горизонтами грубозернистых, гравийных, галечниковых грунтов; это, прежде всего, крупные и глубокие палеодепрессии.

Триасовый криогенный водоносный горизонт (Т) имеет ограниченное распространение на юго-западе площади, изучен недостаточно. 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/л. Из-за незначительной водообильности и удаленности от вероятных потребителей горизонт практического значения для целей водоснабжения не имеет.

Пермский субкриогенный слабоводоносный локально-водоносный комплекс (Р) развит на юго-западе рассматриваемой площади. По условиям залегания и циркуляции относятся к зонально-трещинным либо пластово-трещинным. По отношению к ММП обычно является подмерзлотным. Вмещающими породами являются пермские конгломераты, песчаники, алевролиты и аргиллиты. Наиболее водоносными породами считаются конгломераты и песчаники. По гидравлическим особенностям характеризуются как напорные. Величина напора увеличивается с увеличением глубины залегания водоносной зоны. Пьезометрические уровни устанавливаются на отметках от +180 до 0,0 м над уровнем моря. Мощность водоносных горизонтов первые метры, местами – первые десятки метров, мощность всего комплекса – многие сотни метров.

Водоносные зоны пермского комплекса пород имеют незначительную водообильность. Наиболее водообильными являются зоны, встреченные на глубине от 100 до 200 м. Максимальный удельный дебит равен 0,34 л/с, минимальный 0,03 л/с. В интервале глубин от 0,0 до 100 м от дневной поверхности максимальный удельный дебит равен 0,35 л/с, минимальный 0,007 л/с. С глубиной, по мере затухания трещиноватости, уменьшается и водообильность пород. С глубины 200 м удельные дебиты с 0,03 л/с уменьшаются до 0,001 л/с и меньше.

Воды пресные, гидрокарбонатно-кальциевые, гидрокарбонатно-натриево-кальциевые с минерализацией от 0,2 до 0,42 г/л. Общая жесткость колеблется от 0,30 до 3,93 мг/экв., водородный показатель от 7,2 до 7,9. Реже встречаются воды хлоридно-натриевого состава с минерализацией до 3,1 г/л.

Питание подземных вод пермских отложений происходит за счет инфильтрации атмосфер-

ных осадков и за счет грунтовых вод. Разгрузка подземных вод горизонта происходит в многочисленные ручьи и реки.

В целом подземные воды пермского комплекса по химическому составу (слабая минерализация, умеренная жесткость, отсутствие аммиака, азотной и азотистой кислот) и бактериологическим показателям пригодны для питьевого водоснабжения и технических нужд; отрицательными обстоятельствами при этом являются крутые падения пластов и сложная тектоника (расчленяющая комплекс на небольшие разобщенные блоки), не говоря уже о весьма неблагоприятных мерзлотных условиях.

Верхнекембрийско–нижнепермский субкриогенный слабоводоносный локально-водоносный комплекс (С₃–Р₁) распространен на данной площади ограниченно: на севере (в осевой части Пайхойского антиклинория), крайнем северо-востоке (Байдарацкий аллохтон) и на крайнем юго-востоке (в обрамлении хр. Оченырды). Залегает с дневной поверхности либо перекрывается относительно маломощным неоген–четвертичным водоносным комплексом. Комплекс слагают преимущественно сланцы (кремнистые, глинистые, углеродисто-кремнистые, филлитовидные, карбонатно-глинистые), а также – кремнистые (силициты, фтаниты, яшмы), карбонатные и терригенные отложения, суммарной мощностью около 1,5–2,0 км. Породы, преимущественно сланцы, пиритизированы почти по всему разрезу и содержат карбонаты железа и марганца. Они, обычно, сильно литифицированы, метаморфизованы: средняя пористость основных литологических разностей колеблется в пределах 1,0–3,6 %. Однако, в водовмещающей толще нередко прослойки пористых (средние значения 18–19 %) углеродисто-глинисто-кремнистых сланцев и кремнистых пород. В соответствии с коллекторскими особенностями разреза, толща вмещает, в основном, трещинные воды, а также – жильные – зон разломов, карстово-трещинные и трещинно-порово-пластовые в карбонатных разностях пород. Воды, обычно, напорные, приурочены к зонам региональной трещиноватости в сланцах и кремнистых породах. Зафиксированные значения напоров колеблются от 5 до 250 м и могут быть, вне сомнения, существенно больше. Уровни воды в скважинах залегают на глубинах 4–27 м; судя же по наличию источников, местами повышаются до поверхности земли и выше ее. Мощность комплекса – 1,5–2,0 км.

Основная водоносность комплекса должна быть связана с ее подмерзлотными водами. Однако, из-за малых (в сравнении с мощностью ММП) глубин скважин упомянутые воды пока не вскрыты. Поэтому приводимая ниже характеристика их базируется на данных по над- и межмерзлотным водам. Рассматриваемые воды встречены на глубинах от 30 до 275 м. Комплекс представлен этажнозалегающими обводненными зонами (горизонтами – в случаях прослоев пористых пород), числом до 3–5 в зависимости от глубины вскрытия ее (максимальная – до 300 м). Мощность зон – в пределах 2–18 м, в среднем – 7 м.

Воды комплекса гидрокарбонатно-кальциевые с сухим остатком 105 мг/л. Этот состав и минерализация, достаточно характерная для комплекса, хотя в ряде случаев специфика вмещающих пород (метаморфизованность и пиритизированность; наличие вторичных образований, содержащих растворимые соли серы, железа, марганца и др.) придает своеобразие водам подзоны. В том случае, когда к ним не примешаны воды других гидрогеологических комплексов (например, воды СТС), состав их сульфатный магниевый-кальциевый, магниевый-натриево-кальциевый, кальциевый-натриевый и даже железисто-натриевый. При этом содержание сульфатов колеблется в пределах 50–96 экв. %, минерализация – 0,1–3,1 г/л. При больших содержаниях сульфатов воды становятся кислыми: рН опускается до 4,0–3,5 и ниже.

Водоотдача пород в целом небольшая: дебиты по скважинам и источникам изменяются от 0,02–0,10 до 1,9 л/с.

В водах комплекса нередко значительно превышены предельно допустимые концентрации (ПДК) отдельных компонентов, регламентируемых с экологических позиций.

Так, на отдельных участках комплекса отмечаются превышения ПДК по сульфатам до 3 ПДК, при общей жесткости воды 1,2–2 ПДК, а рН на 2–3 единицы выходит за пределы ПДК. Марганец достигает значений в 35 ПДК. Титана и бария, соответственно, 6 и 12 ПДК. Таким образом, воды комплекса на ряде участков неблагоприятны в экологическом отношении.

Пьезометрическая поверхность вод комплекса располагается на водоразделах и в верхней части их склонов ниже уреза многих ручьев, озер; поэтому эти объекты гидрографической сети служат областью питания подземных вод. Это подтверждается, например, отсутствием в конце зимней межени стока из оз. Егор-Ты при наличии притока в него вод из комплекса N–Q_{III} и горизонта СТС. Областью разгрузки подземных вод служат глубоковрезанные речные долины рр. Силоваяха, Кара, а также приустьевые участки наиболее врезанных их притоков. Разгрузка осуществляется и в виде источников и в результате перетекания вод в смежные гидрогеологические комплексы, чаще всего – в аллювиальный и в горизонт СТС. На низких гипсометриче-

ских отметках на севере района, пьезометрическая поверхность располагается глубже уреза региональной дрены р. Силваяха, и, следовательно, она уже не дренирует комплекс. На остальной территории подземный сток аккумулируется в руслах и подрусловых потоках наиболее крупных рек. Подледный русловой сток фиксируется даже в конце зимней межени. На участках выклинивания подруслового аллювия по границе с обнажениями коренных пород отмечается сосредоточенная разгрузка подземных вод, фиксируемая, в частности, ледяными буграми, грядами пучения. Разгрузка подземных вод в виде источников трансформируется зимой в наледную разгрузку.

Учитывая невысокую в целом водоотдачу пород верхнекембрийско–нижнепермского комплекса, нередко экологические противопоказания по питьевому использованию и, следовательно, его воды не могут оцениваться как перспективные для целей организации хозяйственно-питьевого водоснабжения.

Силурийско–карбонный субкриогенный водоносный комплекс (S–C) распространен в центральной части территории работ. Тип вмещаемых скоплений вод – карстово-трещинные, карстовые, изредка трещинные и карстово-пластовые. Воды грунтовые, вмещают их кавернозные известняки, реже – доломиты и карбонатизированные сланцы. Особенно кавернозны и трещиноваты породы в зонах разломов. Мощность комплекса более 3–4 км.

Характеристика комплекса проводится по многочисленным водоявлениям, среди которых отмечаются две разновидности: собственно источники подземных вод с дебитами – 0,2 бл/с, выходящие в нижних частях склонов либо из карстовых воронок, и карстовые ручьи, вновь появляющиеся на дневной поверхности после прохождения части пути подземными каналами. Ручьи появляются и непосредственно в русле и в карстовых воронках, приуроченных к нему. Дебиты этих водоявлений находятся в пределах 10–150 л/с. Все наиболее обильные водоявления связаны с наименее метаморфизованными каменноугольными породами комплекса.

Минерализация вод комплекса летом 0,1–0,3 г/л при гидрокарбонатно-кальциевом составе их. К концу зимы она повышается до 0,5 г/л при сохраняющемся составе. Ни по одному из показателей макрокомпонентного состава ПДК не превышены (микрокомпонентный состав не опробовался).

Условия питания подземных вод относительно благоприятные. На водораздельных склонах здесь широко распространены карстовые воронки, колодцы, щели глубиной 5–15 м и в поперечнике до 20×40 м. Постепенное, нередко до самой осени, стаивание скапливающегося в таких понижениях снега, при практическом отсутствии (благодаря значительной мощности снега) сезонного промерзания отложений обеспечивает долговременное постоянное (в течение теплого периода года) питание карстовых вод. На восполнение их запасов идет и сток, теряемый карстовыми водотоками. Только замеренные его величины составляли 10–70 л/с. К этому следует добавить и осушающиеся к осени в отдельные годы карстовые озера площадью около 0,1 км².

Изложенная характеристика вод силурийско–карбонного комплекса позволяет рекомендовать его в качестве объекта поисков и разведки подземных вод для целей не только мелкого, но и крупного хозяйственно-питьевого водоснабжения.

Верхнепротерозойско–вендский водоносный комплекс (PR₃–V) развит в юго-восточной части территории (хр. Оченырда). Тип скоплений подземных вод – трещинный, не исключается, в некоторых случаях, и трещинно-жильный. Воды приурочены, в основном, к зонам региональной трещиноватости пород. Мощность комплекса многие сотни метров.

Воды ультрапресные (сухой остаток 20–22 мг/л) кальциевые гидрокарбонатно-сульфатные (сульфаты за счет окисления сульфидов). Дебиты родников, судя по данным соседних районов (Зархидзе, Оберман и др., 1974), измеряются от тысячных до первых десятых долей л/с. Практического значения комплекс не имеет.

ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

Территория исследуемых листов относится к субарктической ландшафтной зоне, тундровой подзоне со сплошным и преимущественно сплошным развитием многолетнемерзлых пород (ММП).

Основная часть приурочена к площади с ненарушенными ландшафтами. Выделяются следующие крупные морфоструктурные области: Уральское складчатое сооружение, юго-восточная часть Пайхойского поднятия и Коротаихинская впадина. Они разделяются по их роли в формировании экологической обстановки на три экодинамические группы: области денудации, области аккумуляции, области транспортировки.

Области денудации представлены горами (хр. Оченырды) и холмисто-увалистой равниной на западе территории.

Области аккумуляции представлены предгорными и межгорными равнинами, среди которых в масштабе карты выделяются холмисто-западинная ледниковая равнина и слабоволнистая аллювиально-флювиогляциальная террасированная равнина. К немасштабным относятся участки озерно-болотной аккумуляции.

Области транспортировки подразделяются на речные и ледниковые. К ним отнесены поймы и русла рек, современные каровые ледники.

Базируясь на геоморфологической характеристике, генезисе и литологии рельефообразующих пород, растительной поясности, распространении и интенсивности ЭПП, на территории листа выделено 9 природных ландшафтов.

1. *Горы средние, низкие.* Ландшафт приурочен к зоне Уральского горного сооружения и выделяется в интервале абсолютных отметок 250–1 375 м. Ему отвечает среднегорный массив Оченырды, среднерасчлененный с денудационно-экзарационными формами рельефа, выработанными в интрузивно-вулканогенных, вулканогенно-терригенных породах. Вершины гор плоские, склоны крутые и средней крутизны. Перекрыты разорванным чехлом элювиальных, элювиально-десерпционных, делювиально-солифлюкционных и коллювиально-десерпционных образований. Четвертичный покров маломощный – от 0,5–1,5 до 5–10 метров у подножия склонов, выполнен, преимущественно, глыбово-щебнисто-дресвяным материалом с супесчано-суглинистым заполнителем и без заполнителя. Растительность представлена накипными корковыми лишайниками, мохово-лишайниковым покровом и кустарниками угнетенной горной тундры. Почвы гольцовые, щебенчатые, горно-тундровые. Для данного ландшафта, на отметках свыше 800–1 000 м, характерны наибольшие мощности ММП (300–500 и более метров) и наиболее низкие температуры (около -2 °С). Мощность сезонно-талого слоя (СТС), в зависимости от экспозиции, крутизны склонов, мощности рыхлых отложений и снежного покрова, изменяется в широких пределах – от 0,2–0,5 до 3,0–4,0 метров. Сплошное развитие ММП и гипсометрическое расположение ландшафта, способствуют сохранению на северных и северо-восточных экспозициях склонов небольших по размерам реликтовых ледников. В целом площадь распространения ледников незначительна. С процессами промерзания и протаивания СТС связано вымораживание крупного щебнисто-глыбового материала с образованием каменных россыпей. Совместное действие процессов пучения и морозобойного растрескивания приводит к образованию структурных форм микрорельефа (каменные многоугольники, кольца, пятна-медальоны и др.).

Достаточно высокая степень пораженности ландшафта криогенными процессами (50–70 %), позволяет оценить геодинамическую устойчивость ландшафта как низкую. Геохимическая устойчивость высокая.

2. *Увалы, гряды.* Грядово-увалистые участки, холмисто-грядовые участки денудационного рельефа, развитого по дислоцированным осадочным, метаморфическим и магматическим породам протерозойского и палеозойского возраста с жесткими структурными связями. Вершины увалов плоские, склоны пологие и средней крутизны, покрыты элювиально-десерпционными и

делювиально-солифлюкционными образованиями. Ландшафт распространен на севере – хр. Большой Едуней и юго-западе – гора Пембой. Почвы гольцовые, горно-тундровые. Растительность практически отсутствует или представлена скудным и разреженным лишайниковым покровом, угнетенными тундровыми кустарниками. Склоны разрабатываются многочисленными эрозионными бороздами, рытвинами и узкими долинами мелких водотоков. Ведущими геологическими процессами являются гравитационные и криогенные, формирующие обширные курумы и делювиально-солифлюкционные шлейфы. В отдельные, наиболее благоприятные годы (теплые, дождливые) при резком оттаивании льдистых грунтов, на подошве СТС могут происходить максимальные подвижки склоновых крупноглыбовых образований. Пораженность ландшафта склоновыми процессами составляет 30–40 %. Геодинамическая устойчивость ландшафта средняя. Геохимическая устойчивость – высокая.

3. *Пологоволнистая поверхность эрозионно-экзарационной равнины, сформированная на карбонатных, терригенно-карбонатных породах палеозоя, морских и ледниковых отложениях кайнозоя.* Оконтурирует равнинные и слабонаклонные поверхности в центральной и восточной части площади. Характеризуется сплошным развитием ММП. На тундровых глеевых почвах развита ерниковая тундра. К осложняющим геоэкологическую обстановку процессам относится заболачивание, криогенное пучение, реже проявляются карстовые и термокарстовые процессы. Пораженность ландшафта ЭГП – от 35 до 50 %. Геодинамическая и геохимическая устойчивость ландшафта оценивается как средняя.

4. *Пологоволнистая аккумулятивно-денудационная равнина с эрозионными врезами,* широко развита на западе изученной территории. Поверхность сложена морскими, аллювиально-морскими и ледово-морскими образованиями олигоцен–эоплейстоценового возраста и представлены песками, супесями, суглинками. Ландшафт входит в зону со сплошным развитием ММП. На тундровых глеевых почвах распространена ерниковая тундра. Из экзогенных процессов преобладают заболачивание, криогенное пучение, термокарст. Пораженность ландшафта ЭГП – от 25 до 50 %. Геодинамическая и геохимическая устойчивость ландшафта средняя.

5. *Холмисто-грядовая поверхность современной ледниковой и водно-ледниковой аккумуляции, сформированная на моренных и флювиогляциальных глыбняках, щебнистых дресвяниках, песках.* Ландшафт распространен в пределах хр. Оченырда. Растительность представлена накипными корковыми лишайниками и мохово-лишайниковым покровом. Почвы гольцовые, щебенчатые, горно-тундровые. Ландшафт входит в зону со сплошным развитием ММП. Из экзогенных процессов преобладают гравитационные, криогенные склоновые, эрозионная и аккумулятивная деятельности водных потоков. Пораженность ландшафта ЭГП высокая (до 75 %). Геодинамическая и устойчивость ландшафта оценивается как низкая. Геохимическая устойчивость ландшафта высокая.

6. *Долинно-террасовые участки эрозионно-аккумулятивного рельефа с полого-наклонными поверхностями пойм и первой надпойменной террасы сложенные аллювием различного литологического состава (пески, гравийники, галечники, суглинки),* часто поверхность их заболочена. Почвы глеево-подзолистые, аллювиальные. Растительность – кустарники по долинам рек. Ландшафт входит в зону сплошного и преимущественно сплошного распространения ММП. Талики приурочены к руслам наиболее крупных водотоков. Ведущими ЭГП являются эрозионная и аккумулятивная деятельности водных потоков, в меньшей степени оползни, заболачивание. Пораженность ландшафта ЭГП – от 25 до 75 %, вследствие чего геодинамическая устойчивость ландшафта определяется как низкая. Геохимическая устойчивость ландшафта высокая.

7. *Холмисто-западинная аккумулятивная поверхность, сформированная на ледниковых валунных суглинках, глыбняках и песчаных отложениях полярноуральского и ханмеского оледенений,* выделяется обширными участками в центральной и северной частях исследуемой территории, в обрамлении хр. Оченырда, а также в его обширных межгорных долинах. Поверхность характеризуется сплошным развитием ММП. Природные комплексы и ландшафты, сформированные в зоне кряжа при активном участии четвертичного горно-долинного ледника, являются переходными между типично-горными, горно-тундровыми и аллювиальными, в результате чего, они во многих случаях обнаруживают признаки смешения всех указанных типов. Литологически в своей основе они представлены комплексами ледниковых, флювиогляциальных, флювиальных, делювиально-солифлюкционных и коллювиальных отложений. Широко развиты сезонно-талые грунты. Почвенно-растительный покров прерывистый, вплоть до исчезновения в истоках рек, и невыдержанный по мощности. Почвы горно-тундровые, глеево-подзолистые, аллювиальные. Растительные сообщества, меняющиеся в зависимости от высотности рельефа, представлены карликовой березкой, ивой, багульником, мхами, лишайниками. Ведущими ЭГП являются эрозионная и аккумулятивная деятельности водных потоков, солифлюкция, курумо-

образование, криогенное пучение и др. Пораженность ЭГП высокая (до 75 %). Геодинамическая и геохимическая устойчивость ландшафта оценивается как низкая.

На территории, сформированной в результате отступления горно-покровного ханмейского оледенения, ландшафт является тундровым. Здесь широко развиты озера ледникового происхождения. Почвы тундровые, глеево-подзолистые. Растительность – тундровые кустарники, в понижениях ивняки. Из экзогенных процессов преобладают заболачивание, криогенное пучение, термокарст, солифлюкция. Пораженность ландшафта ЭГП – от 25 до 35–40 %. Ландшафт характеризуется средней геодинамической и геохимической устойчивостью.

8. *Слабоволнистая аккумулятивная террасированная поверхность с многочисленными озерами и болотами сформированная на аллювиальных и аллювиально-флювиогляциальных отложениях* (преимущественно песках). Ландшафт распространен на верхних обширных уровнях долин и часто в понижениях междуречий в бассейнах рр. Силоваяха и Кара. Почвы тундровые, торфяно-подзолистые, болотные, глеевые. Растительный комплекс характеризуется мохово-лишайниковым покровом, тундровыми кустарниками и ивняком в понижениях по долинам рек и ручьев. Ландшафт входит в зону сплошного и преимущественно сплошного распространения ММП. Талики приурочены к руслам наиболее крупных водотоков. Ведущими ЭГП являются криогенные, в меньшей степени гравитационные (оползни), заболачивание, вследствие чего геодинамическая устойчивость ландшафта определяется как средняя (степень пораженности ЭГП составляет от 25 до 50 %). Геохимическая устойчивость ландшафта высокая.

9. *Ландшафт болотных массивов*. Многочисленные фрагментарно развитые плоскобугристые торфяники приурочены к долинам рек и плоским водораздельным пространствам. Торфогрунты, как правило, супесчано-суглинистые. Мощность торфа колеблется от 0,5 до 5,0 м. Приуроченность ландшафта к ММП способствует развитию криогенных процессов. Причиной тому – высокая льдистость мерзлых грунтов, что является благоприятным фактором для развития бугров пучения и термокарста в условиях многолетних и сезонных колебаний климата. Растительный комплекс представлен карликовой березкой, ивой, багульником и мохово-лишайниковым наземным покровом. Пораженность ЭГП высокая (75–90 %), следовательно, геодинамическая и геохимическая устойчивость ландшафта низкая.

Исходя из данной характеристики ландшафтных обстановок, на изученной территории можно выделить ряд ведущих экзогенных процессов. Так на территории горных ландшафтов наиболее активно проявляются криогенные процессы: курумообразование, морозобойное растрескивание грунтов, солифлюкция. На участках с более высокими абсолютными отметками к криогенным процессам присоединяются гравитационные, вызывающие обвалы и осыпи крупных масс обломочных пород.

Процесс заболачивания получил довольно широкое развитие по ландшафтам от носящимся к классу равнин и низменностей, чему благоприятствует целый ряд факторов: избыточная увлажненность, выравненность и слабое расчленение рельефа, близповерхностное залегание широко распространенных 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. Этими процессами охвачены не только долины рек, но и уплощенные водораздельные пространства.

Заболачиванию сопутствуют криогенные процессы – пучение, морозобойное растрескивание и термокарст. Морозное пучение грунтов вызвано как многолетними, так и сезонными колебаниями температур в деятельном слое, мощность которого колеблется в пределах 0,3–0,6 м. Активнее всего оно протекает в водонасыщенных торфах и тонкодисперсных отложениях крупных болотных массивов. Отражением данного процесса являются бугры пучения. Чаще всего они представлены плоскими торфяными буграми с размером в поперечнике от 5 до 20 м. Высота бугров, как правило, около 1,5–2 м, а их плоская поверхность, лишенная растительности, разбита сеткой многочисленных морозобойных трещин. Многолетние бугры пучения встречаются как группами, так и в одиночку на участках с сильно обводненными грунтами. Высота отдельных бугров нередко достигает 3–4 м и, в основном, определяется содержанием льда в грунтах. Объемная льдистость торфа достигает 60–80 %. Диаметр бугров в основном изменяется от 10 до 30 м.

Морозобойное растрескивание грунтов обусловлено напряжениями, возникающими в мерзлом массиве, вследствие, изменения объема грунтов, вызванным достаточно большими градиентами в грунтах в зимнее время. В результате морозобойного растрескивания грунтов и последующего проникновения и замерзания в трещинах весенних талых вод, формируются сезонные ледяные жилки, большая часть которых вытаивает в теплый период года и замещается оплывающей или осыпающейся со стенок породой. Если морозобойные трещины не выходят за

пределы деятельного слоя, то формируются изначально – грунтовые жилы, обычно супесчаного состава. С поверхности они представлены прямоугольной или трапециевидной сетью узких канавок-ложбин, густо заросших кустарничком. Размеры полигонов изменяются от нескольких до 10 и более метров. Толщина грунтовых клиньев в верхней части редко превышает 0,5–0,7 м, глубина – 1,0–1,5 м. Многократно повторяющийся процесс глубже (ниже СТС) растрескивания торфяно-суглинистых грунтов с заполнением трещин льдом приводит к образованию повторно-жильных льдов – клиновидных ледяных тел с вертикально-полосчатым строением.

Значительная льдистость рыхлых отложений района предопределяет развитие термокарстовых процессов. Проявление форм термокарста в исследуемом районе фиксируется по обилию мелководных озер с присущими им термокарстовыми признаками (зависимость глубин озер от ориентировки берегов, их снегозаносимости, а также воронкообразное строение дна). На заболоченных участках, особенно на участках полигональных торфяников с повторно-жильными льдами, отмечаются провальные термокарстовые воронки диаметром 20–30 м.

Карстовые явления представлены небольшими воронками диаметром 2–3 м и глубиной 1,0–1,5 м; карстовыми руслами пропадающих ручьев на площади развития карбонатных пород.

Солифлюкционный процесс развит на поверхностях разнообразных склонов. Солифлюкции подвергаются грунты различного физико-механического состава. Наиболее распространенными формами на данной территории являются солифлюкционные террасы и оплывины.

Активно развита эрозия. Она проявляет себя речными каньонами, на дне которых отсутствует русловой материал; котлами вымывания глубиной 3–5 м, непосредственно ниже водопадов; порогами; береговыми обрывами высотой от 15–20 до 70–80 м, вблизи водотоков развивается овражно-балочная сеть. На современном этапе развития речной сети в районе преобладает боковая эрозия, выражающаяся в разрушении берегов на крутых излучинах рек. Интенсивность, характер и скорость боковой эрозии определяется литологическим составом субстрата, размывающей силой потока, криогенным строением пород и экспозицией береговых склонов. Наиболее активно этот процесс развит в долинах рек Кара и Силоваяха. Усиление боковой эрозии связано с процессом речной аккумуляции – образованием галечниковых и песчаных кос, прирусловых отмелей и осередков, а также прирусловых валов на поймах рек.

Результаты ветровой деятельности выражены в многочисленных яреях, приуроченных к вершинам, реже – склонам холмов и гряд. Диаметр яреев 5–7 м, глубина 0,3–0,7 м. С поверхности сложены гравием, галькой с примесью грубозернистых песков, либо – песками с включением гравийно-галечного материала, но уже с глубины 0,5 м они подстилаются более тонкозернистыми грунтами.

Исследуемый район в целом относится к малоосвоенной территории с ненарушенными природными ландшафтами.

Потенциальными источниками поступления загрязняющих веществ на исследуемую территорию являются сопредельные развитые районы (г. Воркута и прилегающие шахтные поселки), из которых осуществляется их перенос через атмосферу и воды. Кроме того, рассматриваемая территория находится под сильным воздействием дальнего переноса ангидридов кислот, что вызывает закисление поверхности снежного покрова.

Природными источниками загрязнения геологической среды на площади являются проявления рудных полезных ископаемых, связанные со сложнодислоцированным и метаморфизованным комплексом палеозойских и протерозойских отложений. Масштаб проявлений непромышленный; многочисленные пункты их обнаружения относятся, в основном, к проявлениям и точкам минерализации, отдельные – к мелким месторождениям. Все проявления выделяются по геохимическим аномалиям, элементный состав которых отвечает основным типам оруденения: колчеданно-полиметаллическому (с золотом), барит-полиметаллическому, золотосульфидно-кварцевому, молибден-порфиловому.

Слабо развитый прерывистый почвенный покров с низкими содержаниями гумуса, малый объем фитомассы, низкий потенциал загрязнения атмосферы, избыточная влажность позволяют считать природно-загрязненные ландшафты геохимически высокоустойчивыми.

Экологическое состояние поверхностных вод (рр. Кара, Силоваяха и их притоки) и вод снежников удовлетворительное. Воды – ультрапресные, с минерализацией 0,1 г/л, гидрокарбонатные магниево-кальциевые. В случаях, когда в комплексе разгружаются воды других гидрогеологических объектов, состав и минерализация описываемых вод могут приобретать черты поступающих. Особенно это проявляется в конце зимней межени, когда минерализация русловых вод, подпитываемых аллювиальным потоком, возрастает до 0,7–1,0 г/л, а состав становится часто сульфатно-гидрокарбонатным (р. Силоваяха).

Грунтовые воды на содержание микрокомпонентов не анализировались, но косвенное представление об этом могут дать сведения о концентрации их в его почвогрунтах и в донных от-

ложениях озер, частично промерзающих на мелководьях и принимающих сток вод горизонта с окружающих водосборов. Согласно данным по скв. С-42, 43, озеро Егор-Ты, содержание свинца достигает 1–2 ПДК, хрома – 200–3 000 ПДК. [182]. Такие аномально большие значения объясняются процессом криогенного концентрирования, регулярно – ежегодно повторяющимся на протяжении многих тысячелетий.

Подземные воды субкриогенных слабоводоносных подразделений при наличии большой мощности ММП (десятки–сотни м) защищены или относительно защищены (на участках прерывистого распространения ММП) от загрязнения. Однако на отдельных участках в подземных водах отмечаются превышения ПДК по сульфатам (3 ПДК); общая жесткость воды составляет 1,2–2 ПДК, рН на 2–3 един. выходит за пределы ПДК, марганца отвечает 35 ПДК, титана и бария, соответственно, 6 и 12 ПДК. Таким образом, в ряде случаев подземные воды неблагоприятны в экологическом отношении.

Грунтовые воды четвертичных и дочетвертичных водоносных подразделений в предгорной части площади и в долинах рек, где мерзлые породы имеют преимущественно сплошное распространение, не имеют естественной защиты от загрязнения, что необходимо учитывать в случае их использования.

В целом, эколого-геологическую обстановку района как неосвоенной территории можно считать благоприятной. На территории горных ландшафтов, где активно развиты неблагоприятные склоновые и криогенные процессы эколого-геологическую обстановку оцениваем как напряженную.

Во избежание ухудшения экологической ситуации и предотвращения необратимых процессов развития многих ЭГП, рекомендуется проводить периодический контроль за состоянием природной среды. Комплекс мероприятий должен базироваться на изучении главнейших параметров геологической среды в естественных и нарушенных условиях, процессов распространения загрязняющих веществ во всех компонентах ландшафтов, по площади и на глубину.



ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенных в рамках ГДП-200 геологосъемочных и поисковых работ на территории листов R-41-XXXV, XXXVI и обобщения данных предшествующих исследователей, осуществлявших ГС-50 и другие виды работ в пределах площади, создан комплект Государственной геологической карты масштаба 1 : 200 000 второго поколения, включающий геологическую карту доэоценовых образований масштаба 1 : 200 000, карту полезных ископаемых и закономерностей их размещения масштаба 1 : 200 000, карту эоцен–четвертичных образований масштаба 1 : 200 000, тектоническую схему масштаба 1 : 500 000, геоморфологическую схему масштаба 1 : 500 000 и др. При составлении этих карт учитывались новые данные по геологическому, тектоническому, геофизическому строению, истории развития, стратиграфии и полезным ископаемым района, полученные в ходе ГДП-200 (второго поколения), как рассматриваемой площади, так и сопряженных территорий.

Вследствие существования в геологических материалах предшествующих исследований противоречивых взглядов на возраст, геологическое и тектоническое строение магматических, вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований рифея–венда и осадочных пород нижнего палеозоя хребта Оченырда (Полярный Урал) и хребта Бол. Едуней (Пай-Хой) значительная роль отводилась изучению этих образований при проведении, как полевых исследований, так и при анализе их петрографических, петрохимических характеристик. В результате этих работ в пределах Оченырдакского антиклинория была выделены отложения манюкуяхинской свиты, уточнены пространственные границы, последовательность залегания, литологическая характеристика пород очетывисской и лядгейской свит бедамельской серии; очетывисского долерит-андезибазальтового, нияюсского плагиогранит-габбродиоритового, лядгейского дацит-риолит-андезибазальтового, пайпудынского гранит-риолитового комплексов. По результатам определения абсолютного возраста по единичным цирконам из риолитов и гранитов пайпудынского комплекса U-Pb методом на ионном микрозонде SHRIMP-II была подтверждена его нижняя возрастная граница, как позднекембрийская.

Новые данные получены в результате детального изучения опорных разрезов и фациальной зональности ряда подразделений палеозоя, что позволило уточнить границы и строение Зилаиро-Лемвинской и Бельско-Елецкой СФЗ. В результате обобщения и комплексного использования разномасштабных геофизических данных были уточнены границы распространения триасовых и пермских образований и строение выполняемых ими геологических структур.

При изучении кайнозойских отложений территории было впервые выявлено присутствие на территории отложений эоцена. В межгорных долинах Урала установлены и прослежены перспективные для формирования россыпей древнеаллювиальные образования эоценового, миоценового и плиоценового возраста. На равнинной части площади прослежены границы распространения серии неогеновых ритмосвит-колвинской, падимейской и роговской. Возраст этих подразделений был установлен по комплексным магнито-биостратиграфическим данным (палинологическим, микрофаунистическим и палеомагнитным), которые уверенно коррелируются с имеющимися данными по стратификации палеогена и неогена Тимано-Уральского субрегиона и Западной Сибири.

Проведено тектоническое районирование, описаны особенности тектонического строения и история развития территории. Результаты подтверждают точку зрения [14, 81] о наличии общих черт и преемственности строения и геологического развития северной части Полярного Урала и юго-восточной части Пай-Хоя.

В ходе общепроисловых работ на марганец, золото, флюорит, бокситы и фосфориты уточнены схемы минерагенического районирования территории, составлена схема прогноза полезных ископаемых, выделены минерагенические зоны, рудные районы, узлы и поля, подсчитаны прогнозные ресурсы этих видов полезных ископаемых. Информация, отраженная на карте полезных ископаемых была пополнена новыми проявлениями и точками минерализации марганца,

золота, цинка и фосфоритов. В результате проведенных работ были составлены паспорта наиболее перспективных объектов – рудопроявления марганца Варкашорское и золоторудного проявления Диоритовое. Произведенный расчет прогнозных ресурсов категории P_2 (методом прямого расчета и по ВГХО) на рудопроявлении Диоритовое позволяет прогнозировать здесь выявление мелкого (среднего) месторождения золота и рекомендовать постановку поисково-оценочных работ.

К вопросам, нуждающимся в дополнительных исследованиях, следует отнести:

1. Масштабы возможной промышленной марганценосности северо-западной части района, т. к. в результате проведенных поисковых работ на марганец выявлены новые объекты, которые повышают перспективы марганценосности Пай-Хоя.

2. Установление масштаба платиноносности черносланцевых формаций карской и карасиловской свит, так как минералогические исследования по серии бороздовых проб выявили наличие платиноидов – соболевскита, стибипалладинита, сперрилита и котульскита.

3. Поиск перспективных объектов гипергенного фосфоритового оруденения в пределах Карско-Нярминского паравтохтона.

4. Определение перспектив алмазности лампрофиров косвожского комплекса, вскрытых у южной рамки листа при проведении ГДП-200 листов Q-41-V, VI.

5. Оценка промышленной золотоносности Диоритового рудного поля на глубину.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Опубликованная

1. Атлас палеогеографических карт. Шельфы Евразии в мезозое и кайнозое / Отв. ред. М. И. Алексеев, И. С. Грамберг, Ю. М. Пушаровский. – Великобритания: Лландидно, Робертсон Групп ПЛК, 1991.
2. Атлас пермских углей Печорского бассейна. – М.: Научный мир, 2002. 232 с.
3. *Афанасьев Б. Л., Белкин В. И.* Проблемы геологии кайнозоя Большеземельской тундры. Кайнозойский покров Большеземельской тундры. – МГУ, 1963. С. 7–12.
4. *Белкин В. И., Зархидзе В. С., Семенов И. Н.* Стратотипический разрез Колвинской свиты // Вопросы стратиграфии и корреляции плиоценовых и плейстоценовых отложений северной и южной частей Предуралья. Вып. 1. – Уфа, 1972. С. 5–8.
5. *Беляев А. А.* Первая находка бирюзы на Пай-Хое // Топоминералогия и минералы рудоносных регионов. Тр. ИГ Коми АН СССР. Вып. 45. – Сыктывкар, 1984. С. 87–91.
6. *Беляев А. А.* Фтанитовая верхнедевонская–нижнекаменноугольная формация Пай-Хоя // Осадочные палеозойские формации Пай-Хоя. – Сыктывкар, 1986. С. 27–37.
7. *Беляев А. А.* Литология верхнего девона и карбона сланцевой зоны Пай-Хоя // Автореф. канд. дисс. – М.: МГУ, 1987. 16 с.
8. *Беляев А. А.* Ихнофашии верхнедевонских гидротермалей Карской зоны Пай-Хоя // Геология девона северо-востока Европейской части СССР. Тезисы докладов совещания. – Сыктывкар, 1991. С. 7–8.
9. *Беляев А. А.* Литогенетические особенности палеозойских формаций Карской зоны Пай-Хоя // Геология и минерально-сырьевые ресурсы европейского северо-востока России. Тезисы Всероссийской геологической конференции. Т. I. – Сыктывкар, 1994. С. 55–58.
10. *Беляев А. А., Кулешов В. Н.* Изотопный состав и происхождение карбонатных марганцевых руд Карской зоны Пай-Хоя // Литогенез и геохимия осадочных формаций Тимано-Уральского региона. Тр. ИГ Коми НЦ УрО РАН. Вып. 84. – Сыктывкар, 1994. С. 71–84.
11. *Беляев А. А., Иевлев А. А.* Перспективы бирюзоносности Пай-Хоя // Научн. рекоменд. – нар. хоз-ву. Тр. ИГ Коми НЦ УрО АН СССР. Вып. 76. – Сыктывкар, 1988. С. 20.
12. *Беляев А. А., Семенов Г. Ф.* Толерова верхнедевонская–среднекаменноугольная формация Пай-Хоя // Осадочные палеозойские формации Пай-Хоя. – Сыктывкар, 1986. С. 38–48.
13. *Беляев А. А., Семенов Г. Н. и др.* Литолого-стратиграфическая характеристика Карской зоны Пай-Хоя // Геология девона северо-востока европейской части СССР. – Сыктывкар, 1991. С. 10–11.
14. *Беляков Л. Н., Белякова Л. Т.* Некоторые черты геологического строения района сочленения Урала и Пай-Хоя // Мат-лы по геол. и пол. ископ. северо-востока Европейской части СССР. Вып. 1. – М., 1961. С. 55–60.
15. *Богословская М. Ф., Школин А. А.* Аммоноидеи // Биота востока Европейской России на рубеже ранней и поздней перми. – М.: ГЕОС, 1998. С. 147–155.
16. Временное положение об этапах и стадиях геологоразведочных работ на нефть и газ // Приложение № 3 к журналу «Минеральные ресурсы России», 2001.
17. Временные требования к организации, проведению и конечным результатам геологосъемочных работ, завершающихся созданием Госгеолкарты-200 (второе издание). – М.: МПР РФ, 1999. 160 с.
18. *Войновский-Кригер К. Г.* Кечь-Пельская свита пермских отложений на западном склоне Полярного Урала // Материалы Второй геол. конф. Коми АССР. – Сыктывкар: Комигиз, 1947. С. 10–13.
19. Воркутинский угленосный геолого-промышленный район: структура и направления комплексного освоения. – Сыктывкар: ИГ КНЦ Ур ОРАН, 1994. 272 с.
20. *Воронов А. В.* Аммоноидеи нижней Перми Урала и их стратиграфическое значение // Автореф. канд. дисс. – Екатеринбург: АООТ Полиграфист, 1995. 13 с.
21. Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. Т. III. Печорский угольный бассейн и другие месторождения угля Коми АССР и Ненецкого национального округа. – М.: Недра, 1965. 491 с.
22. *Гладенков Ю. Б., Нортон П., Спайк Г.* Верхний кайнозой Исландии (стратиграфия плиоцена и плейстоцена и палеонтологические комплексы) // Тр. ГИН РАН. Вып. 345. – М., 1980. 115 с.
23. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Серия Полярно-Уральская. Листы R-42-XXXI, XXXII (оз. Бол. Нгосавэйто, бывшее Бол. Осовой-Ты). Объяснительная записка / Душин В. А., Сердюкова О. П. и др. – СПб: ВСЕГЕИ, 2006. 197 с. и 3 вкл.
24. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Серия Полярно-Уральская. Лист Q-41-XI. Объяснительная записка / М. А. Шишкин. – СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2005.

25. Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200 000. Серия Северо-Уральская. Листы R-41-XXXV, XXXVI. Объяснительная записка / Беляков Л. Н., Белякова Л. Т. и др. – М.: Госгеолтехиздат, 1963. 87 с.
26. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Второе издание. Серия Северо-Уральская. Лист Q-41-XXV. Объяснительная записка / В. Н. Иванов и др. Ред. М. А. Шишкин. – СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2002.
27. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000. Третье поколение. Серия Уральская. Лист Q-41 (Воркута) / М. А. Шишкин, А. П. Астапов, Н. В. и др. – СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2005.
28. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000. Третье поколение. Серия Уральская. Лист Р-40 (Североуральск) / В. П. Водолазская, В. Н. Иванов, Г. А. Петров, Д. В. Зархидзе, С. И. Кириллин, Н. А. Кузенков, И. Ю. Курзанов, Е. В. Стороженко, Н. Г. Берлянд, А. В. Жданов, А. Н. Мельгунов, Т. Л. Полянская, Н. Ф. Полякова и др. – СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2006.
29. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000. Третье поколение. Серия Уральская. Лист R-41 (Амдерма). Объяснительная записка / М. А. Шишкин, С. И. Шкарубо. – Мурманск-СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2008.
30. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Второе издание. Серия Северо-Уральская. Лист Р-40-XXIII. Объяснительная записка / В. Н. Иванов и др. Ред. А. В. Жданов. – СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2007.
31. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Второе издание. Серия Северо-Уральская. Лист Q-40-XXX. Объяснительная записка / В. Н. Иванов и др. Ред. М. А. Шишкин. – СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2001.
32. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия). Листы R-(40)-42 (о. Вайгач–п-ов Ямал). Объяснительная записка / Астапов А. П., Генералов П. П. и др. – СПб: ВСЕГЕИ, 2000. 357 с. и 5 вкл.
33. Гуськов В. А. Граница верхней и нижней перми по морским двустворчатым моллюскам // Пермская система: вопросы стратиграфии и развития органического мира. – Казань: КазГУ, 1988. С. 11–15.
34. Дополнение к стратиграфическому кодексу. – СПб: ВСЕГЕИ, 1992.
35. Доусон Д. Кимберлиты и ксенолиты в них. – М.: Изд-во Мир, 1983. 300 с.
36. Елисеев А. И. Формации зон сочленения платформ и геосинклиналей в палеозое // Автореф. дисс. – М.: ГИН АН СССР, 1982. 47 с.
37. Елисеев А. И. Формационный анализ палеозойских отложений Пай-Хоя // Осадочные палеозойские формации Пай-Хоя // Тр. ИГ Коми АН СССР. Вып. 56. – Сыктывкар, 1986. С. 3–10.
38. Елисеев А. И., Юдович Я. Э., Беляев А. А. и др. Осадочные формации Пай-Хоя и перспективы их рудоносности. – Сыктывкар, 1986. 26 с.
39. Еномян Н. В., Вирбицкас А. Б. и др. Основные черты биостратиграфии севера Предуралья // Стратиграфия и тектоника Европейского северо-востока СССР. Тр. IX геологической конференции Коми АССР. – Сыктывкар, 1982. С. 48–51.
40. Енцова Ф. И., Калантар И. З. Триасовые отложения Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции // Материалы по геологии востока Русской платформы. – Казань: КазГУ, 1966. С. 138–189.
41. Енцова Ф. И. Тектоническая природа Пай-Хоя и его взаимоотношение с Уралом // Геотектоника. 1981, № 1. С. 58–69.
42. Иванова А. М., Устрицкий В. И., Молдавцев Ю. Е. Геологическое строение Полярного Урала и Пай-Хоя // Геология Советской Арктики. Тр. НИИГА. Т. 81. – М.: Госнаучтехиздат, 1957. С. 58–96.
43. Инструкция по составлению и подготовке к изданию листов государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. – М.: Роскомнедра, 1995. 244 с.
44. Инструкция по геохимическим методам поисков рудных месторождений. – М.: Недра, 1983.
45. Калантар И. З., Удовиченко Л. А. К дискуссии о возрасте базальтов Печорского угольного бассейна // Новое в стратиграфии триаса Палеоурала. – Свердловск, 1980. С. 79–83.
46. Канев Г. П., Варюхина Л. М., Колода А. А. и др. Расчленение, корреляция и возраст угленосных свит воркутской серии Печорского угольного бассейна // Литология, угленосность и рудогенез осадочных толщ европейского северо-востока СССР. Тр. X геол. конф. Коми АССР. – Сыктывкар, 1987. С. 39–43.
47. Ковальчук Н. С. Минеральная ассоциация кварц-кальцитовых жил в известняках серпуховского яруса на Пайхойском антиклинории (р. Силова-Яха) // Геология и геоэкология северо-запада России. Материалы XIV молодой научной конференции. – Петрозаводск, 2003. С. 45–46.
48. Корень Т. Н., Еномян В. С. Силурийские и нижнедевонские отложения северо-западной части Югорского полуострова // Уч. зап. НИИГА. Палеонт. и стратигр. Вып. 30. – Л., 1970. С. 5–25.
49. Крылов А. В., Зархидзе Д. В. Новые данные по стратиграфии и моллюскам неогеновых отложений Большеземельской тундры // Геология полярных областей Земли. Мат-лы XLII тектонического совещания. Т. I. – М.: Геос, 2009. С. 309–312.
50. Кулешов В. Н., Беляев А. А. Происхождение карбонатных марганецсодержащих конкреций в палеозойских отложениях Пай-Хоя (по изотопным данным углерода и кислорода) // Литология и полезные ископаемые. 1999, № 3. С. 252–261.
51. Малых И. М. Оценка золотоносности района г. Борзова // Геология и минеральные ресурсы северо-востока России // Мат-лы XIV геол. съезда. Т. IV. – Сыктывкар, 2004. С. 55–58.
52. Макеев А. Б., Ковальчук Н. С. Юшкинит $V_{1-x}S^*nP[(MgAl)(OH)_2]$. – Сыктывкар: Геопринт, 2006. 70 с.
53. Методические рекомендации по составлению и подготовке к изданию Государственной гидрогеологической карты СССР масштаба 1 : 200 000. – М.: ВСЕГИНГЕО, 1985. 83 с.

54. Микляев А. С. Верхнедевонские отложения сланцевой зоны Пай-Хоя и перспективы их рудоносности // Геология девона северо-востока Европейской части СССР. Тезисы докладов ИГ Коми НЦ УрО АН СССР. – Сыктывкар, 1991. С. 52–53.
55. Микляев А. С. Стратиграфия и перспективы рудоносности палеозойских отложений Лемвинской зоны юго-восточного Пай-Хоя // Геология и минерально-сырьевые ресурсы европейского северо-востока России. Тезисы Всероссийской геол. конф. Т. 1. – Сыктывкар, 1994. С. 170–173.
56. Моргунова А. А., Соболева А. А. Реликты корневой части позднерифейской примитивной островной дуги на севере поднятия Енганэпэ (Полярный Урал) // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. № 12. – Сыктывкар, 2007. С. 13–18.
57. Оберман Н. Г. Схема гидрогеологического районирования европейского Севера СССР. Схема геокриологического районирования Урала // Геокриология СССР. – М.: Недра, 1988. С. 221 и 302.
58. Осадчев Б. Я. Геологическое строение юго-восточного Пай-Хоя и Полярного Приуралья // Тр. НИИГА. Т. XI. – М.-Л.: Изд-во Главсевморпути, 1951. 93 с.
59. Палеонтологический атлас пермских отложений Печорского угольного бассейна. – Л.: Наука, 1983. 325 с.
60. Першина А. И., Петров С. Д. Девонские бокситоносные горизонты Полярного Урала // Геология и полезные ископаемые северо-востока европейской части СССР. – Сыктывкар, 1974. С. 67–73.
61. Першина А. И., Цыганко В. С. Новые данные по стратиграфии силурийских и девонских отложений юго-восточного окончания Пай-Хоя // Фанерозой севера европейской части СССР. Тр. ИГ Коми АН СССР. Вып. 33. – Сыктывкар, 1980. С. 3–19.
62. Петровский А. Д., Иванов Л. А. О новых находках гониатитов на Пай-Хое // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987, № 12. С. 122–123.
63. Петрографический кодекс. Магматические, метаморфические, метасоматические и импактные образования. Изд. второе, перераб. и доп. – СПб: ВСЕГЕИ, 2008. 200 с.
64. Платонов Е. Г., Пovyшцева Л. Г., Устрицкий В. И. О генезисе карбонатных марганцевых руд Пайхойско-Новоземельского района // Литология и полезные ископаемые. – М., 1992, № 4. С. 76–89.
65. Пухонто С. К. Стратиграфия и флористическая характеристика пермских отложений угольных месторождений Печорского бассейна. – М.: Научный мир, 1998. 312 с.
66. Пухонто С. К., Канев Г. П. К вопросу о выделении гипостратотипа лекворкутской свиты на ручье Боквом // Минерально-сырьевые ресурсы европейского северо-востока СССР. Тр. XI геол. конф. Коми АССР. – Сыктывкар, 1990. С. 219–223.
67. Пухонто С. К. Стратиграфическая характеристика и палеоботанические особенности пермских отложений угольных месторождений Печорского бассейна. – Воркута: ПГО «Полярноурлагеология», 1991. 300 с. (Деп. в ВИЭМС 21.04.1992, № 1031-МГ92).
68. Пухонто С. К., Гуськов В. А. Граница верхней и нижней перми // Пермская система Земного Шара. Тез. докл. Международного конгр. – Свердловск, 1991. С. 70.
69. Пучков В. Н. Образование Урало-Новоземельского складчатого пояса – результат неравномерной ко-соориентированной коллизии континентов // Геотектоника. № 3. – М.: Изд-во РАН, 1996. С. 66–75.
70. Пыстин А. С., Оловянных В. Г. и др. Новые модели тектонического строения и геодинамического развития Тимано-Североуральского региона // Вест. ИГ Коми УРО РАН. № 3. – Сыктывкар: Геопринт, 2005. С. 6–11.
71. Разварин Д. Е., Подмарков А. В., Зимаков Б. М. и др. Перспектива использования нетрадиционного углеводородного сырья (метана) в Печорском угольном бассейне. – СПб, 1992.
72. Ровнина Л. В., Родионова М. К. и др. Биостратиграфия мезозоя Западной Сибири. – М.: Наука, 1985.
73. Рогов В. С. Марганценосные формации Пай-Хоя (вещественный состав, строение и условия образования) // Автореф. канд. дисс. – Л.: ВСЕГЕИ, 1987. 22 с.
74. Семенов Г. Ф., Беляев А. А. Литология нижнекаменноугольных баритоносных отложений на р. Каре (Пай-Хой) // Рудогенез и геохимия осадочных формаций Пай-Хоя и Тимана. – Сыктывкар, 1982. С. 34–57.
75. Соболева А. А. Геохимические особенности и возраст риолитов Большого Пай-Пудынского хребта (Полярный Урал) // Структурно-вещественные комплексы и проблемы геодинамики докембрия фанерозойских орогенов. Мат-лы Межд. науч. конф. (III Чтения памяти С. Н. Иванова). – Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2008. С. 149–152.
76. Соболева А. А., Куликова К. В. и др. Фрагменты доуральской истории поднятия Енганэпэ // Вест. ИГ КНЦ УрО РАН. № 4. – Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2008а. С. 11–13.
77. Соболева А. А., Куликова К. В. и др. Доуральские поднятия Енганэпэ (Полярный Урал) // Структурно-вещественные комплексы и проблемы геодинамики докембрия фанерозойских орогенов. Мат-лы Межд. научн. конф. (III Чтения памяти С. Н. Иванова). – Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2008б. С. 152–155.
78. Стратиграфический кодекс России. Издание третье. – СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2006. 96 с.
79. Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой) // Мат-лы IV Уральского Межведомственного Стратиграфического Совещания МСК России. – Екатеринбург: Роскомнедра, 1993.
80. Тимонин Н. И. Тектоника гряды Чернышева. – Л.: Наука, 1975.
81. Тимонин Н. И., Юдин В. В., Беляев А. А. Палеогеодинамика Пай-Хоя. – Екатеринбург: Уро РАН, 2004. 206 с.
82. Типовая легенда геоморфологических карт / Г. С. Ганешин. Тр. ВСЕГЕИ. – Л., 1977. 15 с.
83. Требования по представлению НРС и ГБЦГИ цифровых моделей листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 второго издания. – М.: Роскомнедра, 1999. 160 с.
84. Угленосная формация Печорского бассейна. – Л.: Наука, 1990. 176 с.

85. Угольная база России. Том I. Угольные бассейны и месторождения европейской части России (Северный Кавказ, Восточный Донбасс, Подмосковский, Камский и Печорский бассейны) / Череповский В. Ф. – М.: Геоинформарк, 2000. 474 с.
86. Унифицированные и корреляционные стратиграфические схемы Урала // Мат-лы и решения III Уральского Межведомственного Стратиграфического Совещания МСК СССР. – Свердловск, 1980.
87. Унифицированные и корреляционные стратиграфические схемы Урала // Мат-лы и решения IV Уральского Межведомственного Стратиграфического Совещания МСК России. – Свердловск, 1994.
88. *Устрицкий В. И.* О фациальной зональности среднепалеозойских отложений Пай-Хоя и северной части Полярного Урала // Сб. статей по геологии и нефтегазоносности Арктики. Тр. НИИГА. Т. 123, вып. 16. – Л.: Изд-во НИИГА, 1961. С. 41–60.
89. *Харькив А. Д., Квасницына В. Н., Сафронов А. Ф., Зинчук Н. Н.* Типоморфизм алмаза и его минералов-спутников из кимберлитов. – Киев: Наукова думка, 1989. 184 с.
90. *Цыганко В. С., Першина А. И.* Новые данные по стратиграфии и палеогеографии силура и девона бассейна среднего течения р. Кары (Пай-Хой) в связи с их бокситоносностью (докладная записка). – Сыктывкар, 1975.
91. *Цыганко В. С.* Стратиграфия девонских отложений среднего течения р. Силоры (Пай-Хой) // Стратиграфия палеозоя северо-востока Европейской части СССР. Тр. ИГ Коми АН СССР. Вып. 37. – Сыктывкар, 1981. С. 16–25.
92. *Чайковский И. И.* Петрология и минералогия интрузивных алмазоносных пирокластитов Вишерского Урала. – Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 2001. 324 с.
93. *Чернов А. А.* Геологические исследования 1933 г. в юго-западной части Пай-Хоя // Тр. Полярной комиссии АН СССР. Вып. 26. – М., 1936. С. 5–81.
94. *Шишкин М. А., Колесник Л. С., Бабенко А. В.* Новые данные о геологическом строении Карско-Нярминского паравтохтона (Полярный Урал) // Бюлл. МОИП. Т. 80, вып. 5. – М., 2005. С. 22–26.
95. *Шкарубо С. И., Шишкин М. А., Маркина Н. В. и др.* Создание комплекта Государственной геологической карты масштаба 1 : 1 000 000 листа R-41 (Отчет о выполнении работ по Государственному контракту № 03/03/12-7). – ОАО «МАГЭ», 2008 (в издании).
96. *Юдин В. В.* Орогенез севера Урала и Пай-Хоя. – Сыктывкар: Наука, 1994. 286 с.
97. *Юдина А. Б.* Кремнисто-терригенная среднедевонская формация Пай-Хоя // Осадочные палеозойские формации Пай-Хоя. Тр. ИГ Коми АН СССР. Вып. 56. – Сыктывкар, 1986. С. 11–19.
98. *Юдина А. Б., Пучков В. Н.* Находки конодонтов в девонских и каменноугольных отложениях сланцевой зоны Пай-Хоя и их стратиграфическое значение // Стратиграфия и палеогеография фанерозоя европейского северо-востока СССР. Тр. X геол. конф. Коми АССР. – Сыктывкар, 1987. С. 57–60.
99. *Юдович Я. Э., Кетрис М. П.* Марганцевые карбонатные руды на Пай-Хое // Докл. АН СССР. Т. 257, № 4. – М., 1981. С. 988–991.
100. *Юдович Я. Э., Беляев А. А., Кетрис М. П.* Геохимия, минералогия и рудогенез марганца в черносланцевых отложениях Пай-Хоя // Рудообразование на Тимане и Севере Урала. Тр. ИГ Коми АН СССР. Вып. 34. – Сыктывкар, 1981. С. 54–72.
101. *Юдович Я. Э., Беляев А. А.* Новые генетические типы рудопоявлений марганца в осадочных формациях Пай-Хоя // Литология и рудогенез осадочных толщ европейского северо-востока СССР. Тр. IX геол. конф. Коми АССР. – Сыктывкар, 1982. С. 108–111.
102. *Юдович Я. Э.* Геохимия черных сланцев. – Л.: Наука, 1988. 272 с.
103. *Юдович Я. Э., Беляев А. А., Кетрис М. П.* Геохимия и рудогенез черных сланцев Пай-Хоя. – СПб: Наука, 1998. 366 с.
104. *Юдович Я. Э., Шишкин М. А., Лютиков Н. В., Кетрис М. П., Беляев А. А.* Геохимия и рудогенез черных сланцев Лемвинской зоны. – Сыктывкар, 1998.
105. *Юшкин Н. П., Куниц А. Ф., Тимонин Н. И.* Минерагения Пай-Хоя. – Екатеринбург: УрО РАН, 2007. 291 с.
106. *Яцук Н. Е.* Значение двустворчатых моллюсков для межрегиональной корреляции // Пермская система земного шара. Тез. докл. Межд. конгр. – Свердловск, 1991. С. 92.
107. *Яхимович В. Л., Зархидзе В. С., Афанасьева Т. А.* Опорный магнитостратиграфический разрез верхнего плиоцена Тимано-Уральской области (гряды Гамбурцева и Яранмусюр) // Препринт доклада. – Уфа, 1992.
108. *Boynnton W. V.* Geochemistry of rare earth elements meteorite studies // Rare Earth Element Geochemistry. – Amsterdam, 1984. P. 63–114.
109. *Cabanis B., Pearce J. A. et al.* Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // Journ. Petrol. Vol. 25. – New York, 1984. P. 956–983.
110. *Kuno H.* Differentiation of basalt magmas / Hess H. H., Poldervaart A. (eds.). Basalts: The Poldervaart treatise on rocks of basaltic composition. Vol. 2. – Interscience, New York, 1968. P. 623–688.
111. *Marquet R.* The Neogene Bivalvia (Heterodonta and Anomalodesma) and Scaphopoda from Kallo and Doel (Oost-Vlaanderen, Belgium) // Paleontos. Vol. 6. – Antwerpen, 2005. P. 1–142.
112. *Meschide M.* A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram // Chem. Geol. Vol. 56. – New York, 1986. P. 207–218.
113. *Mullen E. D.* MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis // Earth Plan. Sci. Lett. Vol. 62. – New York, 1983. P. 53–62.
114. *Nazarov D., Henriksen M. and Svendsen J.* The age of the last glacier invasion into the Polar Urals. Arctic Palaeoclimate and its Extremes – beyond the frontier // Third Int. Conf. and Workshop. – Copenhagen, March 31st–April 3rd, 2009.
115. *O'Connor J. T.* A classification for quartz-rich igneous rock based on feldspar ratios // U. S. Geol. Surv. Prof. Paper. Vol. 525B. – New York, 1965. P. B79–B84.

116. *Pearce T. H., Gorman B. E., Birkett T. C.* The relationship between major element chemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1977, vol. 36. P. 121–132.
117. *Pearce J. A., Harris N. B. W., Tindle A. G.* Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // *Journ. Petrol.* Vol. 25. – New York, 1984. P. 956–983.
118. *Pearce J. A., Norry M. J.* Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks // *Contrib. Mineral. Petrol.* Vol. 69. – New York, 1979. P. 33–47.
119. *Rock N. M. S.* The Nature and Origin of Ultramafic Lamprophyres: Alnöites and Allied rocks // *Journal of Petrology.* Vol. 27. Part 1. – New York, 1986. P. 155–196.
120. *Schilling J. G. et al.* Petrologic and geochemical variations along the Mid-Atlantic ridge from 29°N to 73°N // *Amer. Journ. Sci.* Vol. 283, № 6. – New York, 1983. P. 510–586.
121. *Spaink G.* Zonering van het mariene Onder-Pleistoceen en Pliocene op grond van mollusken fauna's // *Toelichting bij geologische overzichtskaarten van Nederland.* – Rijks Geologische Dienst, Harlem, 1975. P. 118–122.
122. *Wood D. A.* The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province // *Earth Planet. Sci. Lett.* Vol. 50. – New York, 1980. P. 11–30.

Фондовая

123. *Алексеев В. Я., Попов И. Б.* Отчет о геологической съемке (Листы Р-40-95-А, Б – з. п.), геологическом доизучении (Листы Р-40-95-В, Г – з. п.) масштаба 1 : 50 000 Ниолсовской площади и общих поисках в верховье рек Вишера, Ниолс и Унья на Северном Урале. – Свердловск: ТГФ КИР по Уральскому федеральному округу (ФО), 1988.
124. *Аминев Л. З., Белонин М. Д., Боровинских А. П. и др.* Нефтеперспективные объекты Республики Коми (Геолого-экономический анализ). – Ухта, 1999.
125. *Аминев Б. А., Войновский-Кригер К. Г., Голубев С. А., Иванов Г. А., Коновалов Б. Т., Ротай А. П., Софронов Г. П., Шмелев М. В.* Геология Печорского угленосного бассейна и Полярного Урала. Том 1 – Геологическое описание, угольные месторождения, рудные и нерудные месторождения. Том 2 – Районирование угленосного бассейна и описание угленосных районов и месторождений северо-восточной части Печорского угленосного бассейна. 1947.
126. *Артамонов М. А., Геккель А. А.* Отчет о работах комплексной аэрогеофизической партии № 30/73 на территории Полярного и Северного Урала в 1973 г. – Москва: ГУТФИ РК, 1974.
127. *Афанасьева Т. А., Зархидзе В. С.* Создание стратиграфических схем палеогеновых, неогеновых, четвертичных отложений и легенд к геологическим картам масштаба 1 : 50 000 и 1 : 200 000. – Сыктывкар-Воркута: ГУТФИ РК, 1993.
128. *Бабушкин В. А., Ивлиев В. К., Мезенев В. В.* Оценка ресурсов базальтов для производства стройматериалов в районе пос. Хальмер-Ю. – Воркута, 1993.
129. *Бабенко А. В.* Поисковые работы на марганец в северной части Полярноуральской марганценовой провинции (Отчет Пачвожской ГРП за 1996–1997 гг.). – ГУТФИ РК, 1997.
130. *Бариев Ю. Г., Розаев В. А., Буленок Т. М.* Отчет о производстве опережающих геофизических работ масштаба 1 : 50 000 в Кара-Силовском районе (1979–1983 гг.). – Воркута: ГУТФИ РК, 1983.
131. *Белоусов В. Н., Беляков Л. Н.* Комплексные геофизические работы с целью изучения перспектив нефтегазоносности Ярейюской площади (1986–1988 гг.). – Воркута: ГУТФИ РК, 1988.
132. *Белоусов В. Н., Пономарёв Г. Я.* Отчет о производстве опережающих геофизических работ масштаба 1 : 50 000 для обеспечения геофизической основой поисковых работ на Приоченьрдской площади. – Воркута: ГУТФИ РК, 1987.
133. *Беляев А. А.* Литогенетические особенности палеозойских формаций Карской зоны Пай-Хоя в связи с их рудоносностью. Т. 1–2. – Сыктывкар: Фонды Коми НЦ УрО АН СССР, 1991.
134. *Беляков Л. Н., Белякова Л. Т.* Геологическое строение среднего течения р. Силова. (Отчет Средне-Силовской ГПСР за 1957 г.). – Воркута, 1958.
135. *Беляков Л. Н., Лебедев М. М.* Геологическое строение верхнего течения р. Кары (Отчет Карской ГПСР № 210 по работам 1959 г.). – Воркута, 1960.
136. *Беляков Л. Н., Маркитантов И. Ф.* Подготовка к изданию карты структурно-формационного районирования территории деятельности объединения «Полярноуралгеология» м-ба 1 : 100 000 в целях прогнозирования поисков полезных ископаемых. Том 1. – Воркута: ГУТФИ РК, 1983.
137. *Бережной В. Н., Быховец Н. С.* Проведение детальных геологических исследований в зоне выходов пермских угленосных отложений в юго-восточной части Коротайхинской впадины. – ГУТФИ РК, 1979.
138. *Блинов А. А., Швидак А. А.* Отчет о результатах аэромагнитной съемки Карской партии в 1965 г. – Л.: ГУТФИ РК, 1966.
139. *Бобов Н. Г., Иванова Т. Ф.* Геологическая характеристика Хальмерьюского и Паембойского месторождений Печорского угленосного бассейна. – Коми ТГФ, 1960.
140. *Большаков В. В., Загороднов А. М. и др.* Отчет о детальной аэромагнитной съемке масштаба 1 : 200 000 в районе Полярного Урала, Пай-Хоя и Печорского бассейна (1959–1961 гг.). – Новосибирск: ГУТФИ РК, 1961.
141. *Быховец Н. С., Любимова Г. Н.* Отчет о предварительной разведке северной части Паембойского месторождения. – ГУТФИ РК, 1968.
142. *Быховец Н. С., Войтович З. Н.* Проведение специализированных работ в бассейне р. Силовая с целью выявления благоприятных площадей для постановки поискового бурения на коксующиеся угли. – ГУТФИ РК, 1983.

143. *Водолазский В. Н., Агафонов М. Г.* Отчет о работе Полярно-Уральской гравиметровой партии № 10/66 в Коми АССР и Ямало-Ненецком национальном округе Тюменской области в 1966 г. – ГУТФИ РК, 1967.
144. *Войновский-Кригер К.Г.* Некоторые вопросы структуры Печорского угленосного бассейна. – ГУТФИ РК, 1944.
145. *Волков Е. Н., Волкова Э. К. и др.* Геологическое строение и оценка перспектив рудоносности Лядгейского, Хуутинского и Ямбейшорского участков (Полярный Урал) // Отчет о результатах геолого-поисковых работ, проведенных в 1966 г. поисково-ревизионной партией № I ПУГРЭ и тематических исследований по теме: Перспективная оценка территории в пределах Изъяхойского антиклинория и Талота-Пайпудынского синклинория на поиски медно-полиметаллических руд и золота» проведенных Полярно-Уральской партией ЦНИГРИ. – Воркута, 1967.
146. *Воронов В. Н.* Результаты поисково-съёмочных работ масштаба 1 : 50 000 проведенных на Полярном Урале в бассейнах рек Оче-Ты-Вис, Бол. и Мал. Лядгей-Яга и ручья Парус-Щелья-Шор (Отчет по работам Карской ПСП за 1967–1969 гг.). – Воркута: ГУТФИ РК, Воркутинское отд. Комигеолфонда, 1969.
147. *Гаврилов В. С.* Отчет о детальной разведке Правобережного участка Воркутинского месторождения известняков. – Сыктывкар, 1973.
148. *Деревянко Л. Г.* Изучение палинологических комплексов неоген–палеогеновых отложений Тимано-Уральской области (Отчет специализированной биостратиграфической лаборатории о результатах работ, проведенных в 1995–1996 гг.). – Воркута, 1996.
149. *Дембовский Б. Я., Кузенков Н. А., Зархидзе Д. В. и др.* Легенда Северо-Уральской серии листов Госгеолкарты-200 / В. П. Водолазская. – Сыктывкар-Воркута: ГУТФИ РК, 2000.
150. *Душин В. А.* Опытные методические работы по совершенствованию методики прогнозирования м-ба 1 : 200 000. – Министерство геологии РСФСР, ПГО Полярноуралгеология КГПЭ, 1983.
151. *Елисеев А. И., Юдович Я. Э., Беляев А. А. и др.* Осадочные формации Пай-Хоя и перспективы их рудоносности (Научный отчет). Т. 1–2. – Сыктывкар, 1981.
152. *Елисеев А. И., Антошкина А. И. и др.* Литологические особенности палеозойских формаций севера Урала, Пай-Хоя и Тимана в связи с их рудоносностью (Отчет по теме № 3.1.3.1. за 1986–1990 гг.). – Сыктывкар, 1991.
153. *Еномян В. С.* Палеозойские отложения и история геологического развития территории западного Пай-Хоя и о. Вайгач // Дисс. к.г.-м.н. – Воркута: ГУТФИ РК, 1971. 223 с.
154. *Жуков Ю. В., Заборин О. В., Костюкова Л. А. и др.* Геологическое строение листов R-41-115-А, Б; R-41-116-А, Б (Отчет Сопчинской ГПСР по результатам геолого-поисково-съёмочных работ м-ба 1 : 50 000 за 1966–1968 гг.). – Воркута: ГУТФИ РК, 1969. 261 с.
155. *Жуков Ю. В., Заборин О. В., Маршанский И. И. и др.* Геологическое строение территории листов R-41-103-В (в, г), Г (в, г); 104-В (в, г); 116-Г (а, б); 117-А (в, г), Б (в, г), В (а, б), Г (а, б); 118-В (а, б) (Отчет Нялпейской ГПСР по результатам геологосъёмочных и поисковых работ м-ба 1 : 50 000 за 1968–1970 гг.). – Воркута: ГУТФИ РК, 1971. 298 с.
156. *Журавлёв Ю. Д., Бабич В. С.* Отчет о профилейных региональных сейсморазведочных работах МОВ в центральной части Коротайхинской мегасинклинали Хейягинской № 2/72-73 и Нямдоюской № 12/73 партий. – Ухта, 1972–1973.
157. *Зархидзе В. С., Красножен А. С.* Отчет по темам: «Составление геоморфологической карты и карты кайнозойских отложений Печорского угольного бассейна и прилегающих районов Полярного Урала и Пай-Хоя масштаба 1:500 000» и «Составление геоморфологической карты и карты кайнозойских отложений районов Полярного Урала». – Ухта: ГУТФИ РК, 1969.
158. *Зархидзе Д. В.* Геологическое доизучение масштаба 1 : 200 000 листов R-41-XXXV, XXXVI (Кара-Силовская площадь). – Сыктывкар: ГУТФИ РК, 2008.
159. *Золотарёв С. А., Шорохов Б. А.* Геологическое строение и полезные ископаемые среднего течения р. Кары на западном склоне Полярного Урала (Отчет по работам Усть-Лядгейской ГСП и Карской ГПП за 1974–1976 гг.). – П. Полярный: ГУТФИ РК, 1976.
160. *Исаев В. А.* Отчет о работе Силовской гравиметровой партии в Ненецком национальном округе Архангельской области в 1963–1964 г. – Воркута: ГУТФИ РК, 1965.
161. *Калашиников Н. В.* Брахиоподы раннего карбона Печорского Урала и Приуралья (описание видов, комплексы, экология и этапность развития) 1965–1967 гг. // Раздел темы: Фации и биогеографическое районирование севера Урала и сопредельных областей в среднем и позднем палеозое и раннем мезозое. 1969.
162. *Кириллин С. И., Жарков В. А. и др.* Отчет о групповой геологической съемке масштаба 1 : 200 000 на территории листов Р-40-XX, XXIV (Немская площадь). – Сыктывкар: ГУТФИ РК, 2002.
163. *Корельский В. П., Коркин В. Е. и др.* Отчет о поисково-оценочных работах на пласты б3, в7, в6 в северной части Паембойского месторождения – ГУТФИ РК, 1978.
164. *Корельский В. П., Коркин В. Е.* Поиски технологических углей в районе между реками Нямдо-Ю и Силова-Яха на юго-западном склоне Пай-Хоя. 1976.
165. *Корельский В. П.* Поисковые работы на коксующиеся угли Юнкашорской площади. – ГУТФИ РК, 1993.
166. *Кужлев В. П., Печугин И. В., Сорокотягина В. В.* Переоценка ресурсов углей Печорского бассейна. – ГУТФИ РК, 1993.
167. *Кужлев В. П.* Подготовка к изданию атласа-справочника углей Печорского бассейна. – ГУТФИ РК, 1997.
168. *Куликов Г. Н., Блюм Э. А.* Отчет о результатах аэромагнитной съемки масштаба 1 : 50 000, проведенной на Байдарацкой площади (Архангельская и Тюменская области) в 1983 г. – Л., 1985.
169. *Кумков Ю. Г.* Гидрогеологические условия северной части Северного Урала (Отчет партии № 1513 за 1964–1967 гг. по центральной и восточной части листа). – Ухта: ГУТФИ РК, 1967.

170. *Лопатин Б. Г., Шишкин М. А. и др.* Легенда Южно-Карской серии листов Госгеолкарты-1000/3. – СПб: ВСЕГЕИ–ВНИИОкеангеология, 2008.
171. *Лямин А. З., Терешко В. В. и др.* Разработка и составление легенд для крупномасштабных геологических карт (ПГО Полярноуралгеология). – Воркута: ГУТФИ РК, 1983.
172. *Мавричев В. Г., Шахов Ю. Н., Швидак А. А. и др.* Отчет о результатах аэрогеофизической съемки Западно-Уральской партии за 1971 г. – Л.: ГУТФИ РК, 1972.
173. *Мазур Д. Д., Петров С. Д.* Отчет по производству ревизионно-опробовательских работ на бокситы в среднем течении бассейна реки Кары за 1973–1975 гг. – Воркута, 1975.
174. *Мазур Д. Д., Петров С. Д.* Отчет о результатах групповых поисково-съёмочных работ масштаба 1 : 50 000 на листах R-41-129-Б (а, б); 130-А (в, г), Б (в, г), В, Г; 131-В, Г; 143-А, Б, В, Г (Рошинская ГПСП, 1974–1978 гг.), поисковых работ на флюорит в бассейнах рек Силоваяха и Сибирчатаяха и поисково-оценочных работ на Буреданском сульфидно-флюоритовом рудопроявлении (Буреданская ГПП, 1976–1978). Т. 1–2. – Воркута, 1978.
175. *Максимова И. В., Розаев В. А. и др.* Отчет о проведении поисковых работ на бокситы на Усть-Нярминской площади в юго-восточной части Пай-Хоя и ревизионно-опробовательских работ на бокситы в северо-западной части Пай-Хоя в 1975–1977 гг. – Воркута, 1977.
176. *Мартынов А. В., Богацкий В. В.* Стратиграфический, тектонический и литофациальный анализ осадочного чехла с целью обоснования критериев, позволяющих осуществить переоценку ресурсов УВ ТПП (Отчет по теме № 203). – Ухта: ТП НИЦ, 2002.
177. *Маслов М. А., Макарихин В. В.* Геологическое строение территории листов R-41-118-Г; R-41-119-В, Г; R-41-131-а, б (Отчет Юнкошорской ГПСП по работам масштаба 1 : 50 000, 1967–1969, 1970). Т. 1–2. – Воркута: ГУТФИ РК, 1970.
178. *Маслов М. А., Костюкова Л. А.* Магматические формации севера Урала и Пай-Хоя. – Воркута: ГУТФИ РК, ВО КРГФ, 1977. 548 с.
179. Материалы переоценки прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых на территории Республики Коми по состоянию на 01.01.2003 г. (МПР РФ, ГУПР МПР России по Республике Коми, Минприроды Республики Коми). – Сыктывкар: ГУТФИ РК, 2002.
180. *Микляев А. С.* Отчет о результатах поисковых работ на фосфориты в р-не юго-восточной и центральной части Пай-Хоя за 1973 г. (Едунейская ГПП, 1973). Т. 1. – Воркута: ГУТФИ РК, 1973.
181. *Микляев А. С.* Отчет о результатах поисковых работ на фосфориты в районе юго-восточной и центральной части Пай-Хоя за 1973 г. – Воркута: ГУТФИ РК, 1974.
182. *Микляев А. С.* Геологическое доизучение масштаба 1 : 50 000 Кара-Силовской площади на территории листов R-41-118-А (в, г), Б (в, г), В, Г; 119-В, Г; 130-А (а, б), Б (а, б) с общими поисками (Отчет Пайхойской ГСП за 1988–1995 гг.). Т. 1–5. – Воркута: ГУТФИ РК, 1998.
183. *Микляев А. С.* Легенда Госгеолкарты-200 Вайгачско-Пайхойской серии листов (второе издание) // Подготовка материалов к легенде Новоземельской серии листов Госгеолкарты-200. – Воркута: ГУТФИ РК, 1999.
184. *Микляев А. С., Давыдов К. В., Мазур Д. Д. и др.* Геологическое строение территории листов R-41-86-Б (в, г), Г; 87-А (в, г), Б, В, Г; 88-А (а, б), Б (а) (Отчет Тоинтинской ГПСП по работам масштаба 1 : 50 000 в 1968–1970 гг. – Воркута, 1971).
185. *Микляев А. С., Кисель В. Г.* Отчет о результатах групповых поисково-съёмочных работ масштаба 1 : 50 000 на листах R-41-129-Б (а, б); R-41-130-А (в, г), Б (в, г), В, Г; R-41-131-В, Г; R-41-143-а, б, В, Г (Рошинская ГПСП, 1974–1978) поисковых работ на флюорит в бассейнах рек Силова-Яха и Сибирчатая-Яха. – Воркута, 1979.
186. *Микляев А. С., Шлома А. А. и др.* Групповая геологическая съемка масштаба 1 : 50 000 на Осовойской площади. Листы R-42-109, R-42-110-В (в, г), R-42-121-А, Б, В. – Воркута: ГУТФИ РК, 1988.
187. *Мирзаев М. Н.* Отчет о разведке участка № 1 Паембойского месторождения. – ГУТФИ РК, 1959.
188. *Никитин Н. С. и др.* Отчет о производстве групповой геологической съемки м-ба 1 : 50 000 на площади листов Р-40-9-А, Б, В, Г; 10-А, Б, В; 21-Б; 22-А, В. – Сыктывкар-Ухта: ГУТФИ РК, 1990.
189. *Осадчев Б. Я., Иванова А. М.* Геологическое строение бассейна рек Нярма, Лядгей и Бол. Хуута (Полярный Урал) (Отчет о геологической съемке масштаба 1 : 200 000, произведенной ГСП № 1 экспедиции № 40 летом 1950 г.). – Л., 1951.
190. *Островский Л. Я.* Количественная оценка прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых зоны транспортного коридора «Урал Промышленный–Урал Полярный». – Тюмень: ОАО СибНАЦ, 2006.
191. *Охотников В. Н.* Петрология магматических образований северо-востока Европейской части СССР. – ГУТФИ РК, 1985.
192. *Павлов Е. А.* Отчет о работе Карской геофизической партии за 1953 год. – Воркута: ГУТФИ РК, 1954.
193. *Перфилова А. П., Трошенкова Т. Н.* Отчет о результатах аэромагнитной съемки в пределах Коротайхинской мегасинклинали в 1974 г. – Ухта: ГУТФИ РК, 1975.
194. *Поляков С. Н.* Предварительный технический отчет о работе Тальмаюской партии в 1957 году. – Воркута: ГУТФИ РК, 1957.
195. *Пономарев Г. Я., Сосновцев А. Г. и др.* Глубинное геологическое картирование масштаба 1 : 200 000 на территории листов R-41-107-А, В, Г; R-41-108-В, Г; R-41-120-А (а, б), Б (а, б); R-42-97-В (в, г), Г (в, г); R-42-109-А, Б; R-42-110-А (в, г), Б (в, г), В, Г; R-42-111-В, Г; R-42-123-А, Б. – Сыктывкар-Воркута: ГУТФИ РК, 1984.
196. *Попов М. Я., Коптяев А. А. и др.* Опытные-методические работы по совершенствованию методики поисковых работ на золотосодержащие медные руды в Центрально-Уральской зоне в северной части Полярного Урала. – ГУТФИ РК, 1984.

197. *Рогов В. С., Галицкая Э. И.* Оценка перспектив марганценосности Пай-Хоя. – Л.: ВСЕГЕИ, Геолфонд ГПП «Полярноуралгеология», 1985.
198. *Савельев Н. Н.* Отчет о результатах комплексной АЭР съемки методом БДК масштаба 1 : 25 000, проведенной на территории Центрального и Юго-Восточного Пай-Хоя в 1976–1977 г. – Л., 1978.
199. *Салдин В. А.* Верхнепалеозойские формации Лемвинской зоны Урала // Дисс. на соиск. уч. степ. к.г.-м.н. – Сыктывкар: ГУТФИ РК, 1996.
200. *Терешенко С. П.* Отчет о результатах поисков технологических углей на юго-западном склоне Пай-Хоя в 1961–1963 гг. (Янгарейское и Нямдинское месторождения). 1964.
201. *Ушаков О. П., Громов Ю. А.* Отчет о работе Северной аэромагнитной партии на восточном склоне Полярного Урала в 1961 г. – Л.: ГУТФИ РК, 1962.
202. *Хайдаров Н. А., Маслаков А. С.* Отчет о работах Тальмаюской с/п № 6/82-84. – Воркута: ГУТФИ РК, 1984.
203. *Худякова О. Д.* Отчет о поисковых сейсморазведочных работах на Верхне-Сырьягинской площади с/п № 21089 (Листы Q-41-V, VI). – Воркута: ГУТФИ РК, 1990. 106 с.
204. *Худякова О. Д., Гладышев В. С.* Отчет о работах Хальмерьюской сейсморазведочной партии № 21090. – Воркута: ГУТФИ РК, 1991.
205. *Цвилёва Г. В., Журавлёв Ю. Д. и др.* Отчет о поисковых сейсморазведочных работах МОВ в центральной и восточной части Коротаихинской впадины и региональных в районе Пай-Хоя и Карской впадины Янтарейской № 11/73-74 и Нижнее-Ярейской № 12/74-74 с/п в Ненецком национальном округе Архангельской области зимой 1973–1974 гг. – Воркута: ГУТФИ РК, 1974.
206. *Ченик А. Ф., Безукладнов В. А.* Отчет о высокоточной площадной съемке с квантовым магнитометром КАМ-28, выполненной в районе Карских рудопроявлений бокситов на западном склоне Полярного Урала. – Л.: ГУТФИ РК, 1975.
207. *Ченик А. Ф., Перфилова А. П.* Отчет Коротаихинской аэромагнитной партии о результатах работ, выполненных в пределах Коротаихинской мегасинклинали в 1972–1973 гг. – Л., 1974.
208. *Шишкин М. А., Криночкин В. Г. и др.* Легенда Полярно-Уральской серии листов Госгеолкарты-200 (Новая серия). Объяснительная записка. – Воркута: ГУТФИ РК, 1998.
209. *Шишкин М. А., Малых О. Н., Попов П. Е. и др.* Геологическое доизучение масштаба 1 : 200 000 листов Q-41-V, VI, XI (Воркутинский район). Отчет Воркутинской ГСП за 2000–2004 гг. – Сыктывкар: ГУТФИ РК, 2005.
210. *Шишкин М. А. и др.* Прогнозная оценка на марганцевые руды северной части Полярноуральской марганценозной провинции в пределах Кечпельско-Карской площади (Информационный отчет ЗАО «МИРЕКО»). – Сыктывкар: ГУТФИ РК, 1997.
211. *Шишкин М. А. и др.* Актуализация легенды Вайгач-Пайхойской серии листов ГК-200 (Второе издание). – СПб: ВСЕГЕИ, 2008.
212. *Шмид А. И., Коган Б. С. и др.* Перспективная оценка территории междуречья Нямы, Хууты и Лядгеяна на поиски медно-колчеданных руд на Полярном Урале (Отчет по теме № в.8.2 в). 1969.
213. *Шмид А. И., Коган Б. С. и др.* Выявление условий локализации и оценка перспектив медно-полиметаллических рудопроявлений Предгорного и Очетинского участков (Отчет по теме № 77-2/49/В.8.2.49/Полярный Урал). – М., 1971.
214. *Шуреков Н. А., Гуськов В. А. и др.* Стратиграфия и литология пермских отложений угольных месторождений, площадей и участков Печорского бассейна (описание сводных разрезов) // Материалы по теме ВСЕГЕИ: Принципы и методы прогнозирования угленосности палеозойских отложений Печорского бассейна и Урала. – Л., 1979.
215. *Эрвье Ю. Ю., Криночкин В. Г. и др.* Результаты специализированной геологической съемки масштаба 1 : 50 000 и поисковых работ на северном окончании осевой части Полярного Урала (Отчет по работам Мало-Щучьинской, Оченырдыской, Сянгурской, Пионерской партий за 1963–1967 гг.). 1968.
216. *Яковлева С. П., Храмова С. Н., Косицкая М. И., Козлова Г. Э.* Результаты изучения фауны, флоры, споры пыльцы из мезозойских отложений Тимано-Печорской провинции. – ГУТФИ РК, 1974.
217. *Ярославцев Г. М.* Отчет о поисково-разведочных работах на Силовском каменноугольном месторождении в 1943 году. 1944.
218. *Ярославцев Г. М.* Объяснительная записка к подсчету геологических запасов углей рабочей мощности в Силовском угленосном районе. 1952.
219. *Яцук В. И.* Отчет о поисково-разведочных работах на Силовском месторождении Печорского угольно-го бассейна. – ГУТФИ РК, 1957.

Список месторождений полезных ископаемых, показанных на карте полезных ископаемых листов R-41-XXXV, XXXVI Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название месторождения	Тип (К – коренное, Р – россыпное)	Номер по списку использованной литературы	Примечание, состояние эксплуатации
ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ					
Твердые горючие ископаемые					
<i>Уголь каменный</i>					
IV-2	1	Паембойское	К	[167, 179, 187]	Законсерв.
IV-2	2	Хальмерьюское	К	[139, 167, 179]	Законсерв.
НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ					
Оптические материалы					
<i>Флюорит</i>					
II-2	8	Буреданское	К	[185]	Законсерв.

Список проявлений (П), пунктов минерализации (ПМ), полезных ископаемых шлиховых потоков (ШП), гидрохимических аномалий (ГДХА), вторичных геохимических ореолов (ВГХО) и геофизических (ГФА) аномалий, показанных на карте полезных ископаемых листов R-41-XXXV, XXXVI Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола или потока	Номер по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
Нефть и газ				
<i>Нефть и газ горючий</i>				
П-1	2	Западно-Сабриягинская	[176]	ГФА. Перспективная локальная структура на газ на глубине 1 500 м в кровле карбонатов по данным сейсмо- и гравirazведки
П-2	17	Сабриягинская	[176]	ГФА. Перспективная локальная структура на газ на глубине 1 000 м в кровле карбонатов по данным сейсмо- и гравirazведки
Твердые горючие ископаемые				
<i>Уголь каменный</i>				
П-1	1	Нямдинское	[166, 179]	П. Законсерв.
П-2	1	Силовское	[166, 179]	П. Законсерв.
МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
Черные металлы				
<i>Марганец</i>				
I-2	2	оз. Егор-Ты	[182]	ПМ. Канавами на 200 м прослежен горизонт яшмоидов. В редких пробах (на мощность 1,7-2,7 м) содержание марганца достигает 6,4-9,0%, железа - 7-10% при рядовых содержаниях MnO в яшмоидах от 1,3 до 4,5%. Эпизодически встречаются прослой (0,2-0,5 м) известняков гематит-амфибол-кремнистых с содержанием MnO ₂ до 7%, Fe ₂ O ₃ до 14,8% и известняков белых мраморных с содержанием Si до 0,9%
I-2	10	Прав. борт руч. Нядейшор	[182]	ПМ. Редкие разбужинированные прослой (0,1-0,2 м) олигонитов кремнистых пиритизированных среди кремнисто-глинистых сланцев MnO - 9,85%; Fe ₂ O ₃ общ - 20,8%
I-2	12	Скважина С-15	[182]	ПМ. По данным бурения на гл. 43,0-52,0 м феррородохрозиты и феррородохрозиты среди фтанитов, силицитов и кремнистых известняков. В феррородохрозитах MnO - 15,5-19,7%; Fe ₂ O ₃ до 17,5%; в силицитах MnO ₂ - 3,6-7,3%. В окварцованных силицитах (на гл. 30,2-30,3 м) прослой 0,3-0,7 м содержится Si - 1,8-2,0%
I-2	14	Скважина С-34	[182]	ПМ. По данным бурения в инт. 37-38,2 м на границе рыхлых неоген-четвертичных отложений и палеозойских пород обломки силицитов сцементированы оксидами марганца. В сколовых пробах брекчиевых руд содержание марганца 7,34-13,82%. В подстилающих силицитах и кремнистых известняках содержание марганца не превышает 2,3%
I-2	16	р. Силоваяха, ниже руч. Варкашор	[158]	ПМ. В обнажении отмечены два пласта кутнагоритовых известняков мощностью 0,2-0,4 м с содержаниями MnO до 32%
I-2	17	Лев. борт р. Силоваяха, ниже руч. Варкашор	[158]	ПМ. Многочисленные выходы пластов и линз кутнагоритовых известняков мощностью до 1 м с содержаниями MnO до 25%

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола или потока	Номер по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
I-2	18	Воркашорское-I	[182]	П. На прав. борту р. Силоваяха отмечены 2 пласта кутнагоритов мощностью 0,4-0,5 м с содержаниями MnO до 30%; вблизи от обнажения вдоль разрывного нарушения среди глинисто-кремнистых сланцев наблюдаются 2 согласные зоны брекчирования пород (через 3 м друг от друга) мощностью 1,2-1,8 и 0,7 м. MnO ₂ - 16,3-24,6%; Fe ₂ O ₃ - 22,4-34,9%; MnO 41,45%. Оксиды железа и марганца в зонах цементируют остроугольные обломки пород, широко развиты в виде густой сети тонких прожилков, реже образуют натечные гроздевидные агрегаты массивных псиломелан-криptomеланитовых руд. В брекчиевых рудах содержание марганца - 16,3-24,6%, железа - 22,4-34,9% (по бороздовым пробам). В штучных пробах массивных руд марганец достигает 41,45%. Протяженность рудной зоны 10-12 м. По условиям обнаженности их прослеживание возможно только бурением скважин
I-2	19	Воркашорское-II	[185]	П. Серия выходов дислоцированного горизонта яшмоидов на правом берегу реки, в его пределах - пласты кутнагоритов 0,2-0,3 м с MnO до 20% и пласты гидротермально-инфильтрационных оксидных руд марганца мощностью 0,2 м с содержаниями MnO до 32%
I-2	20	р. Силоваяха, выше руч. Варкашор	[158]	ПМ. Многочисленные выходы пластов и линз кутнагоритовых известняков мощностью 0,2-0,3 м с содержаниями MnO до 20%
I-2	21	Поворотное	[158]	П. Пласт кремнистых кутнагоритов, переходящий вверх по склону в линзу родонит-родохрозитового состава мощностью до 0,5 м. Прослежен по простиранию на 40 м. Содержание MnO до 51%
I-2	22	Скважина С-11	[185]	ПМ. По данным бурения на глубине 73 м в светло-серых брекчированных доломитах (D ₃ fm), сцементированных жилами кварц-кальцитового состава, по результатам ПКСА Mn - 1,0%, Sr - 0,5%
III-4	32	Прав. борт руч. Перехваченный	[146]	ПМ. В яшмовидной пачке няньворгинской свиты развиты эпигенетические прожилки оксидов марганца
III-4	35	Прав. борт руч. Перехваченный	[146]	ПМ. В яшмовидной пачке няньворгинской свиты развиты эпигенетические прожилки оксидов марганца
<i>Хром</i>				
II-4	24	оз. Ямб-Мядьеканато	[159]	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные содержания Cr, Ba, V
<i>Титан</i>				
II-4	22	оз. Ямб-Мядьеканато	[159]	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные содержания Ti, V
II-4	23	оз. Ямб-Мядьеканато	[159]	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные содержания Ti, V, Cr
<i>Ванадий</i>				
I-3	17	руч. Дарка-Рузьшор	[177]	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные содержания V - 0,02%, Mo
I-3	18	оз. Вылысты	[177]	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные содержания V - 0,02%, Mo, Cu
I-3	19	Прав. борт руч. Дарка-Рузьшор	[177]	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные содержания V - 0,02%, Mo
I-3	20	Лев. борт руч. Дарка-Рузьшор	[177]	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные содержания V - 0,02%, Mo
I-4	8	Прав. борт руч. Сангашор	[159]	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные содержания V, Ba
I-4	9	Прав. борт р. Нярямаяха	[159]	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола или потока	Номер по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
				содержания V, Ti
I-4	10	Прав. борт р. Няряяха	[159]	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные содержания V
I-4	11	Прав. борт р. Няряяха	[159]	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные содержания V
IV-4	7	Лев. борт руч. Нгэте-нашор	[159]	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные содержания V
Цветные металлы				
<i>Медь</i>				
I-1	2	Устье р. Мадагавож	[185]	ПМ. Среди яшмоидов (D ₃) слой светлых скрытозернистых известняков, содержащих убогую вкрапленность халькопирита размером 1-1,5 мм с примазками малахита ковеллина
I-1	3	Прав. борт р. Мадагавож	[185]	ПМ. Убогая вкрапленность халькопирита и налеты малахитовой зелени в рассланцованных яшмоидах
I-1	4	Водораздел руч. Мадагавож и Норвис	[185]	ПМ. В кремнисто-карбонатных сланцах (D ₃) налеты малахита, азурита редкие линзовидные прожилки халькопирита мощностью 1-4 мм
I-2	13	Прав. борт р. Силоваяха, ниже руч. Заячий	[182]	ПМ. Среди карбонатно-черносланцевых отложений в кварц-кальцитовой жиле (до 0,5 м) вкрапленность сульванита, сфалерита и вюртцита. В штучной пробе содержание Cu - 0,08%, Zn - 0,03%, V ₂ O ₅ - 0,03%
I-2	15	руч. Заячий	[182]	ПМ. Примазки малахита и азурита в прослоях (до 0,1-0,2 м) белых кремнистых мраморовидных известняков среди пачки переслаивания яшмоидов и бурых кремнистых известняков, вскрытой дважды на крыльях антиклинали. Содержание меди - 0,07% (штучная проба)
I-2	30	руч. Гурейтывис	[185]	ШП. Шлиховой поток с ед. з. халькопирита, баритом
I-3	9	Лев. борт руч. Выяшор	[177]	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные содержания Cu - 0,005%
I-3	16	Лев. борт руч. Логыншор	[177]	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные содержания Cu - 0,005%, Mo - 0,0005%
I-4	1	руч. Саногошор	[159]	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные содержания Cu, Mo, Ag
I-4	5	Прав. борт руч. Сангошор	[159]	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные содержания Cu, Mo
II-2	4	руч. Тоешьшор	[185]	ПМ. В пачке тонкого переслаивания известняков и кремнистых сланцев с прослоями массивных известняков частые секущие и согласные кварц-кальцитовые прожилки мощностью от 5-7 до 60 см, протяженностью до 7-10 м - вкрапленность и редкие маломощные (первые мм) прожилки сульванита и примазки азурита
II-2	12	Лев. борт р. Силоваяха, выше р. Буреданью	[185]	ПМ. Среди углистых известняков жила мощностью 0,3-2,0 м сульфидно-кальцит-кварцевого состава. Кварц молочно-белый, с редкими друзами малопрозрачного кварца (длиной до 3 см), отмечена редкая, гнездообразная халькопиритовая минерализация с малахитом и азуритом
II-4	25	оз. Сисядато	[159]	ГДХА. По данным гидрохимии - повышенные содержания Cu, Pb, Zn
II-4	26	Лев. борт р. Юньяха	[159]	ГДХА. По данным гидрохимии - повышенные содержания Cu
III-4	7	Лев. борт р. Нганорахяха	[146]	ПМ. В липаритодацитовых порфиритах кзыгейской свиты вкрапленность халькопирита. Cu - 0,02%
III-4	11	Лев. борт р. Нганорахяха	[146]	ПМ. В туфах смешанного состава вкрапленность халькопирита. Cu - 0,002%
III-4	15	Прав. борт р. Мал. Лядхэйяха	[146]	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные содержания Cu
III-4	19	р. Мал. Лядхэйяха	[146]	ПМ. В кварц-серицитовых сланцах вкраплен-

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола или потока	Номер по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
				ность халькопирита. Cu - 0,005-0,01%
III-4	20	р. Мал. Лядхэйяха	[146]	П. В туфах смешанного состава халькозин-борнит-кварцевая жила размером 1,1х3,5 м. Cu - 0,96-1,42%
III-4	21	Лев. борт р. Мал. Лядхэйяха	[146]	ПМ. В кварцито-песчаниках и туфах дацитовых порфиринов халькопирит-кальцит-кварцевые жилы. Cu - 0,05-0,97%
III-4	25	оз. Лядхэйто	[146]	ПМ. В андезит-диоритовых порфиритах кызыгейской свиты вкрапленность халькопирита. Cu - 0,005%
III-4	28	Лев. борт р. Мал. Лядхэйяха	[146]	ПМ. В андезит-диоритовых порфиритах кызыгейской свиты вкрапленность халькопирита
III-4	30	Лев. борт р. Мал. Лядхэйяха	[146]	ПМ. В дацитовых порфиритах кызыгейской свиты повышенные содержания Cu - 0,05%
III-4	34	Лев. борт р. Мал. Лядхэйяха	[146]	ПМ. В туфах липарит-дацитовых порфиринов кызыгейской свиты вкрапленность халькопирита. Cu - 1,0%
III-4	36	Прав. борт. р. Очетывис	[146]	ПМ. В андезит-базальтовых порфиритах кызыгейской свиты халькопирит-пиритовая вкрапленность
III-4	38	Прав. борт. р. Очетывис	[146]	ПМ. В туффитах лядгейской свиты халькопирит-пиритовая вкрапленность. Cu - 0,005%
III-4	41	Прав. борт. р. Очетывис	[146]	ПМ. Халькопирит-пиритовая вкрапленность во вмещающих породах. Cu - 0,01%
III-4	42	Прав. борт. р. Очетывис	[146]	ПМ. В туфах пироксеновых порфиринов кызыгейской свиты халькопирит-пиритовая вкрапленность. Cu - 0,02%
IV-4	3	Лев. борт руч. Нгэтенашор	[146]	ПМ. В кварцевых порфирах и туфах пироксеновых порфиринов халькопирит-кальцит-кварцевые жилы. Содержание меди колеблется от 0,11 до 0,39%
IV-4	6	Лев. борт руч. Нгэтенашор	[146]	ПМ. В кварцевых порфирах и туфах пироксеновых порфиринов халькопирит-кальцит-кварцевые прожилки. Cu - 0,11-0,39%
IV-4	8	Прав. борт руч. Нгэтенашор	[146]	ПМ. В туфосланцах лядгейской свиты вкрапленность халькопирита. Cu - 0,02%
IV-4	9	Прав. борт руч. Сидянявьяха	[146]	ПМ. В кварцевых порфирах и туфах пироксеновых порфиринов халькопирит-кальцит-кварцевые прожилки. Cu - 0,11-0,39%
IV-4	12	Лев. борт руч. Нгэтенашор	[146]	ПМ. В туфах пироксенитовых порфиринов лядгейской свиты вкрапленность халькопирита. Cu - 0,02%
IV-4	13	Прав. борт руч. Сидянявьяха	[146]	ПМ. В туфах пироксенитовых порфиринов лядгейской свиты вкрапленность халькопирита. Cu - 0,02%
IV-4	17	Лев. борт руч. Нгэтенашор	[146]	ПМ. В кварцевых диоритах, среди образованных лядгейской свиты вкрапленность халькопирита
IV-4	20	Правобережье р. Очетывис	[146]	ПМ. В вулканогенно-осадочных образованиях отчетливской свиты вкрапленность халькопирита
IV-4	21	Прав. борт руч. ПарусЩельяшор	[146]	ПМ. Во вторичных кварцитах по породам лядгейской свиты борнит-халькопиритовая вкрапленность. Cu - 1,0%
IV-4	22	оз. Нгэтенато	[146]	ПМ. В туфосланцах лядгейской свиты вкрапленность халькопирита. Cu - 0,005%
IV-4	23	Прав. борт руч. ПарусЩельяшор	[146]	ПМ. В туффитах лядгейской свиты халькопирит-пиритовая вкрапленность. Cu - 0,02%
IV-4	25	Прав. борт руч. ПарусЩельяшор	[146]	ПМ. В туфосланцах лядгейской свиты вкрапленность халькопирита. Cu - 0,02%
IV-4	28	Верховья руч. ПарусЩельяшор	[146]	ПМ. В туфосланцах лядгейской свиты вкрапленность халькопирита. Cu - 0,005%
IV-4	30	Лев. борт руч. ПарусЩельяшор	[146]	ПМ. В туффитах лядгейской свиты вкрапленность халькопирита. Cu - 0,01%
IV-4	31	Прав. борт р. Лимбятаяха	[146]	ПМ. В туфах пироксеновых порфиринов кызыгейской свиты вкрапленность халькопи-

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола или потока	Номер по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
				рита Cu - 0,02%
IV-4	35	Правобережье р. Бол. Кара	[146]	ПМ. В вулканогенно-осадочных образованиях лядгейской свиты вкрапленность халькопирита
IV-4	37	Лев. борт р. Гнетью	[146]	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные содержания Cu - 0,1%, Ва
<i>Свинец</i>				
I-3	15	руч. Выяшор	[177]	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные содержания Pb - 0,001%
I-4	2	Прав. борт руч. Сангошор	[159]	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные содержания Pb
I-4	3	Прав. борт руч. Сангошор	[159]	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные содержания Pb
I-4	4	руч. Кумашор	[159]	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные содержания Pb, Cu
II-2	11	Прав. борт р. Силоваяха, выше р. Буреданью	[185]	ПМ. Среди известняков в зальбандах секущего прожилка флюорит-кальцитового состава мощностью 7 см, протяженностью до 2 м единичные гнезда до 7 мм и прожилки 1-2 мм тонкозернистого галенита. Pb - 0,03%, fl - 5,61%
II-3	2	руч. Выльшор	[185]	ВГХП. По данным первичного опробования повышенные содержания Pb
II-3	9	руч. Выльшор	[185]	ШП. Шлиховой поток с ед. з. галенита
II-3	11	руч. Уткатывис	[185]	ШП. Шлиховой поток с ед. з. галенита, флюоритом
II-3	13	руч. Сизимьонкошор	[185]	ШП. Шлиховой поток с ед. з. галенита, флюоритом, сфалеритом
IV-4	34	р. Гнетью	[146]	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные содержания Pb - 0,01%
<i>Цинк</i>				
I-2	28	р. Силоваяха, ниже руч. Силова-Мусюршор	[185]	ПМ. Среди серых, темно-серых известняков малоомощная кварц-карбонатная жила с включениями сфалерита размером 1-2 мм
I-4	6	оз. Нырматы	[159]	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные содержания Zn
I-4	7	оз. Нырматы	[159]	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные содержания Zn
II-2	1	руч. Силова-Мусюршор	[185]	ПМ. Единичные зерна сфалерита красного цвета в частых послойных малоомощных (до 5-7 см) коротких (до 0,2-0,5 м) прожилках кальцита среди рассланцованных известняков
II-2	18	р. Силоваяха, район оз. Кераты	[185]	ПМ. Среди известняков в секущем кальцитовом прожилке с убогой вкрапленностью флюорита - гнезда и прожилки галенита (5-7 мм). В известняках вокруг кальцитового прожилка с галенитом на мощность 0,2-0,25 м густая вкрапленность тонкозернистого сфалерита
II-4	13	Район озер Кыкматысты	[159]	ПМ. По данным бурения в инт. 12-13 м отмечена минерализация пирита и сфалерита в виде зонок до 15 см мощностью
IV-3	3	Лев. приток руч. Хальмершор	[185]	ВГХП. По данным первичного опробования повышенные содержания Zn
IV-4	24	оз. Нгэтенато	[158]	ПМ. В дацитах - тонкая минерализация пирита, в штучной пробе (ПКСА) - Zn - 0,7%. Точка сопровождается ВГХО, прослеженной на 2 км, оконтуренной изоконцентратой Zn - 0,012%
<i>Никель</i>				
II-4	12	Лев. борт р. Юньяха, район оз. Кыкматысты	[159]	ГДХА. По данным гидрохимии - повышенные содержания Ni, Mo, Zn, Co, Cu
II-4	21	Район оз. Черматы	[159]	ГДХА. По данным гидрохимии - повышенные содержания Ni, Co, Mo, Cu, Zn
<i>Кобальт</i>				
III-4	10	Лев. борт руч. Нганорахяха	[146]	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные содержания Co - 0,01%, Ва, Pb

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола или потока	Номер по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
<i>Молибден</i>				
I-3	11	руч. Вяяшор	[177]	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные содержания Мо - 0,0005%
I-3	12	Прав. борт руч. Дарка-Рузьшор	[177]	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные содержания Мо - 0,001%, Pb
<i>Алюминий</i>				
II-2	15	Аллитовый	[185]	П. В известняках линза бокситов темно-серых с мелкими кварц-хлорит-серицитовыми прожилками. Текстура массивная, реже - оолито-подобная. Линза имеет постепенные переходы во вмещающие породы, через аллиты. Мощность линзы 0,8 м, аллитовых оторочек 0,2-0,3 м. Протяженность линзы 1,5-2,5 м. Al ₂ O ₃ - 38,71%, кремневый модуль - 2,3
II-3	4	Профильное	[185]	П. По буровому профилю скважинами СК-20, СК-23, СК-21, СК-27 на разных крыльях антиклинали, вскрыты крутопадающие на ЮЗ линзообразные тела аллитов, бокситов, залегающих на контакте живетских и франских отложений. Расстояние между линзами в плане - 120 м. Все линзы имеют невыдержанную мощность и содержания глинозема, часто наблюдается переслаивание бокситов различного качества с аллитами. Мощности линз изменяются от первых см до 2,6 м, содержание Al ₂ O ₃ от 11,96 до 58,41%. Кремниевый модуль колеблется от 0,9 до 9
II-3	5	руч. Виль-Шор, район оз. Тьртэмты	[173]	ПМ. В известняках и доломитах канавами вскрыты линзовидные прослои аллитов мощностью 0,2 м, протяженностью 5-6 м. Рядом отмечены развалы бокситов зеленовато-серых, черных
II-3	6	Лев. борт р. Кара, ниже руч. Утка-Тывис	[185]	П. По данным бурения в доломитах отмечены аллиты истинной мощностью 0,5 м Al ₂ O ₃ - 38,8-39,4%; Fe ₂ O ₃ - 7-10%; SiO ₂ - 26,9-31,4%, кремниевый модуль - 1,2-1,5
II-3	8	Лесьтоимшорское	[185]	П. По данным бурения среди известняков живетского яруса на инт. 89,0-90,5 м подсечно тело бокситов и аллитов черного цвета массивной, микрослоистой и бобовой текстуры. Истинная мощность бокситов - 0,35 м, содержание Al ₂ O ₃ - 43,69%, кремниевый модуль - 3,79. Аллиты подошвы и кровли рудного тела имеют одинаковую истинную мощность 0,35 м и содержат Al ₂ O ₃ от 25,14 до 47,66 при кремниевом модуле 2,02-2,24
II-3	15	руч. Сизимьонкошор	[173]	ПМ. В светло-серых известняках отмечены редкие линзовидные прослойки гнезда бокситов, аллитов мощностью 1-5 см. В верхней части разреза отмечена согласная линза аллитов с размерами 0,1x0,25 м
II-3	16	руч. Сизимьонкошор	[173]	ПМ. Среди известняков и доломитов по обоим бортам ручья и в канавах вскрыты пепельно-серые, темно-серые линзы аллитов с размерами 0,2-0,5x2,5 м, контакты линз неровные, бугорчатые
II-3	17	р. Лядхэйяха	[159]	ПМ. На контакте темно-серых доломитов и светло-серых известняков линза зеленовато-серых известковисто-глинистых сланцев мощностью 0,1-0,6 м, протяженностью 25 м. Породы сиалитового состава
II-4	1	оз. Кыкматысты	[159]	ГДХА. По данным гидрохимического опробования - повышенные содержания Al, Ti, Cr
II-4	2	Лев. борт р. Кара, ниже руч. Утка-Тывис	[173]	П. По данным бурения в инт. 50,3-53,1 м встречены серые, зеленовато-бурые бокситовидные породы. Минеральный состав - хлори-

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола или потока	Номер по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
				тид и хлорит с диаспором. Содержание глинозема - до 41,21%, кремниевый модуль - 1,4-1,6
II-4	5	Карское-1, 2	[159]	П. Расположены на правом, и на левом берегах р. Кары соответственно. Карское-1 представлено линзовидным рудным телом 3,5x7,0 м, Al ₂ O ₃ - от 40 до 56%, кремниевый модуль - около 4. Карское-2 - расположено на левом берегу р. Кара, представлено небольшой линзой 1,7x0,45 м. В составах руды обоих проявлений преобладает диаспор, присутствуют хлоритоид, хлорит. Содержание глинозема - от 36 до 45%
II-4	6	Карское-4	[173]	П. Выход бокситов приурочен к контакту живецких и франских отложений. Рудное тело - 7x22 м. Выклинивается на глубине 20-25 м. Мощность тела - 2,2 м. Тело сложено пепельно-серыми, зеленовато-серыми, черными бокситами. Содержание глинозема - от 41 до 61%. Кремниевый модуль - 2,5-3,5
II-4	7	р. Кара, район оз. Дияты	[159, 173]	П. Канавами вскрыто два рудных тела, приуроченных к контакту живецких и франских отложений. Размеры тел - 1,2x8,8 м, и 1,5x2,5 м. Минеральный состав тел - аллитовый, бокситовый. Содержание глинозема от 36,55 до 45,6%. Кремневый модуль колеблется от 0,9 до 8,6
II-4	8	оз. Тиребэйто	[159]	ПМ. Канавой вскрыты глиноподобные разновидности апобокситовых пород. Кремниевый модуль редко превышает единицу
II-4	9	Тиребейское	[159]	П. Представлено рудным телом мощностью от 1 до 4,2 м, прослежено на 160 м по простиранию, и менее 70 м по падению. Тело сложено каменистыми редкобово-обломочными, существенно диаспоровыми бокситами серого цвета, и апобокситовыми глинами. Кремниевый модуль редко превышает единицу
II-4	10	оз. Тиребэйто, скв. К-66	[159]	ПМ. По данным бурения вскрыты каменистые диаспоровые бокситы. Кремниевый модуль редко превышает единицу
II-4	11	оз. Тиребэйто	[159]	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные содержания Al, Cr, Ti, V
II-4	14	оз. Тиребэйто	[159]	ПМ. Канавой вскрыты глиноподобные разновидности апобокситовых пород. Кремниевый модуль редко превышает единицу
II-4	15	Прав. борт р. Юньяха	[159]	ГДХА. По данным гидрохимического опробования - повышенные содержания Al, Ti, Cr, Mn, V
II-4	16	оз. Номырты	[159]	ГДХА. По данным гидрохимического опробования - повышенные содержания Al, Fe, Ti, V
II-4	17	руч. Чериятьвис	[159]	ГДХА. По данным гидрохимического опробования - повышенные содержания Al, Ti, V
II-4	20	оз. Хибясяхате	[159]	ГДХА. По данным гидрохимического опробования - повышенные содержания Al, Bi
III-3	1	руч. Вильшор	[185]	ПМ. По данным бурения в темно-серых живецких известняках маломощное тело бокситово-аллитового состава. Истинная мощность тела 0,3-0,4 м. Al ₂ O ₃ - 33-45%; Fe ₂ O ₃ - 4,5-6,2%; SiO ₂ - 15,5-17,8, кремнистый модуль 1,8-2,9
<i>Ртуть</i>				
IV-3	1	руч. Вильшор	[185]	ШП. Шлиховой поток с ед. з. киновари
Редкие металлы, рассеянные и редкоземельные элементы				
<i>Редкие земли (иттриевая группа)</i>				
III-4	23	Прав. борт р. Мал. Лядхэйяха	[146]	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные содержания Y - 0,002%, Yb
IV-4	16	Прав. борт руч. Парус-	[146]	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола или потока	Номер по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
		Щельяшор		содержания Y - 0,005%, Yb
Благородные металлы				
<i>Золото</i>				
III-4	14	оз. Лядхэйто	[146]	ШП. Шлиховой поток с ед. з. Au
III-4	17	Лев. борт руч. Нганорахья	[146]	ШП. Шлиховой поток с ед. з. Au
III-4	24	оз. Лядхэйто	[158]	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные содержания Au
III-4	26	руч. Бол. Лядхэйя	[146]	ШП. Шлиховой поток с ед. з. Au
III-4	27	Прав. борт руч. Бол. Лядхэйя	[158]	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные содержания Au
III-4	29	р. Очетывис	[146]	ШП. Шлиховой поток с ед. з. Au
III-4	33	руч. Бол. Лядхэйя	[146]	ШП. Шлиховой поток с ед. з. Au
III-4	37	руч. Перехваченный	[146]	ШП. Шлиховой поток с ед. з. Au
III-4	40	р. Очетывис	[146]	ШП. Шлиховой поток с ед. з. Au
IV-4	2	Прав. приток р. Парус-Щельяшор	[146]	ШП. Шлиховой поток с ед. з. Au
IV-4	4	оз. Сидьямбто	[158]	ПМ. Будинированные и брекчированные пиритизированные кварц-кальцит-хлоритовые жилы мощностью до 0,5 м, в зеленых сланцах. Ag - 5 г/т, Au - 1,11 г/т
IV-4	5	руч. Сидьянавья	[146]	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные содержания Au
IV-4	10	Прав. борт руч. Сидьянавья	[158]	ПМ. В черных сланцах в пачке туфопесчаников прослой кварцевых метасоматитов мощностью 7 см с арсенопирит-пиритовой минерализацией. По данным сколового опробования Au - 2,24 г/т, As - 0,07%
IV-4	11	р. Сидьянавья	[146]	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные содержания Au
IV-4	14	оз. Нгэтенато	[158]	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные содержания Au
IV-4	15	оз. Нгэтенато	[158]	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные содержания Au
IV-4	18	Диоритовое	[146, 158]	П. Представлено 4 рудными зонами мощностью от 1 до 2,3 м. Сульфидная минерализация халькопирит-пиритового и пирит-халькопирит-арсенопиритового типа установлена в телах диоритов и во вмещающих их породах. Длина зон - 250 м, суммарная мощность - 6,3 м, подвеска - 200 м, среднее содержание золота - 2,73 г/т, ресурсы категории P ₂ - 44 т
IV-4	19	оз. Нгэтенато	[158]	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные содержания Au
IV-4	27	Прав. борт руч. Лимбятая	[146]	ПМ. В рассланцованных в породах манюкьяхинской свиты вкрапленность пирита с дисперсной примесью золота Au - 3,2 г/т, Ag - 6,8 г/т
Радиоактивные элементы				
<i>Уран</i>				
I-2	3	Силовское-I	[182]	П. Выделено 6 радиоактивных зон шириной 0,3-3,8 м, протяженностью от 1 до 130 м с содержанием урана от 0,003 до 0,05%
I-2	8	Силовское-II	[182]	П. Линзовидные участки (1-6x14 м) с активностью 50-200 мкР/ч и гнезда (1,0x1,0-1,5 м) с интенсивностью излучения свыше 200 (до 2000) мкР/ч. Содержания урана достигают 0,1%
II-4	4	р. Юнья	[159]	ГДХА. По данным гидрохимии - повышенные содержания U, Vi
II-4	19	оз. Лядхэйто	[159]	ГДХА. По данным гидрохимии - повышенные содержания U, Vi
НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
Оптические материалы				
<i>Кварц оптический</i>				

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола или потока	Номер по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
I-3	2	руч. Лыяшор	[177]	ПМ. В зоне тектонических нарушений кристаллы некондиционного кварца
I-3	4	руч. Лыяшор	[177]	ПМ. В зоне тектонических нарушений кристаллы некондиционного кварца
I-3	7	руч. Лонгалеяшор	[177]	ПМ. В зоне тектонических нарушений кристаллы некондиционного кварца
I-3	13	Прав. борт руч. Дарка-Рузьшор	[177]	ПМ. В зоне тектонического нарушения многочисленные жилы молочно-белого хрусталя мощностью до 0,5 м
I-3	14	Прав. борт руч. Дарка-Рузьшор	[177]	ПМ. В зоне тектонического нарушения многочисленные жилы молочно-белого хрусталя мощностью до 0,5 м, встречена единичная щетка (10x15 см) с кристаллами до 2 см
III-4	18	р. Мал. Лядхэйяха	[146]	ПМ. Кристаллы кварца некондиционных размеров приурочены к кварцевым телам зон тектонических нарушений
III-4	39	Прав. борт р. Очетывис	[146]	ПМ. Кристаллы кварца некондиционных размеров приурочены к кварцевым телам зон тектонических нарушений
<i>Флюорит</i>				
I-1	5	Лев. борт р. Варкатывис	[185]	ПМ. Элювиальные развалы и в коренном залегании выход кальцитовой жилы мощностью около 1 м. Среди известняков (C,v-s). В жильном кальците вкрапленность фиолетового флюорита до 2-3% от жильной массы. Составляет, видимо, единую зону кальцитизации 1,75 км, мощностью от 1 до 3 м
I-1	6	Водораздел р. Варкатывис и руч. Мадагавож	[185]	ПМ. В светло-серых известняках отмечена прожилково-вкрапленная флюоритовая, флюорит-кальцитовая минерализация, прожилки-примазки ориентированы по простиранию пород. Содержание флюорита - 0,79-11,39%, ВаО - 0,01-0,06% на 8 м истинной мощности
I-1	7	Лев борт р. Варкатывис	[185]	ПМ. Серые и светло-серые мраморизованные известняки. Флюорит в виде примазок по трещинам и включений до 1,5 см, приуроченных к прожилкам кальцита до 3 см мощностью
I-1	8	р. Варкатывис	[185]	ПМ. В известняках субогласная слоистости зона брекчированных известняков на флюорит-кальцитовом цементе. Мощность зоны 0,1-0,3 м. Содержание флюорита - 1,71%. Флюорит представлен редкими вкрапленниками фиолетового цвета размером 1-3 мм
I-1	10	р. Варкатывис	[185]	ПМ. Прожилки, вкрапленность флюорита в расланцованных известняках. Мощность зоны флюоритизации - 1 м. Содержание флюорита по результатам химического анализа - 0,78-11,54%, ВаО - 0,1% на истинную мощность 1,3 м
I-1	11	Варкатывисское	[185]	ПМ. В осветленных известняках по слоистости 2 зоны линзовидно-примазковой, прожилковой флюорит-кальцитовой минерализации. Мощность зон 5-15 см, расстояние между зонами по истинной мощности - 1,5 м. Содержание флюорита - 1,72-2,80%
I-2	1	руч. Флюоритовый	[182]	ПМ. Редкие прожилки, вкрапленность и гнезда (до 2-3 см) флюорита в ленточнослоистых известняках или жильном кальците. Мощность этой пачки 13-15 м, по анализам 4 штучных проб известняков с вкрапленностью флюорита содержание фтора составляет 0,2-0,5%
I-2	4	руч. Флюоритовый	[182]	ПМ. На крыльях антиклинали по трещинам среди слоистых и сферовых известняков встречаются площадные налеты флюорита

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола или потока	Номер по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
I-2	5	руч. Флюоритовый	[182]	ПМ. Вкрапленность (1-5%) флюорита в сферовых (пятнистых) доломитах. По результатам ПКСА в сколковых пробах содержания бария более 1%
I-2	6	Лев. борт р. Силоваяха, руч. Нимтешор	[182]	ПМ. Редкие прожилки (1-3 мм) и гнезда флюорита в секущих и согласных кальцитовых прожилках среди слоистых известняков
I-2	7	руч. Флюоритовый	[182]	ПМ. Редкая вкрапленность (1-6 мм) флюорита в доломитах
I-2	11	Прав. берег р. Силоваяха, руч. Удачи	[182]	ПМ. Редкие прожилки (1-2 мм) флюорита в доломитах
I-2	23	Бол. Каньон, прав. борт р. Силоваяха	[185]	ПМ. Редкая вкрапленность флюорита в зоне брекчированных известняков. Мощность зоны брекчирования 0,7-1,2 м
I-2	25	Лев. борт. р. Силова-Мусюршор	[185]	ПМ. В известняках, в секущих прожилках кальцита отмечена мелкая вкрапленность клейофана и одиночное зерно флюорита
I-2	26	р. Силова-Мусюршор	[185]	ПМ. В брекчированных, окварцованных и кальцитизированных известняках на мощность 0,15-0,2 м наблюдается вкрапленность темно-фиолетового флюорита. Здесь же фиксируется 4-6-кратное превышение фоновой радиоактивности пород
I-2	27	Лев. борт р. Силоваяха	[185]	ПМ. Известняки серые, темно-серые с многочисленными мелкими кварц-карбонатными жилами, содержащими редкие вкрапленники сульванита
I-2	31	Лев. приток р. Силова-Мусюршор	[185]	ПМ. В известняках, тонкоплитчатых, кремнистых в мелкопластовых жилах кварц-кальцитового состава отмечены вкрапленники, гнезда сульванита, сфалерита, азурита размером до 2 см
II-2	2	руч. Дерентейшор	[185]	ПМ. В органогенных известняках по тонким прожилкам, реже гнездам отмечены одиночные зерна фиолетового цвета d=1-2 мм
II-2	3	Прав. борт р. Силоваяха, ниже руч. Тоесьшор	[185]	ПМ. Среди тонкоплитчатых известняков с прослоями кремнистых известняков в частых (через 1-5 м) послонных кварц-кальцитовых прожилках (мощность 2-10 см) постоянно встречаются единичные зерна сульванита и клейофана d=0,6 см в интервале 430-500 м вместе с сульванитом и клейофаном встречаются гнезда (до 2-3 см) и прожилки флюорита. Мощность 1-3 мм
II-2	5	р. Буреданью	[185]	ПМ. В доломитовых известняках по взаимно-пересекающимся неровным прожилкам белого кальцита мощностью до 2 мм отмечены зерна бледно-фиолетового флюорита, достигающие 5 мм в поперечнике
II-2	6	Прав. борт р. Силоваяха, ниже р. Буреданью	[185]	ПМ. В известняках по послонным прожилкам кварц-кальцитового состава мощностью 3-5 см отмечены редкие зерна бледно-фиолетового флюорита размером 2-5 мм
II-2	7	Лев. борт р. Силоваяха, ниже р. Буреданью	[185]	ПМ. В криноидных известняках отмечены редкие, послонные линзовидные прожилки флюорит-кальцитового состава мощностью 0,5-5 см, визуальное содержание - 1-3%
II-2	9	Прав. борт р. Буреданью	[185]	ПМ. В доломитах отмечена убогая вкрапленность фиолетового флюорита, реже отмечены гнезда размером до 2 см. Содержание - 2,96-3,51%
II-2	10	р. Силоваяха, выше р. Буреданью	[185]	ПМ. В темно-серых известняках в послонной кварц-кальцитовой жиле наблюдаются редкие зерна флюорита
II-2	13	руч. Дерентейшор	[185]	ПМ. В известняках серых органогенных отмечены редкие прожилки-линзы и вкрапленники

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола или потока	Номер по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
				фиолетового флюорита достигающие размеров 0,8x2,5 см
II-2	14	руч. Дерентейшор	[185]	ПМ. В известняках органогенных наблюдаются редкие вкрапленники фиолетового флюорита по породам и прожилкам кальцитового состава
II-2	16	Прав. борт р. Силоваяха, выше руч. Ховратывис	[185]	ПМ. В известняках органогенных одиночный вкрапленник-примазка фиолетового флюорита, здесь же по раковине брахиоподы, замещенной кальцитом отмечены налеты лимонно-желтой серы
II-2	19	Прав. борт р. Силоваяха, ниже руч. Сизимтывис	[185]	ПМ. Гнездово-вкрапленная минерализация флюорита размером 5,6x0,8 м в смятых в мелкие складки темно-серых доломитах мощностью 0,8 м. Мощность флюоритовой минерализации 5-6 мм
II-2	20	Прав. борт р. Силоваяха	[185]	ПМ. В известняках отмечена зона ветвистых линзовидных жил-прожилков сфалерит-флюорит-кальцитового состава размером 5-10 см. Флюорит фиолетового цвета распределен в кальцитовом материале в виде линз, гнезд размером до 2x15 см
II-2	22	оз. Сизияты	[185]	ПМ. В темно-серых органогенных известняках отмечено одно зерно флюорита фиолетового размером 1-2 мм
II-2	23	руч. Сизимтывис	[185]	ПМ. В органогенных известняках отмечена секущая жила флюорит-кальцитового состава размером 5-10 см. Флюорит фиолетовый, распределен по жиле в виде зерен, гнезд линз
II-3	7	Лев. борт руч. Утка-Тывис	[185]	ПМ. В известняках в гнездах кальцита одиночные зерна бледно-фиолетового флюорита размером 0,2 см
II-3	10	руч. Утка-Тывис	[185]	ПМ. Зона смятия в темно-серых доломитах, интенсивно кальцитизирована по прожилкам, среди которых встречаются гнезда с кристаллами флюорита размером до 0,3-0,5 см
II-3	12	руч. Утка-Тывис	[185]	ПМ. В строматопорово-водорослевых известняках зона кальцитизации с мелкими гнездами размером до 2-5 мм и тонкими прожилками флюорита
III-3	3	руч. Хальмершор 1-й	[185]	ПМ. Элювий, глыбы известняков с жильным флюорит-кальцит-кварцевым материалом (1-2% визуально) мощностью 4 см. Зерна фиолетового флюорита достигают в диаметре 10 мм
III-3	4	Прав. берег р. Кара, оз. Кузьбадьгаты	[185]	ПМ. Известняки рассечены неровными тонкими прожилками кальцита с единичными фиолетовыми зернами флюорита d=1-3 мм
III-4	8	Лев. борт р. Мал. Лядхэй-яха	[146]	ПМ. Кристаллы светло-фиолетового флюорита до 1 см в поперечнике в кальцитовых нишах среди известняков
III-4	9	Лев. борт р. Мал. Лядхэй-яха	[146]	ПМ. Кристаллы светло-фиолетового флюорита до 1 см в поперечнике в кальцитовых нишах среди известняков
III-4	12	Лев. борт р. Мал. Лядхэй-яха	[146]	ПМ. Мелкокристаллическая флюоритизация по трещинам в известняках
IV-3	2	Водораздел р. Кара и руч. Хальмершор	[185]	ПМ. Конглобрекчевидные известняки с убогой вкрапленностью флюорита
IV-3	4	руч. Хальмершор	[185]	ПМ. Прослой органогенного известняка с зернами флюорита до 2 мм в диаметре и единичными включениями до 5x5 мм
IV-3	5	Водораздел р. Кара и руч. Хальмершор	[185]	ПМ. В известняках одиночные зерна темно-фиолетового флюорита размером до 4 мм
IV-3	6	руч. Хальмершор	[185]	ПМ. Редкая вкрапленность и гнезда (до 1 см) флюорита в зоне интенсивного брекчирования и кальцитизации среди известняков с прослоями кремней

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола или потока	Номер по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
IV-3	7	руч. Хальмершор	[185]	ПМ. Убогая вкрапленность (до 2-3%) флюорита в органогенных известняках. Флюорит встречается в виде гнезд размером до 2 см вместе с кальцитом
IV-3	8	руч. Пернашор	[185]	ПМ. Единичное зерно флюорита размером 3x4 мм в органогенных известняках
<i>Флюорит, цинк</i>				
II-2	21	Водопадное	[185]	П. 2 канавами, на расстоянии 30 м в известняках отмечена зона (шириной 2-3 м) ветвистых линзовидных жил-прожилков сфалерит-флюорит-кальцитового состава размером 5-10 см. Флюорит фиолетового цвета распределен в кальцитовом материале в виде линз, гнезд размером до 2x15 см. Содержания: флюорита 1,95-17,55% (в среднем 6-7%), Zn 0,35-9,5% (3-6%)
Химическое сырье				
<i>Барит</i>				
I-1	1	руч. Мадагавож	[185]	ШП. Шлиховой поток со знаками барита
II-3	1	руч. Выльшор	[185]	ШП. Шлиховой поток со знаками барита
II-3	3	руч. Выльшор	[185]	ШП. Шлиховой поток со знаками барита
II-4	18	руч. Чериятивис	[159]	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные содержания Ва
III-3	2	руч. Хальмершор 1-й	[185]	ШП. Шлиховой поток со знаками барита
<i>Стронцианит</i>				
II-3	14	Прав. борт р. Кара, ниже р. Лядхэйяха	[185]	ВГХП. По данным гидрохимического опробования - повышенные содержания Sr
<i>Йод</i>				
II-4	3	оз. Дияты	[159]	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные содержания I, Fe, Ti, V, Cr
Минеральные удобрения				
<i>Фосфорит</i>				
I-1	9	руч. Мадагавож	[185]	ПМ. Тектоническая брекчия по кремнистым сланцам, кремням. Обломки жильного кварцевого материала. По результатам ПКСА сколовых проб ванадия до 0,07% и фосфора (P ₂ O ₅ 1%). По результатам химического анализа P ₂ O ₅ до 1,62%
I-2	9	руч. Мадагавож	[182]	ПМ. Послойные скопления шаровидных конкреций (3-5 см) или развальцованных жгутов (1-2x15-20 см) углеродисто-кремнистых фосфоритов среди карбонатно-черносланцевых отложений. На 165-170 м скопление послойных кварц-кальцитовых прожилков с редкой вкрапленностью сфалерита выявлены ксеноморфные зерна германита. В прослоях кремнистых известняков установлено повышение радиоактивности до 40 мкР/ч
I-2	24	руч. Хальмершор	[185]	ПМ. Черные углисто-кремнистые сланцы с линзами 1-3 мм, прослойками более светлого фосфатного вещества. Вскрытая мощность около 20 м. По бороздovому опробованию P ₂ O ₅ - 2,5-5,2% (хим. анализ)
I-2	29	р. Силоваяха	[185]	ПМ. В черных тонкоплитчатых углисто-кремнистых сланцах по результатам хим. анализа штучной пробы отмечено повышенное содержание P ₂ O ₅ - 2,65%
I-3	1	Выяшорское	[177]	П. В породах оюсской свиты выходы углистых сланцев мощностью 15 м. По штучному опробованию P ₂ O ₅ - 14,1%. Фосфатное вещество представлено коллофаном
I-3	3	оз. Коматы	[177]	ПМ. Выходы углистых сланцев, содержания P ₂ O ₅ - до 4%
I-3	5	оз. Коматы	[177]	ПМ. Выходы углистых сланцев, содержания P ₂ O ₅ - до 4%
I-3	6	руч. Выяшор	[177]	ПМ. В породах тальбейтивисской и сопчин-

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола или потока	Номер по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
				ской свит выходы углистых сланцев мощностью до 300 м. По штупному опробованию P_2O_5 - 4%
I-3	8	руч. Выяшор	[177]	ПМ. В породах тальбейтовисской и сопчинской свит выходы углистых сланцев мощностью до 300 м. По штупному опробованию P_2O_5 - 5,1%
I-3	10	руч. Выяшор	[177]	ПМ. В породах тальбейтовисской и сопчинской свит выходы углистых сланцев мощностью до 300 м. По штупному опробованию P_2O_5 - 4%
I-3	21	руч. Юнкошор	[177]	ПМ. Выходы углистых сланцев, содержания P_2O_5 - до 4%
I-3	22	руч. Юнкошор	[177]	ПМ. Выходы углистых сланцев, содержания P_2O_5 - до 4%
I-3	24	руч. Юнкошор	[177]	ПМ. Выходы углистых сланцев, содержания P_2O_5 - до 4%
I-3	25	руч. Юнкошор	[177]	ПМ. Выходы углистых сланцев, содержания P_2O_5 - до 4%
III-4	31	Звёздочка	[158]	П. На левом берегу р. Очетывис на бечевнике развалы обломков мелко-тонкозернистых, брекчиевидных фосфоритов грязно-серо-желтого цвета. Канавами минерализованная зона прослежена на 50 м вдоль берега вкост простираения кремнистых известняков. Содержания P_2O_5 - до 36%
IV-4	1	руч. Парус-Щельяшор	[99]	П. Пласт известняков с желваками черных кремнистых фосфоритов мощностью 2,2 м в отложениях воргашорской свиты. Доля желваков по объему пласта 12%, P_2O_5 в желваках до 30%
Горнотехническое сырье				
<i>Асбест</i>				
IV-4	26	руч. Парус-Щельяшор	[146]	ПМ. Асбестовая минерализация локализована в кварцевых жилах, приуроченных к зонам тектонических нарушений в вулканитах основного состава лядгейской свиты
IV-4	29	руч. Парус-Щельяшор	[146]	ПМ. Асбестовая минерализация локализована в кварцевых жилах, приуроченных к зонам тектонических нарушений в вулканитах основного состава лядгейской свиты
IV-4	32	Прав. борт р. Лимбятаяха	[146]	ПМ. Асбестовая минерализация локализована в кварцевых жилах, приуроченных к зонам тектонических нарушений в вулканитах основного состава лядгейской свиты
IV-4	33	Лев. борт р. Гнетью	[146]	ПМ. Асбестовая минерализация локализована в кварцевых жилах, приуроченных к зонам тектонических нарушений в вулканитах основного состава лядгейской свиты
IV-4	36	Лев. борт р. Гнетью	[146]	ПМ. Асбестовая минерализация локализована в кварцевых жилах, приуроченных к зонам тектонических нарушений в вулканитах основного состава лядгейской свиты
<i>Тальк</i>				
III-4	16	р. Бол. Лядхэйяха	[146]	ПМ. Прожилки и гнездообразные скопления талька в кварц-кальцитовый жиле среди известняков
<i>Графит</i>				
III-4	3	Верховья р. Юньяха	[146]	ПМ. Графитизация в углисто-графитистых сланцах. Содержание графита в одной из проб 2,6%
III-4	4	Верховья р. Юньяха	[146]	ПМ. Графитизация в углисто-графитистых сланцах. Содержание графита в одной из проб 2,6%

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископае- мого и название проявле- ния, пункта минерализа- ции, ореола или потока	Номер по списку ис- пользованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
Строительные материалы				
<i>Карбонатные породы</i>				
<i>Мраморы</i>				
III-4	1	р. Лядхэйяха	[146]	П.
III-4	2	Прав. приток р. Лядхэйя- ха	[146]	П.
III-4	5	Прав. борг р. Мал. Лядхэйяха	[146]	П.
III-4	6	Прав. борг р. Мал. Лядхэйяха	[146]	П.
III-4	13	р. Бол. Лядхэйяха	[146]	П.
III-4	22	оз. Лядхэйто	[146]	П.

Общая оценка минерально-сырьевого потенциала минерагенических подразделений листов R-41-XXXV, XXXVI

№№ п/п	Индекс подразделения	Название, ранг подразделения	Вид ПИ	Площадь, км ²	Ед. изм.	Запасы категории (А, В и С)		ΣА+В+С	Прогнозные ресурсы			Минерагенический потенциал	Сумма запасов и ресурсов	Удельная продуктивность (запасы+ресурсы/С)
						А+В+С ₁	С ₂		Р ₁	Р ₂	Р ₃			
ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ														
Твердые горючие ископаемые														
1	4	Печорский угольный бассейн, в т. ч.:	УК	517	млн т	519	43	562	366	4 069	2 534	6 969	7 531	14,57
2	4.1	Коротайхнский каменноугольный район, в т. ч.:	УК	378	млн т	-	-	-	-	824	2 485	3 309	3 309	8,75
3	II-1-1	Нямдинское прогнозируемое месторождение	УК	69	млн т	-	-	-	-	-	2 485*	2 485	2 485	36,01
4	III-2-1	Силовское прогнозируемое месторождение	УК	309	млн т	-	-	-	-	824	-	824	824	2,67
5	4.2	Паембойско-Хальмерьюский каменноугольный район, в т. ч.:	УК	139	млн т	519	43	562	366	3 245	49	3 660	4 222	30,37
6	IV-2-1	Паембойское месторождение	УК	78	млн т	431*	12*	443	-	2 557*	-	2 557	3 000	38,46
7	IV-2-2	Хальмерьюское месторождение	УК	61	млн т	88*	31*	119	366*	688*	49*	1 103	1 222	20,03
МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ И НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ														
8	2.2.1	Кара-Силовский фосфорит-марганцеворудный узел	Mn	332	млн т руды	-	-	-	-	-	47,3	47,3	47,3	0,14
9	1.1	Южнопайхойско-Верхнекарский полиметаллический флюоритоносный район	Zn	346	тыс. т	-	-	-	-	-	100	100	100	0,29
			Pb		тыс. т	-	-	-	-	-	50	50	50	0,14
			fl		млн т	-	-	-	-	-	-	4	4	4
10	1.2.1	Карский потенциальный бокситоносный узел	Al	432	млн т руды	-	-	-	-	-	30	30	30	0,07
11	1.2.2	Тиребейский потенциальный бокситоносный узел	Al	109	млн т руды	-	-	-	-	-	30	30	30	0,28
12	3.1.1	Борзовско-Очетинский потенциальный цинково-медно-золоторудный узел	Au	281	т	-	-	-	-	-	44	44	44	0,16
13	IV-4-18	Диоритовое проявление	Au	-	т	-	-	-	-	44	-	-	-	-
14	II-2-8	Буреданское месторождение	fl	-	тыс. т	-	62	-	181	-	-	-	-	-
15	2.3.1	Лядгейский потенциальный марганец-фосфоритоворудный узел	Ф	123	тыс. т P ₂ O ₅	-	-	-	-	-	682	682	682	5,5

Примечание. 2485* – ресурсы и запасы приведены в целом по месторождениям.

Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых листов R-41-XXXV, XXXVI

Группа, подгруппа, вид полезных ископаемых	Ранг прогнозируемого подразделения	Кол-во прогнозируемых объектов	Прогнозные ресурсы на 01.01.2009 г.		
			Категория		
			P ₁	P ₂	P ₃
ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ					
Твердые горючие ископаемые					
Уголь каменный (млн т)	Месторождение	4	366	4 069	2 534
МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ					
Черные металлы					
Марганец (млн т руды)	Рудный узел	1	-	-	47
Цветные металлы					
Свинец (тыс. т)	Рудный район	1	-	-	100
Цинк (тыс. т)	Рудный район	1	-	-	50
Алюминий (млн т руды)	Рудный узел	2	-	-	60
Благородные металлы					
Золото коренное (т)	Рудный узел	1	-	-	44
	Месторождение	1	-	44	-
НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ					
Флюорит (тыс. т)	Рудный район	1	-	-	4 000
	Месторождение	1	180	-	-
Фосфорит (тыс. т P ₂ O ₅)	Рудная зона	1	-	-	680

Таблица впервые выявленных или переоцененных в ходе составления листа Госгеолкарты-200 R-41-XXXV, XXXVI прогнозируемых объектов полезных ископаемых и их прогнозных ресурсов

№№ п/п	Вид минерального сырья и наименование объекта	Оценка прогнозных ресурсов по категориям		Баланс ресурсов по результатам работ (+/-)	Рекомендации по дальнейшим работам
		на начало работ	по результатам работ		
1	Марганец (млн т руды) Кара-Силовский фосфорит-марганцеворудный район (2.2.1)	0 (P ₃)	47 (P ₃)	+47 (P ₃)	ПР** I очередь
2	Золото (т) Проявление Диоритовое (IV-4-18)	0 (P ₂)	44 (P ₂)	+44 (P ₂)	ОР I очередь
3	Золото (т) Борзовско-Очетинский потенциальный цинково-медно-золоторудный узел (3.1.1)	0 (P ₃)	44 (P ₃)	+44 (P ₃)	ПР I очередь
4	Флюорит (млн т) Цинк (тыс. т) Свинец (тыс. т) Южнопайхойско-Верхнекарский полиметаллический флюоритоносный район (1.1)	0 (P ₃) 0 (P ₃) 0 (P ₃)	4 (P ₃)* 100 (P ₃)* 50 (P ₃)*	+4 (P ₃) +100 (P ₃) +50 (P ₃)	ПР II очередь
5	Фосфорит (тыс. т) Лядгейский потенциальный марганец-фосфоритоворудный узел (2.3.1)	0 (P ₃)	682 (P ₃)*	+682 (P ₃)	ПР II очередь

Примечание. 4 (P₃)* – авторский вариант подсчета ресурсов, ПР** – рекомендуемые геологоразведочные работы; ПР – поисковые работы, ОР – оценочные работы.

Диаграммы и графики для определения химического состава и геодинамических условий образования эффузивных и интрузивных пород

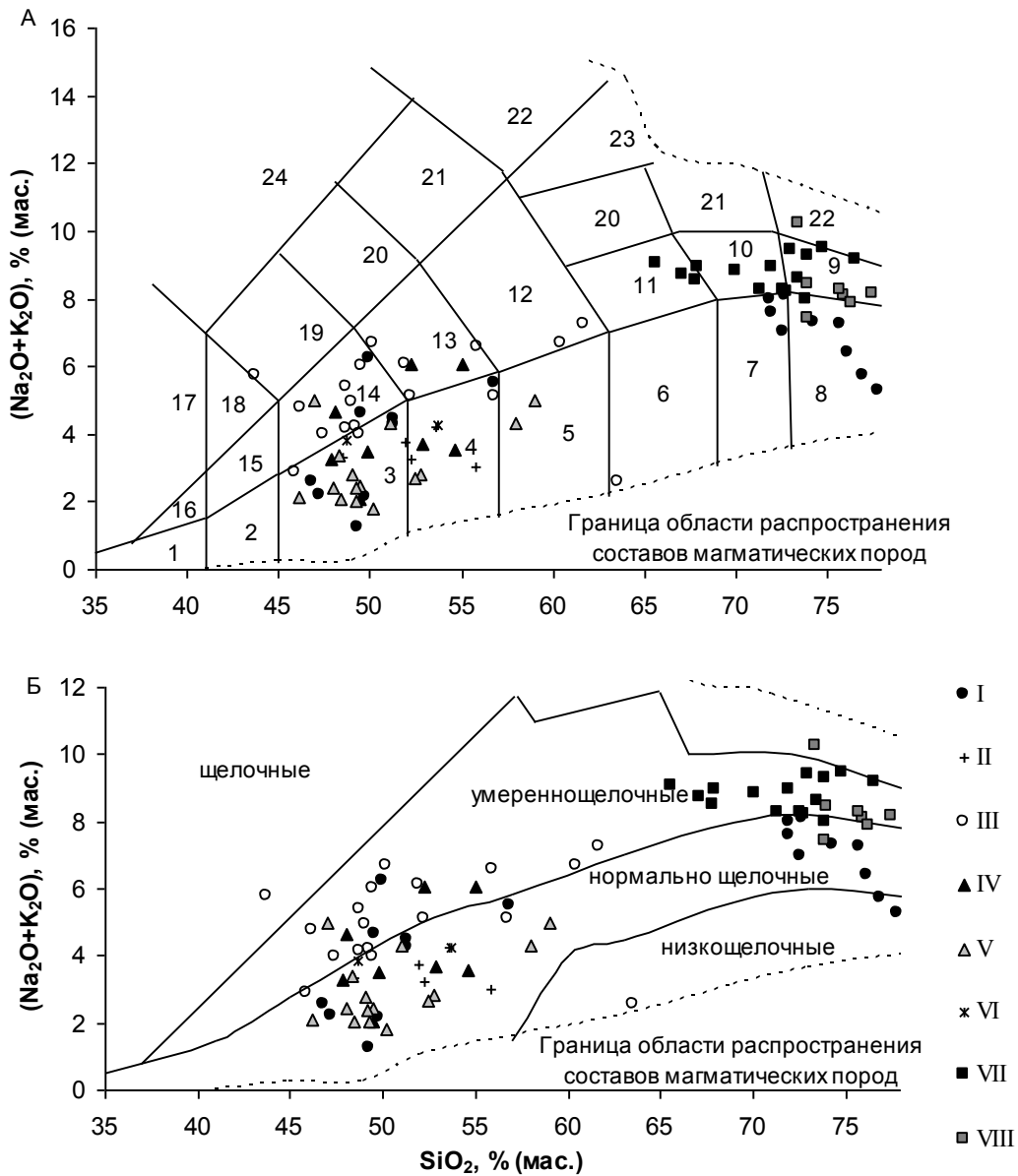


Рис. 6.1. Классификационные диаграммы $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$ для вулканических пород Оченырдынского района и хр. Бол. Пайпудынский (лист Q-41-XII).

Оченырдынский район: I – лядгейский комплекс; II – очетывисский комплекс; бедамельская серия (III–V): III – лядгейская свита, IV – верхняя подсвита очетывисской свиты, V – нижняя подсвита очетывисской свиты, VI – манюкуньянская свита, VII – пайпудынский комплекс; хр. Бол. Пайпудынский [75]: VIII – пайпудынский комплекс. Поля на диаграмме А: 1 – пикриты; 2 – ультраосновные пикробазальты; 3 – базальты; 4 – андезибазальты; 5 – андезиты; 6 – дациты; 7 – риодациты; 8 – риолиты; 9 – трахириолиты; 10 – трахириодациты; 11 – трахидациты; 12 – трахиандезиты; 13 – трахиандезибазальты; 14 – трахибазальты; 15 – умереннощелочные пикробазальты; 16 – умереннощелочные пикриты; 17 – щелочные пикриты; 18 – щелочные пикробазальты; 19 – щелочные базальты; 20 – фонотефриты; 21 – тефрифонолиты; 22 – фонолиты; 23 – щелочные трахиты; 24 – фойдовые породы (фойдиты).

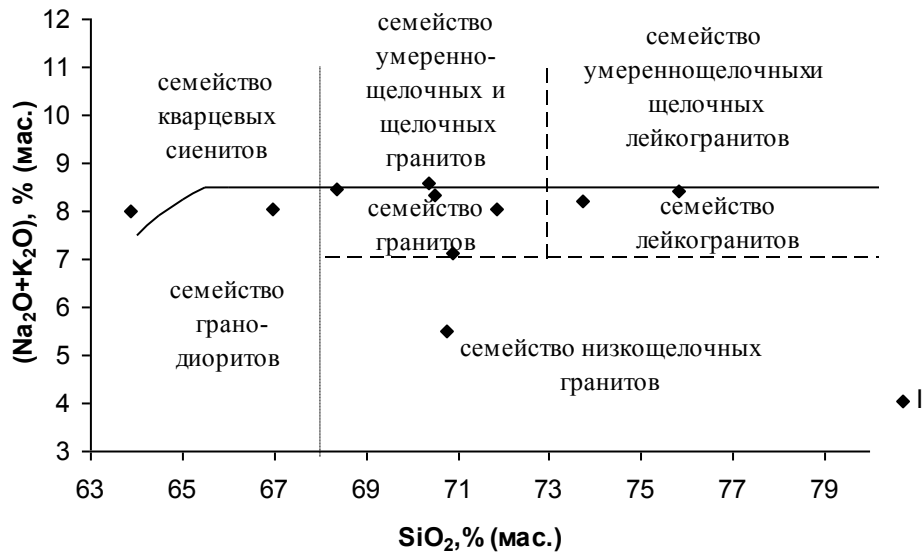


Рис. 6.2. Классификационная диаграмма $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})\text{-SiO}_2$ для интрузивных пород пайпудынского комплекса Оченырдынского района.

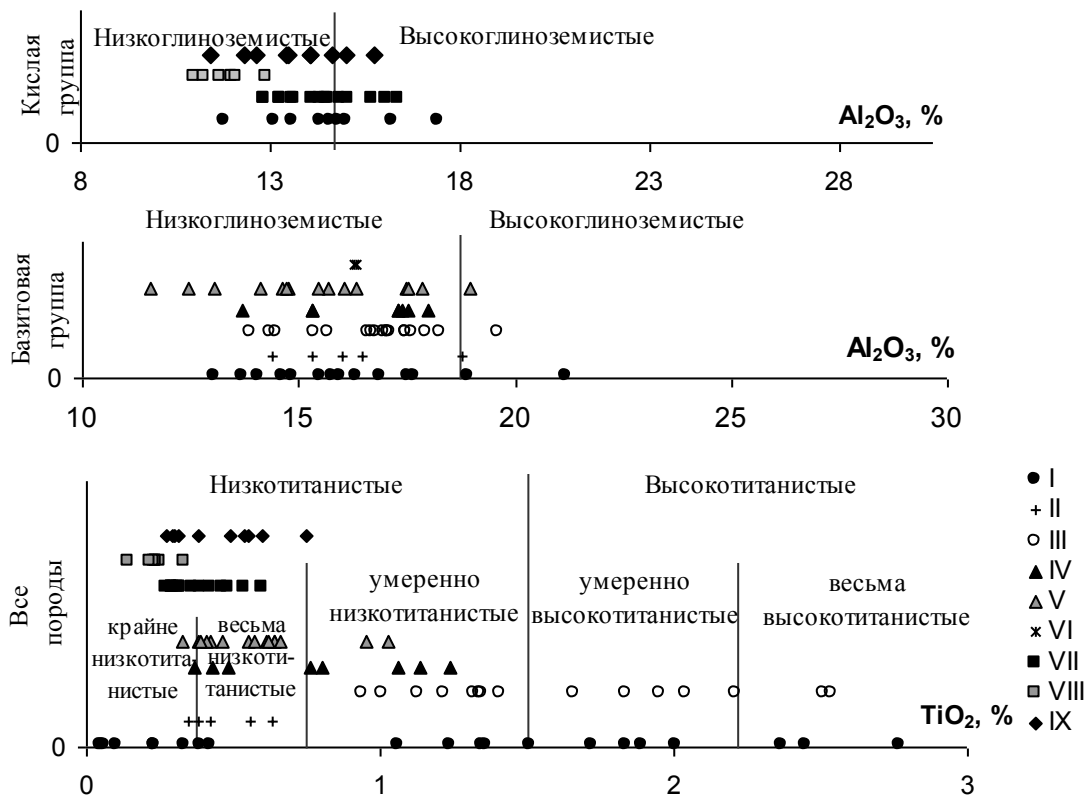


Рис. 6.3. Глиноземистость и титанистость для эффузивных и интрузивных пород Оченырдынского района и хр. Бол. Пайпудынский (лист Q-41-XII).

Оченырдынский район: I – лядгейский комплекс; II – очетывисский комплекс; бедамельская серия (III–V): III – лядгейская свита; IV – верхняя подсвита очетывисской свиты; V – нижняя подсвита очетывисской свиты; VI – манюкуяхинская свита; VII – эффузивные разности пайпудынский комплекс; IX – интрузивные разности пайпудынского комплекса; хр. Бол. Пайпудынский [75]: VIII – пайпудынский комплекс.

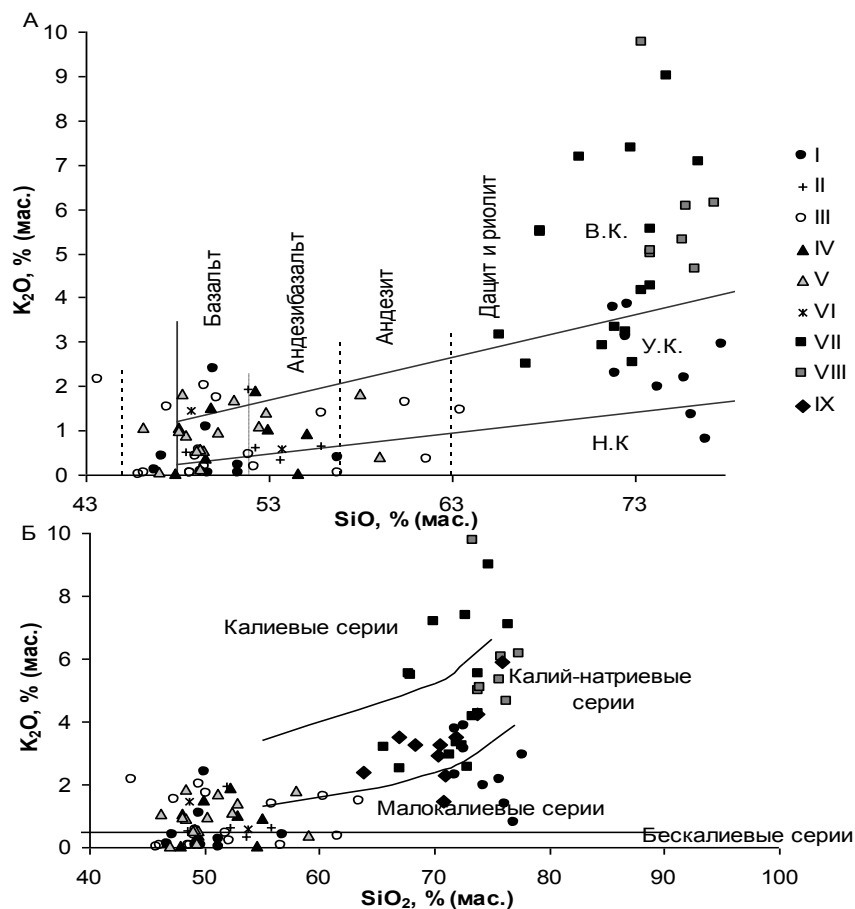


Рис. 6.4. Петрохимические диаграммы K_2O-SiO_2 для эффузивных и интрузивных пород Оченырдынского района и хр. Бол. Пайпудынский (лист Q-41-XII).

Оченырдынский район: I – лядгейский комплекс; II – отчетывисский комплекс; бедамельская серия (III–V): III – лядгейская свита; IV – верхняя подсвита отчетывисской свиты; V – нижняя подсвита отчетывисской свиты; VI – манюкуяхинская свита; VII – эффузивные разности пайпудынский комплекс; IX – интрузивные разности пайпудынского комплекса; хр. Бол. Пайпудынский [75]: VIII – папудынский комплекс. Поля на диаграмме А: Н.К. – низкокалиевые; У.К. – умереннокалиевые; В.К. – высококалиевые.

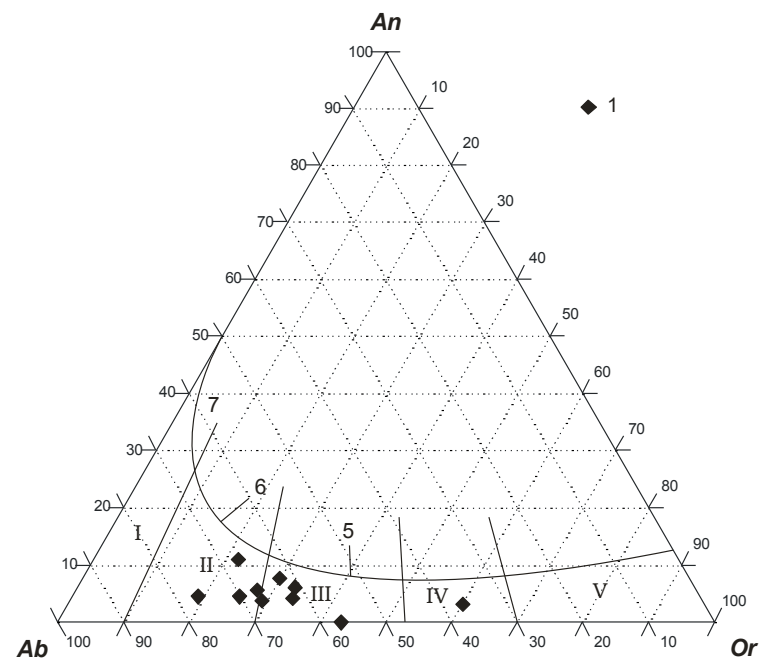


Рис. 6.5. Диаграмма Ab-An-Or [115] для интрузивных пород пайпудынского комплекса Оченырдынского района.

1 – граниты и лейкоплагиограниты. Арабскими цифрами обозначены средние фемических минералов (в мас. %). Поля диаграммы: I – плагиограниты, II – малокалиевые граниты или трондьемиты, III – калий-натриевые, IV – калиевые, V – ультракалиевые.

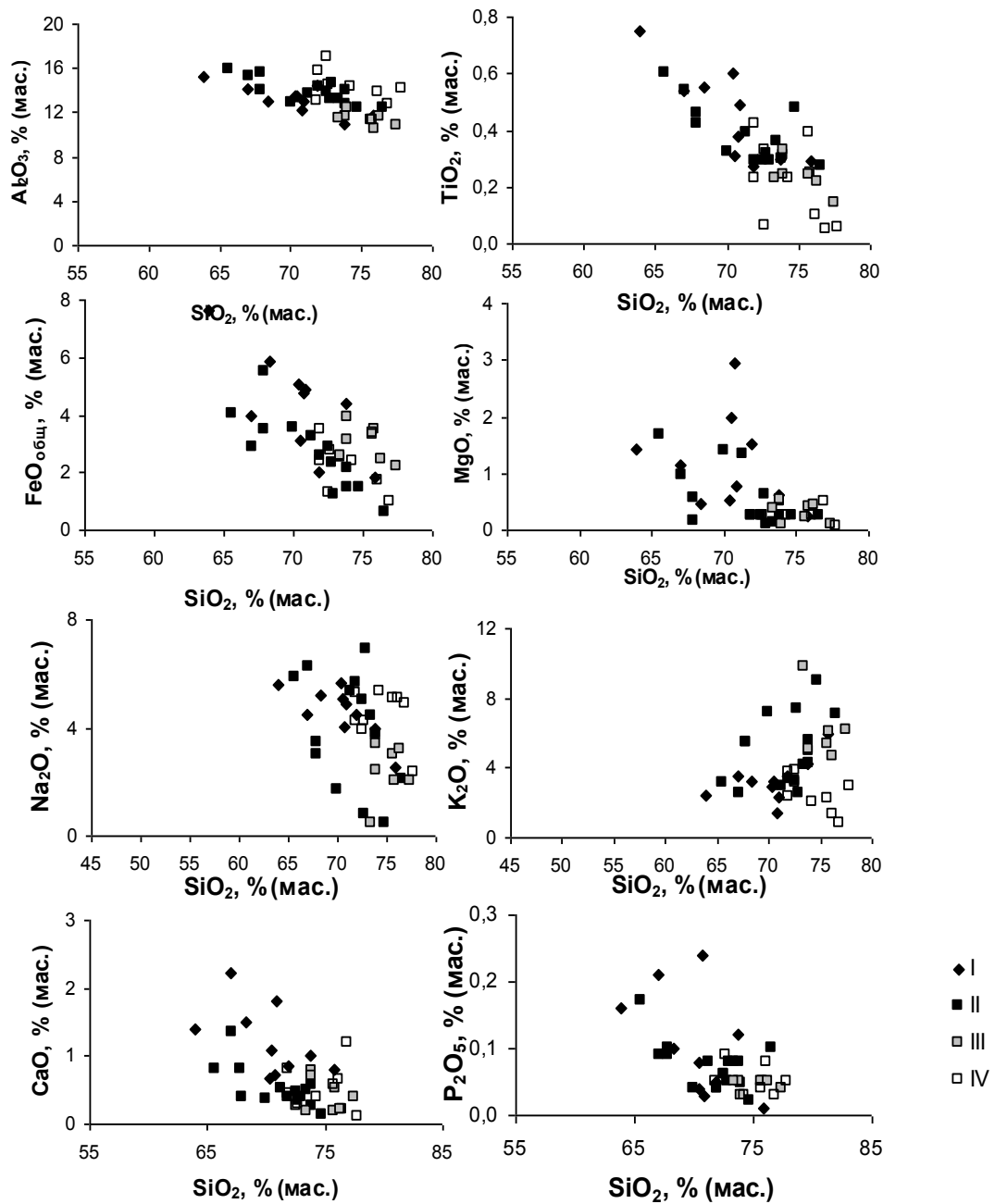


Рис. 6.6. Диаграммы Харкера для пород пайпудынского комплекса и кислых пород лядгейского комплекса.

I – граниты и гранодиориты пайпудынского комплекса Оченырджского района; II – риолиты, трахириолиты, трахириодациты и трахидациты пайпудынского комплекса Оченырджского района; III – риолиты и трахириолиты пайпудынского комплекса хр. Бол. Пайпудынский (лист Q-41-XII) [75]; IV – риодациты и риолиты лядгейского комплекса Оченырджского района.

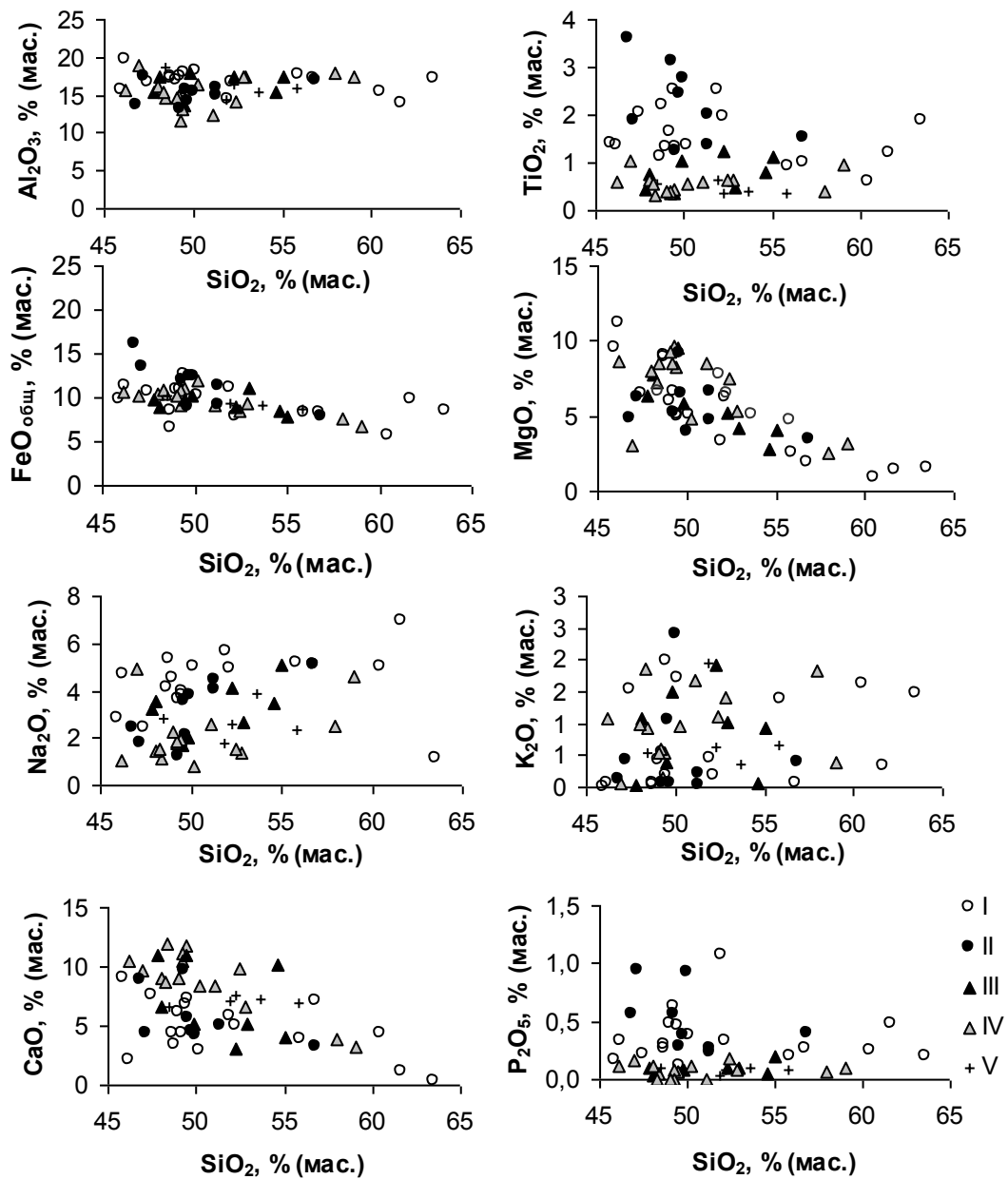


Рис. 6.7. Диаграммы Харкера для вулканитов Оченырдыского района Бедамельская серия (I, III-IV).

I – базальты и андезибазальты лядгейской свиты; II – базальты, андезибазальты и трахибазальты лядгейского комплекса; III – базальты и андезибазальты верхней подсвиты очетывисской свиты; IV – базальты, андезибазальты и андезиты нижней подсвиты очетывисской свиты; V – базальты и андезибазальты очетывисского комплекса.

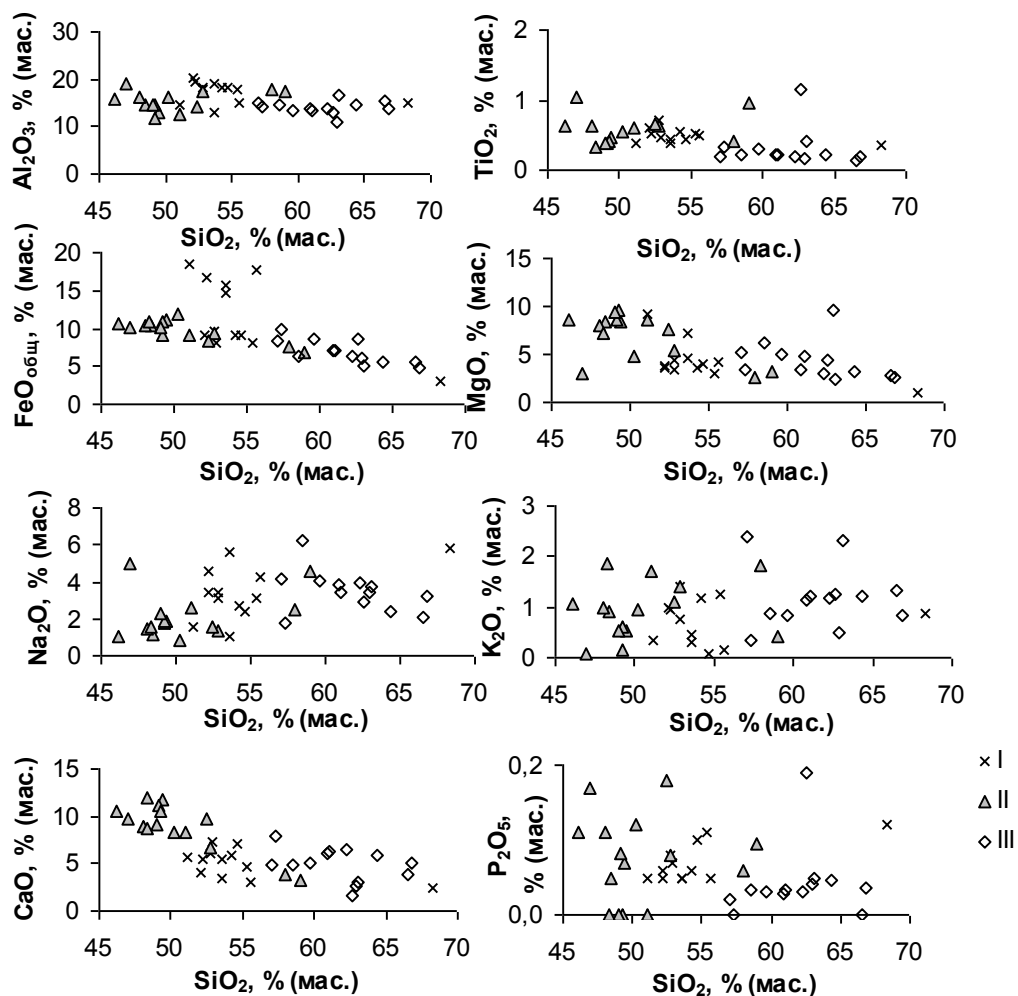


Рис. 6.8. Диаграммы Харкера для пород кызыгейского комплекса и низов бедамельской серии. Кызыгейский комплекс (I, III).

I – диориты, габбродиориты и плагиограниты Оченырдынского района; III – кварцевые диориты, тоналиты и габбродиориты поднятия Енганэпэ [56]; бедамельская серия Оченырдынского района: II – базальты, андезибазальты и андезиты отчетывисской свиты.

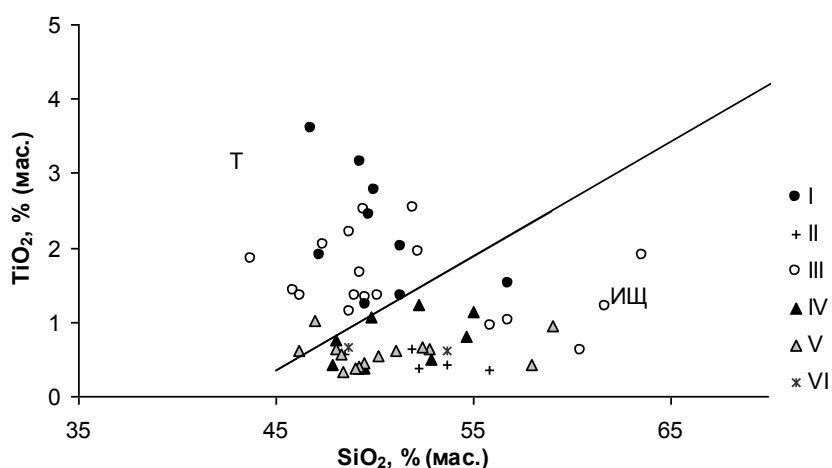


Рис. 6.9. Диаграмма $FeO_{\text{общ}}/MgO$ (Miyashiro, 1975) для базальтов Оченырдынского района.

I – лядгейский комплекс; II – отчетывисский комплекс; бедамельская серия (III–V): III – лядгейская свита; IV – верхняя подсвита отчетывисской свиты; V – нижняя подсвита отчетывисской свиты; VI – манюкуяхинская свита. Поля на диаграмме: Т – толеитовая серия; ИЩ – известково-щелочная серия.

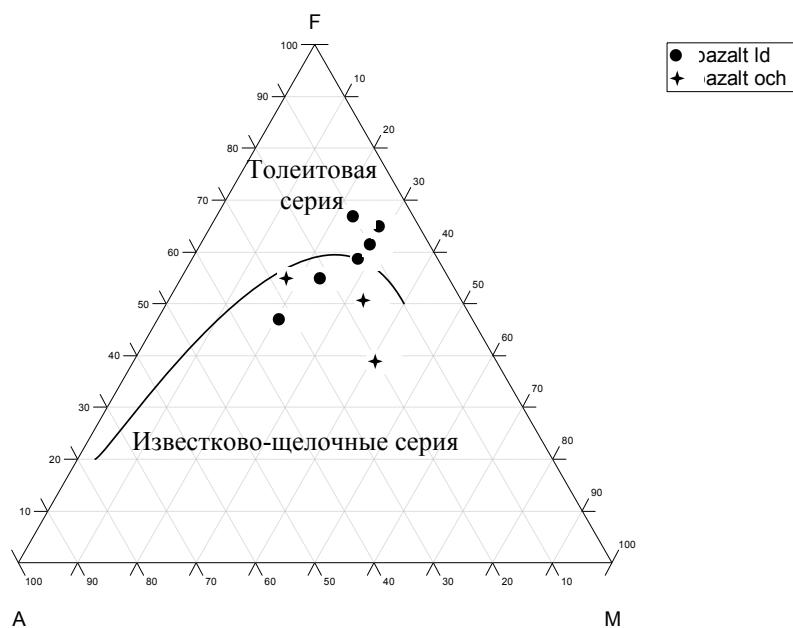


Рис. 6.10. Диаграмма AFM [(Na₂O+K₂O)-FeO_{общ}-MgO].

Граница толейтовой и известково-щелочной серий по Х. Куно [110] для базальтов Оченырдыского района: bazalt ld – лядгейский комплекс; bazalt och – очетывисский комплекс.

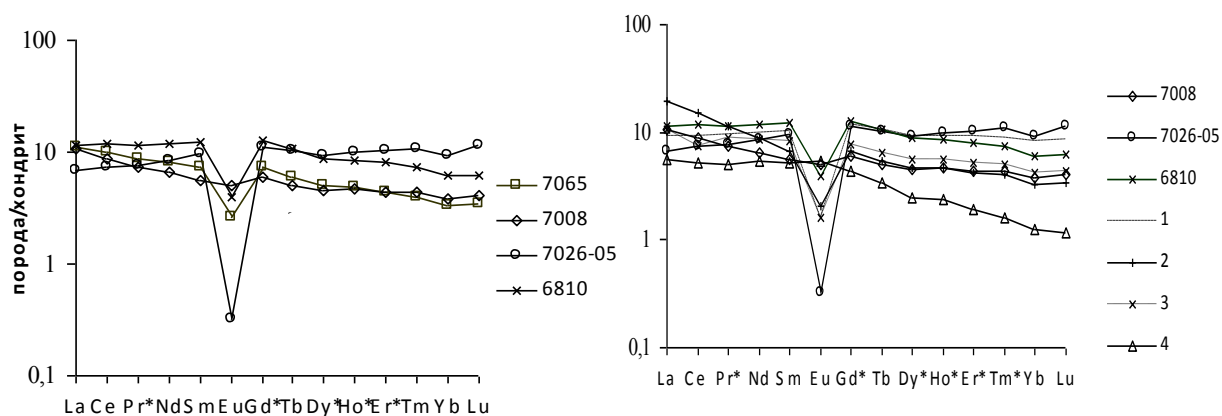


Рис. 6.11. Распределение редкоземельных элементов, нормированное по составу хондрита [108] для вулканитов нижней части бедамельской серии и кзызгейского комплекса.

Оченырдыский район: 7065 – габбродиорит кзызгейского комплекса; 7008, 7026-05, 6810 – базальты очетывисской свиты. Поднятие Енганэпэ [56]: 1, 2 – базальты низов бедамельской серии; 3, 4 – андезибазальт и андезит низов бедамельской серии.

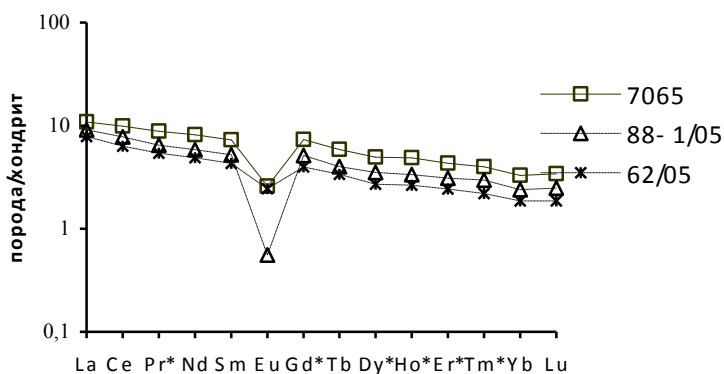


Рис. 6.12. Распределение редкоземельных элементов, нормированное по составу хондрита [108] для вулканитов кзызгейского комплекса.

7065 – габбродиорит Оченырдыского района; 88-1/05 и 62/05 – габбродиориты поднятия Енганэпэ [56].

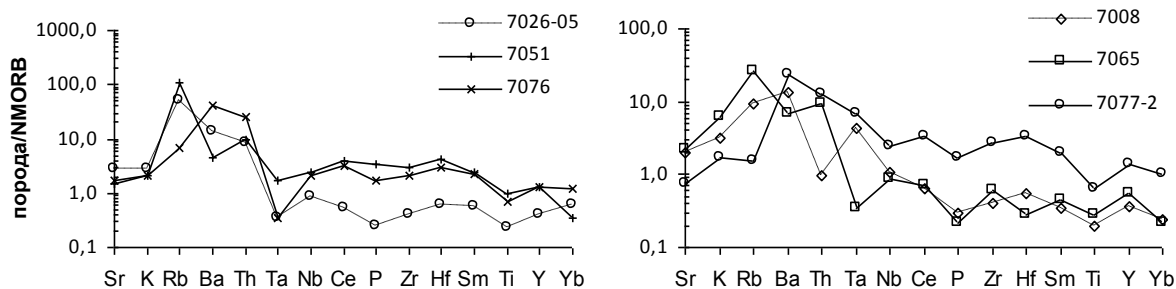


Рис. 6.13. Распределения элементов-примесей, нормированное по составу NMORB [120] для вулканитов бедамельской серии, лядгейского и кзыгейского комплексов Оченырдынского района: бедамельской серии (7008, 7026-5, 7076, 7077-2).

7008, 7026-5 – базальты очетывисской свиты; 7076, 7077-2 – базальт, трахиандезит лядгейской свиты; 7051 – базальт лядгейского комплекса; 7065 – габбродиорит кзыгейского комплекса.

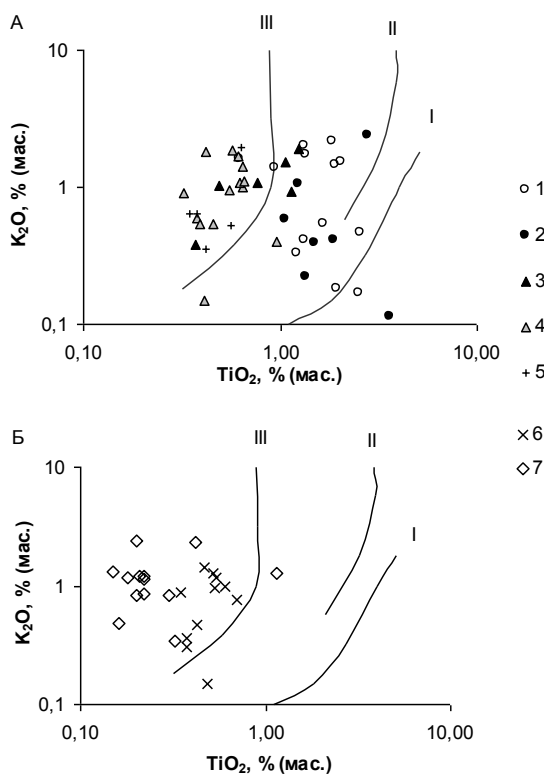


Рис. 6.14. Диаграммы K_2O - TiO_2 для идентификации палеообстановок базальтового вулканизма.

Оченырдынский район (1–6): бедамельская серия (1, 3, 4): 1 – лядгейская свита; 2 – лядгейский комплекс; 3 – верхняя подсвита очетывисской свиты; 4 – нижняя подсвита очетывисской свиты; 5 – очетывисский комплекс; 6 – кзыгейский комплекс. Поднятия Енганэпэ [56]: 7 – нияюский комплекс. Поля диаграмм: I – океанические разности; II – континентальные разности; III – островодужные.

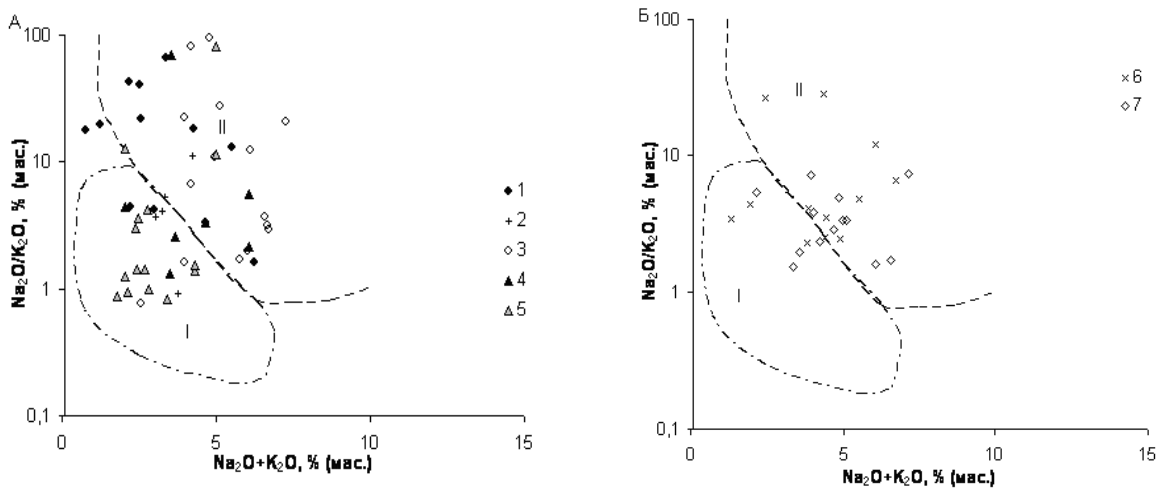


Рис. 6.15. Диаграммы $(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})-(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ для идентификации палеообстановок базальтового вулканизма.

Оченырдский район (1–6): 1 – лядгейский комплекс; 2 – очетывисский комплекс; бедамельская серия (3–5): 3 – лядгейская свита; 4 – верхняя подсвита очетывисской свиты; 5 – нижняя подсвита очетывисской свиты; 6 – кызыгейский комплекс. Поднятия Енгапнэпэ: 7 – нияуский комплекс. Поля диаграмм: I – островодужные породы; II – породы окраинных морей.

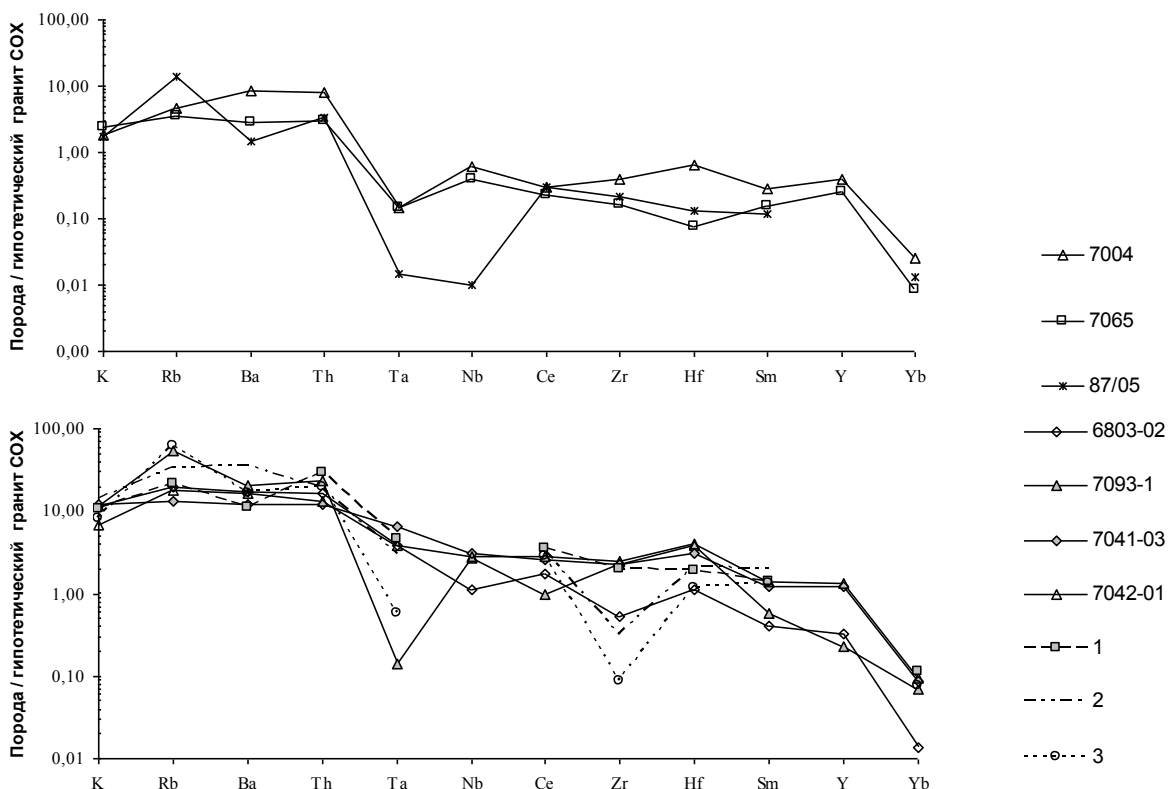


Рис. 6.16. Распределения элементов-примесей, нормированное по составу гипотетического гранита океанических хребтов [120].

Пайпудынский комплекс: Оченырдский район: 7004 – плагиогранит, 7041-03 – умереннощелочной гранит, 7042-01 – гранит, 6803-02 – трахириолит, 7093-1 – трахидацит; Пайпудынский хребет: 1 – средний риолит [75]; 2 – средний риолит [209]. Оченырдский район: 3 – средний риолит лядгейского комплекса; 7065 – габбродиорит кызыгейского комплекса. Поднятия Енгапнэпэ: 87/05 – тоналит нияуский комплекс.

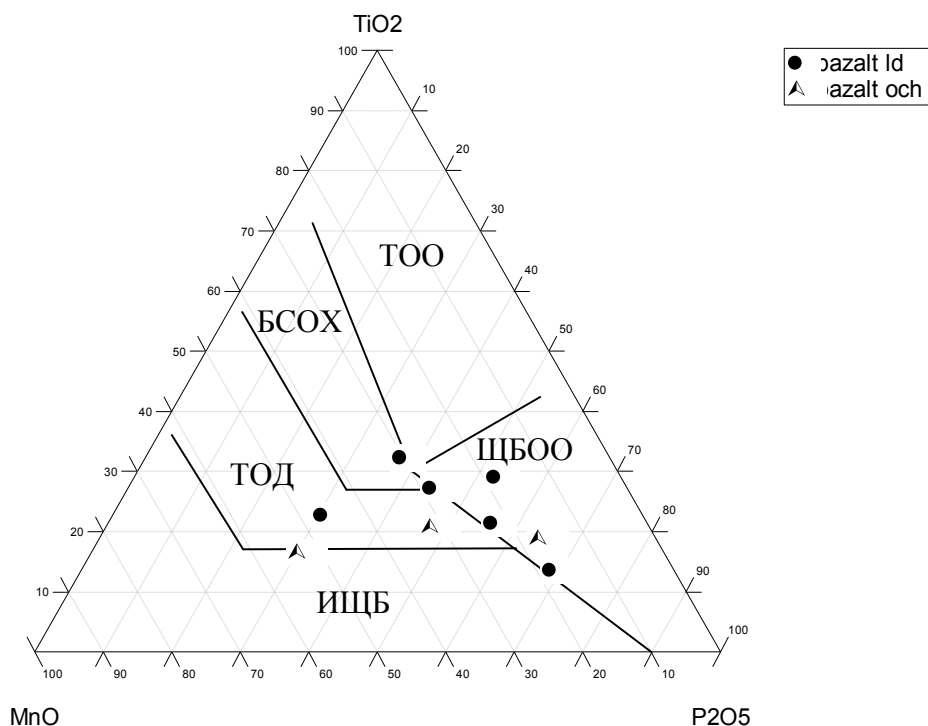


Рис. 6.17. Диаграмма $MnO \cdot 10 - TiO_2 - P_2O_5 \cdot 10$ для идентификации палеообстановок базальтового вулканизма (по Э. Муллену) для вулканических пород [113].

Оченырдынский район: basalt ld – лядгейский комплекс; basalt och – очетывисский комплекс. Поля на диаграмме: TOO – толеиты океанических островов, ЩБОО – щелочные базальты океанических островов, БСОХ – базальты срединно-океанических хребтов, ТОД – толеиты островных дуг, ИЩБ – известково-щелочные базальты островных дуг и континентальных рифтов.

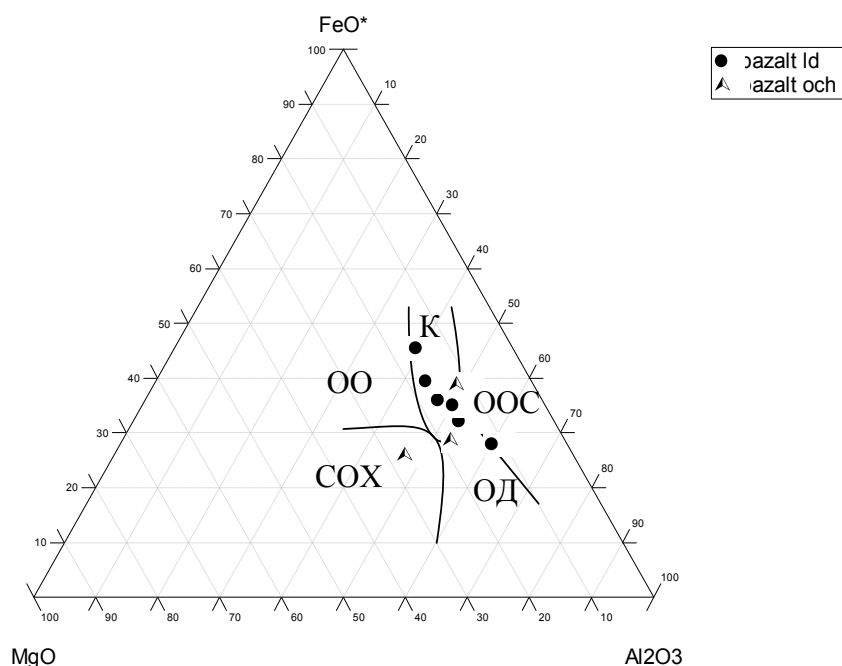


Рис. 6.18. Диаграмма $MgO - FeO - Al_2O_3$ (Дж. Пирс) [116] для идентификации палеообстановок базальтового вулканизма для вулканических пород.

Оченырдынский район: basalt ld – лядгейский комплекс; basalt och – очетывисский комплекс. Поля на диаграмме: Базальтоиды: К – континентальных рифтов и траппов, ОО – океанических островов, СОХ – срединно-океанических хребтов, ОД – островных дуг, ООС – океанических островов в зоне спрединга.

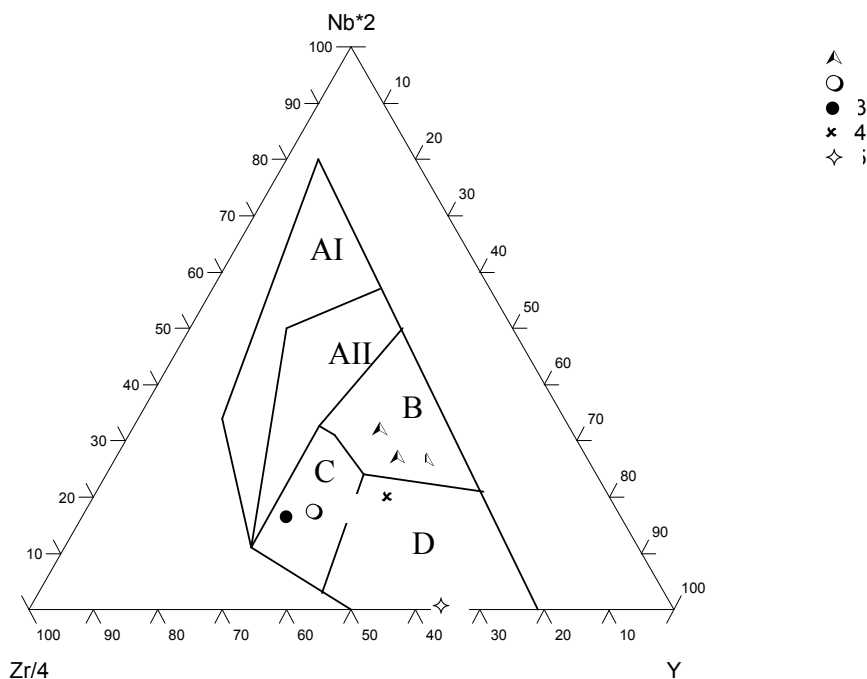


Рис. 6.19. Дискриминационная диаграмма Zr-Nb-Y для базальтов [112].

Оченьрдский район (1–4): бедамельская серия (1–2): 1 – очетывиская свита; 2 – лядгейская свита; 3 – лядгейский комплекс; 4 – кзыгейский комплекс. Поднятие Енганэпэ: 5 – нияюский комплекс [56]. Поля на диаграмме: AI – внутриплитные щелочные базальты; AII – внутриплитные щелочные базальты и внутриплитные толеиты; B – E-тип MORB; C – внутриплитные толеиты и базальты океанических дуг; D – N-тип MORB и базальты океанических дуг.

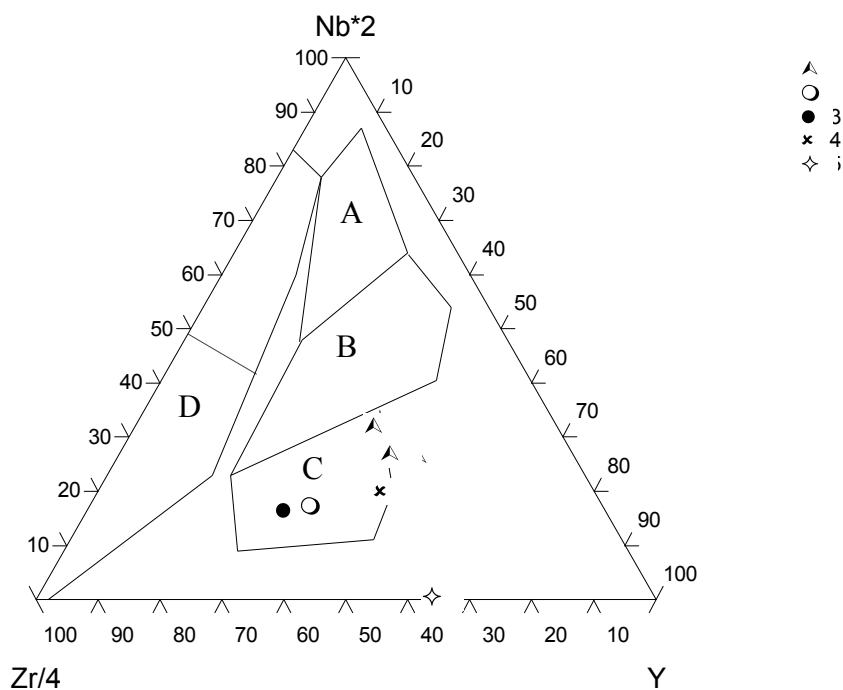


Рис. 6.20. Дискриминационная диаграмма Th-Hf-Ta для базальтов [122].

Оченьрдский район (1–4), бедамельская серия (1–2): 1 – очетывиская свита; 2 – лядгейская свита; 3 – лядгейский комплекс; 4 – кзыгейский комплекс. Поднятие Енганэпэ: 5 – нияюский комплекс [56]. Поля на диаграмме: A – N-тип MORB; B – E-тип MORB и внутриплитные толеиты; C – внутриплитные щелочные базальты; D – базальты вулканических дуг, пунктирная линия в поле D разделяет толеиты островных дуг и известково-щелочные базальты.

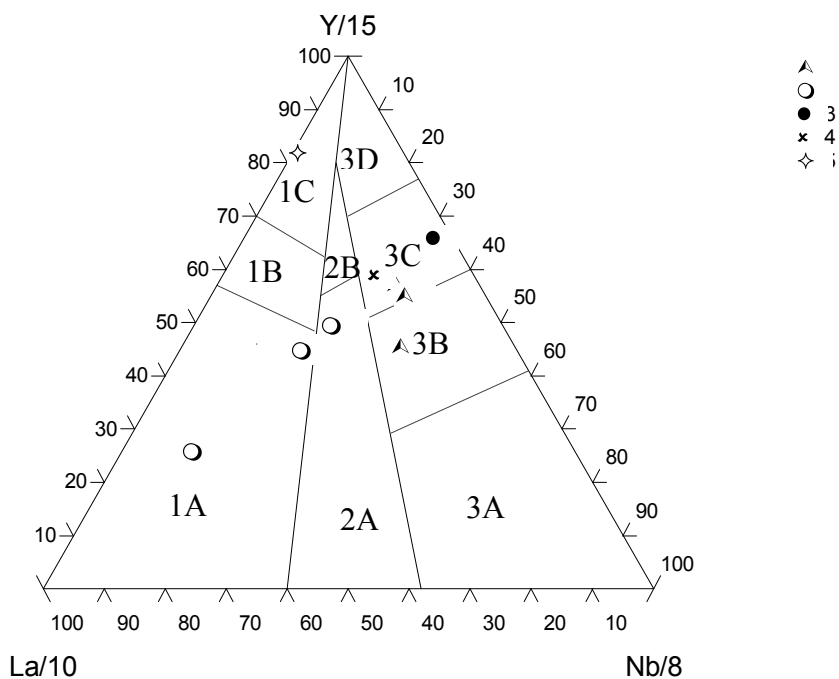


Рис. 6.21. Дискриминационная диаграмма La-Y-Nb для базальтов [109].

Оченырдынский район (1–4), бедамельская серия (1–2): 1 – очетывисская свита; 2 – лядгейская свита; 3 – лядгейский комплекс; 4 – кзызгейский комплекс. Поднятие Енганэпэ: 5 – нияуский комплекс [56]. Поля на диаграмме: 1 – базальты вулканических дуг (1A – известково-щелочные базальты; 1C – островодужные толеиты; 1B – известково-щелочные базальты и островодужные толеиты); 2 – континентальные базальты (2A – континентальные базальты; 2B – базальты задуговых бассейнов); 3 – океанические базальты (3A – щелочные базальты внутриконтинентальных рифтов; 3B, 3C – E-тип MORB; 3B – обогащенные; 3C – слабообогатенные; 3D – N-тип MORB).

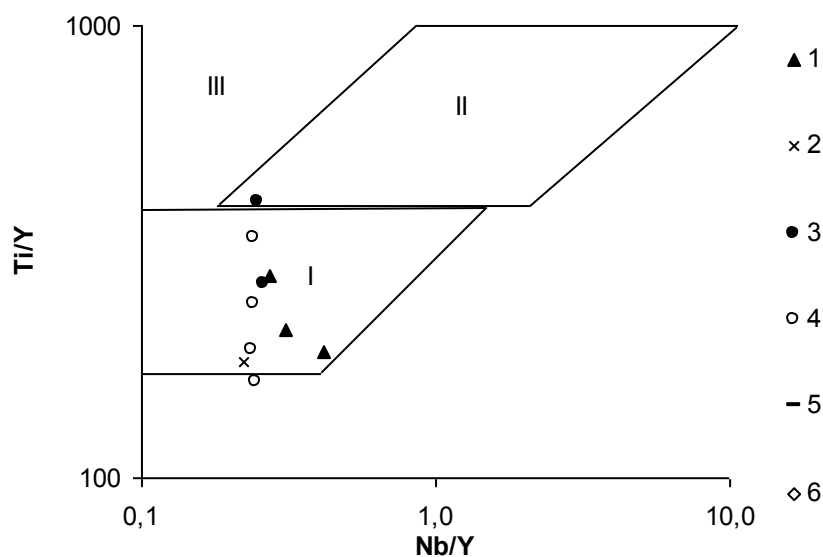


Рис. 6.22. Дискриминационная диаграмма TiY-Nb/Y для идентификации палеообстановок [118].

Оченырдынский район, бедамельская серия (1–4): 1 – очетывисская свита; 2 – кзызгейский комплекс; 3 – лядгейский комплекс; 4 – лядгейская свита; Енганэпэйский район: 5 – низы бедамельской серии [76, 77]; 6 – нияуский комплекс [56]. Поля на диаграмме: I – породы срединно-океанических хребтов; II – внутриплитные породы; III – породы вулканических дуг.

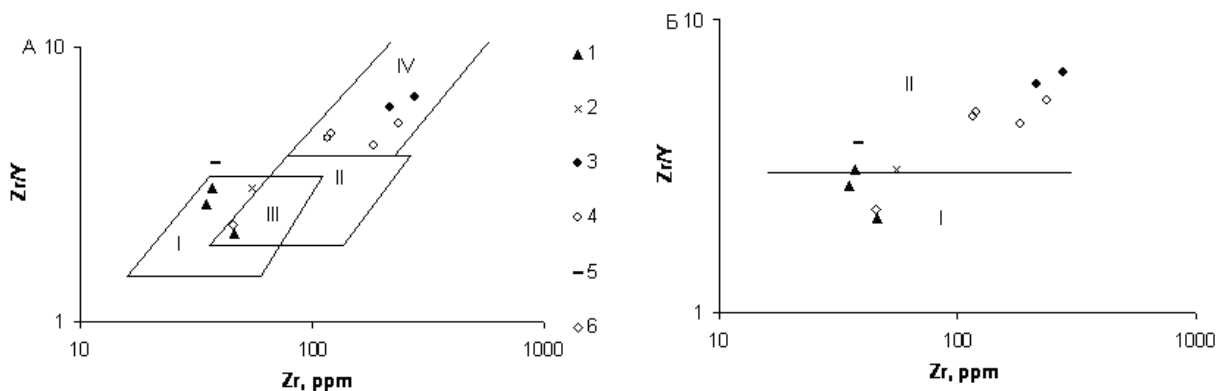


Рис. 6.23. Дискриминационные диаграммы Zr/Y-Zr для идентификации палеообстановок [118].

Оченырдынский район, бедамельская серия (1, 4): 1 – очетывисская свита; 2 – кызыгейский комплекс; 3 – лядгейский комплекс; 4 – лядгейская свита; Енганэпэйский район: 5 – низы бедамельской серии [76, 77]; 6 – нияюский комплекс [56]. Поля на диаграмме А: I – островодужные породы; II – породы срединно-океанических хребтов; III – островодужные породы и породы срединно-океанических хребтов; IV – внутриплитные разности. Поля на диаграмме Б: I – островодужные породы внутриокеанических дуг; II – островодужные породы дуг, развитых вблизи континентальных окраин.

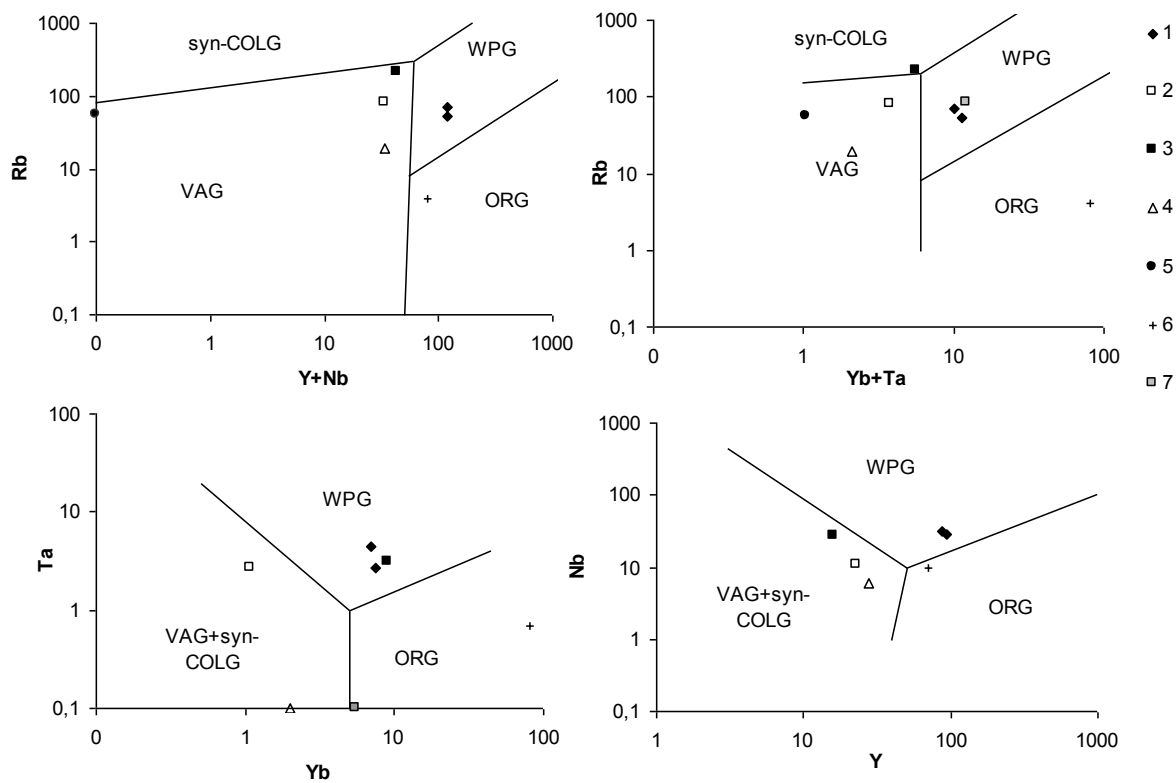


Рис. 6.24. Дискриминационные диаграммы для определения геодинамических обстановок кислых разностей [118].

Оченырдынский район (1–4), пайпудынский комплекс: 1 – граниты Очетинской интрузии; 2 – трахириодацит (обн. 6803-02); 3 – трахидацит (обн. 7093-01); 4 – плагиогранит Очетинской интрузии (обн. 7004). Подняtie Енганэпэ (5): 5 – тоналит нияюского комплекса [56]; 6 – граниты (Pearce, 1984 [118]). Хр. Бол. Пайпудынский (7): 7 – средний риолит [75]. Поля на диаграммах: VAG – граниты вулканических дуг; syn-COLG – синколлизционные граниты; ORG – океанические граниты; WPG – внутриплитные граниты.

Химический состав и петрохимическая характеристика вулканогенных пород Оченырдского района

Таблица 7.1

Химический состав (мас. %) и петрохимическая характеристика вулканогенных пород манюкяхинской свиты Оченырдского района

Порода	Подотряд	№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ППП	Сумма	Na ₂ O+K ₂ O	al'	f'	Кф
1	н. щ.	7252-01	53,70	0,6	16,3	10,2	-	0,1	3,6	9,0	3,7	0,6	0,1	1,6	99,6	4,3	1,2	14,4	73,8
2		7251-01	48,70	0,7	16,3	2,0	7,1	0,2	9,5	6,6	2,4	1,5	0,1	5,0	100,0	3,8	0,9	19,3	48,8

Примечание: 1 – базальт; 2 – псаммитовый туф базальтового состава. Подотряд: н.щ. – нормальнощелочные.

Таблица 7.2

Химический состав (мас. %) и петрохимическая характеристика вулканогенных пород лядгейской свиты Бедамельской серии Оченырдского района

Порода	Подотряд	№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ППП	Сумма	Na ₂ O+K ₂ O	al'	f'	Кф
1	н. щ.	7075-6	45,91	1,4	15,7	7,2	3,4	0,2	9,6	9,0	2,9	0,0	0,2	4,7	100,0	2,9	0,8	21,5	52,5
		6817	49,48	2,5	14,5	8,2	5,4	0,2	5,1	6,8	3,8	0,2	0,5	3,5	100,0	4,0	0,8	21,1	72,7
	щ.	6837-06	43,72	1,8	16,8	7,6	5,1	0,2	5,4	6,1	3,6	2,1	0,5	7,1	100,0	5,8	0,9	19,9	70,2
2	н. щ.	7075-4	56,77	1,0	17,1	8,6	0,6	0,1	1,9	7,1	5,1	0,1	0,3	1,4	99,9	5,1	1,6	12,0	83,1
3	у. щ.	7075-3	46,22	1,4	19,6	7,3	4,8	0,2	11,3	2,2	4,7	0,1	0,3	6,2	104,1	4,8	0,8	24,7	51,8
		7075-10	48,74	2,2	17,1	6,1	3,0	0,2	8,9	3,4	5,3	0,0	0,3	4,7	100,0	5,4	0,9	20,2	50,7
		7074	48,72	1,1	17,5	2,4	4,3	0,2	9,1	4,3	4,1	0,1	0,3	6,8	98,8	4,2	1,1	16,9	42,5
		6811	49,27	1,7	17,5	4,8	6,5	0,3	6,6	4,4	3,7	0,5	0,6	4,2	100,0	4,2	1,0	19,5	63,3
		6847-02	49,52	1,3	17,9	4,9	4,7	0,2	5,0	7,2	4,0	2,0	0,1	3,2	100,0	6,0	1,2	15,9	65,9
4		6835	52,21	2,0	16,7	3,6	4,6	0,3	6,2	5,0	4,9	0,2	0,3	4,1	100,0	5,1	1,2	16,3	56,8
		6821	51,94	2,5	14,4	6,5	5,4	0,2	3,4	5,8	5,6	0,5	1,1	2,9	100,0	6,1	0,9	17,7	77,9
		7075-2Б	55,89	0,9	17,6	6,1	2,8	0,1	2,6	3,9	5,2	1,4	0,2	5,5	102,2	6,6	1,5	12,4	77,4
5	низ. щ.	7077-2	61,67	1,2	13,9	9,5	1,2	0,1	1,4	1,1	6,9	0,3	0,5	1,0	98,6	7,3	1,2	13,2	88,6
6	у. щ.	6837-02	47,45	2,0	16,6	5,5	5,7	0,2	6,5	7,7	2,5	1,5	0,2	4,2	100,0	4,0	0,9	19,7	63,3
7		7076	49,05	1,3	17,0	4,2	7,1	0,3	5,9	6,1	4,5	0,4	0,5	3,6	100,0	4,9	1,0	18,6	65,6
8		7324-01	50,16	1,4	18,3	6,3	4,6	0,2	5,1	2,9	5,0	1,7	0,4	4,0	100,0	6,7	1,1	17,4	68,0
9	н. щ.	7388-01	63,54	1,9	17,1	5,9	3,1	0,1	1,5	0,4	1,1	1,5	0,2	3,8	100,0	2,6	1,6	12,4	85,3
10		7075-1	60,48	0,6	15,4	5,9	0,4	0,1	0,9	4,3	5,1	1,6	0,2	4,4	99,4	6,7	2,1	7,8	87,8

Примечание: 1 – базальты; 2 – андезибазальт; 3 – трахибазальты; 4 – трахиандезибазальты; 5 – дациандезит; 6 – актинолит-хлорит-эпидот-пренитовый апобазальтовый кристаллосланец; 7 – апобазальтовый актинолит-кварц-эпидот-хлоритовый сланец; 8 – туф псаммито-псефитовый трахиандезибазальтовый; 9 – туфолава среднего состава; 10 – туф среднего состава. Подотряды: низ. щ. – низкощелочные; н. щ. – нормальнощелочные; у. щ. – умереннощелочные; щ. – щелочные.

Таблица 7.3

Химический состав (мас. %) и петрохимическая характеристика вулканогенных пород очетывисской свиты Бедамельской серии Оченырдынского района

	Порода	Подотряд	№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ППП	Сумма	Na ₂ O+ K ₂ O	al'	f'	Кф	
Верхняя подсвита очетывисской свиты	1	н. щ.	650602	49,82	1,1	18,0	6,4	4,5	0,2	5,8	5,2	2,0	1,5	0,1	5,5	100,0	3,5	1,1	17,7	65,1	
			7040-01	47,14	1,0	19,6	6,9	6,4	0,2	3,9	0,7	0,3	8,7	0,2	4,7	99,6	9,1	1,1	18,1	77,3	
	2			7014-02	47,98	0,7	13,4	2,7	9,5	0,3	10,4	8,1	1,4	0,6	0,0	4,8	99,9	2,0	0,6	23,4	53,9
	3	у. щ.	7064-1	51,45	0,5	20,0	2,7	6,6	0,2	3,8	4,1	1,9	1,5	0,1	7,3	100,0	3,3	1,5	13,6	71,1	
	4		650603	52,25	1,2	17,3	4,2	5,1	0,2	5,2	3,1	4,1	1,9	0,1	5,4	100,0	6,1	1,2	15,7	64,2	
			650604	55,04	1,1	17,4	5,0	3,3	0,1	4,1	4,0	5,1	0,9	0,2	3,7	100,0	6,1	1,4	13,6	66,8	
	5	н. щ.	8531-01	48,05	0,8	17,6	4,3	4,9	0,1	7,8	6,7	3,6	1,1	0,0	5,1	100,0	4,7	1,0	17,8	54,4	
	6		8532-01	47,83	0,4	15,3	5,1	5,2	0,2	6,4	11,0	3,2	0,0	0,1	5,3	100,1	3,3	0,9	17,1	62,0	
	7022-02		49,48	0,4	13,7	3,3	6,8	0,2	9,5	11,0	1,7	0,4	0,1	2,9	99,3	2,1	0,7	19,9	51,4		
7			7320-01	54,61	0,8	15,3	3,9	5,1	0,2	2,8	10,2	3,5	0,1	0,1	3,5	100,0	3,5	1,3	12,6	75,9	
8			7028	60,04	0,8	16,5	1,7	6,3	0,1	3,1	1,7	3,2	1,7	0,1	3,3	98,6	4,9	1,5	11,9	71,7	
Нижняя подсвита очетывисской свиты	9	н. щ.	7026-05	49,42	0,5	13,1	3,7	7,7	0,2	8,3	11,7	1,9	0,5	0,1	2,3	99,4	2,5	0,7	20,2	57,9	
			7008	49,19	0,4	14,8	2,9	6,4	0,2	8,6	11,1	1,8	0,6	0,1	3,5	99,5	2,4	0,8	18,3	52,2	
	10			70-14-01	52,79	0,6	17,5	2,7	6,9	0,2	5,3	6,7	1,4	1,4	0,1	4,4	100,0	2,8	1,2	15,6	64,4
	11	у. щ.	6810	46,96	1,0	19,0	7,5	3,5	0,1	3,0	9,6	4,9	0,1	0,2	6,1	101,9	5,0	1,4	15,0	78,4	
	12	н. щ.	7012	59,01	1,0	17,6	1,4	5,5	0,2	3,1	3,2	4,6	0,4	0,1	3,3	99,4	5,0	1,7	11,0	69,0	
	13		651601	49,23	0,4	11,6	2,5	8,7	0,2	9,6	10,5	1,9	0,2	0,0	5,3	100,0	2,0	0,6	21,2	53,8	
			7008-А	48,03	0,6	16,0	3,0	7,7	0,2	8,0	9,0	1,4	1,0	0,1	4,4	99,5	2,4	0,9	19,4	57,2	
			7025-02	46,14	0,6	15,7	2,6	8,4	0,2	8,7	10,5	1,0	1,1	0,1	4,1	99,1	2,1	0,8	20,3	55,9	
	14		7046	48,29	0,6	15,4	4,3	7,0	0,2	7,3	8,7	1,5	1,9	0,0	4,9	100,0	3,4	0,8	19,1	60,7	
	15		7279-04	49,03	0,4	14,7	3,2	7,4	0,2	9,3	9,1	2,2	0,5	0,0	4,0	100,0	2,8	0,7	20,2	52,9	
16	7026-02	50,20	0,6	16,3	4,6	7,7	0,2	4,9	8,3	0,8	1,0	0,1	3,8	98,5	1,8	0,9	17,8	71,7			
17	7045-01	52,43	0,7	14,1	3,1	5,6	0,2	7,5	9,8	1,6	1,1	0,2	3,7	100,0	2,7	0,9	17,0	53,9			
18	651208	51,06	0,6	12,4	3,8	5,6	0,1	8,5	8,4	2,6	1,7	0,0	5,1	100,0	4,3	0,7	18,5	52,5			

Примечание: верхняя подсвита очетывисской свиты (1–8): 1 – базальты; 2 – долерит; 3 – трахибазальт; 4 – трахиандезибазальты; 5 – туфы базальтового состава; 6 – туф псефито-псаммитовый базальтового состава; 7 – алевропелитовый туф андезибазальтового состава; 8 – метатуфопесчаник; нижняя подсвита очетывисской свиты (9–18): 9 – базальты; 10 – андезибазальт; 11 – трахибазальт; 12 – андезит; 13 – туфы псефито-псаммитовые базальтового состава; 14 – туф алевритовый базальтовый; 15 – туф мелкопсефитовый базальтовый; 16 – туфолава базальтового состава; 17 – туф агломератовый андезибазальтовый; 18 – хлорит-слюдистый сланец по базальту. Подотряды: низ. щ. – низкощелочные; н. щ. – нормальнощелочные; у. щ. – умереннощелочные; щ. – щелочные.

Таблица 7.4

Химические составы (мас. %) пород манитаньрдской серии

Порода	№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ППП	Сумма
1	7085	77,70	0,2	11,7	1,3	0,4	0,0	0,6	0,5	3,9	3,2	0,0	0,8	100,3
2	6813-01	89,52	0,3	3,1	2,7	2,6	0,0	0,1	0,1	0,1	0,0	0,0	1,6	100,0
3	7085-2	83,10	0,3	6,2	1,3	2,3	0,1	1,8	0,9	1,5	0,2	0,4	1,6	99,6
4	6846-03	73,28	0,9	11,7	1,8	2,1	0,1	1,0	2,2	4,4	0,1	0,1	2,4	100,0

Примечание: 1 – песчаник; 2 – кварцитопесчаник; 3 – алевропесчаник; 4 – туфогравелит.

Таблица 7.5

Содержание рассеянных элементов в вулканогенных породах Оченьрдского района, г/т

Серия	Бедамельской серия Оченьрдского района						
	Очетывисская свита			Лядгейская свита			
Порода	1	2		3	4	5	6
№ точки/элемент	6810	7008	7026-5	7075-6	7076	7075-4	7077-2
La	3,52	3,32	2,1	13,3	15,3	40,5	17,1
Ce	9,55	7,1	5,9	29,8	35,8	69,2	36
Pr*	1,39	0,9	0,93	3,77	5,01	6,42	4,9
Nd	7,11	3,91	5,1	16,8	23,2	20,7	22,3
Sm	2,36	1,1	1,88	4,84	7,39	4,34	6,46
Eu	0,29	0,37	0,024	1,62	0,74	0,44	1,76
Gd*	3,3	1,53	2,92	6,03	9,8	5,38	8,35
Tb	0,5	0,24	0,49	0,92	1,47	0,82	1,23
Dy*	2,82	1,47	3	5,25	8,2	4,8	7,11
Ho*	0,61	0,34	0,72	1,18	1,82	1,09	1,59
Er*	1,68	0,91	2,17	3,12	4,99	2,9	4,22
Tm*	0,24	0,14	0,35	0,46	0,69	0,43	0,6
Yb	1,27	0,79	1,92	2,49	3,92	2,22	3,22
Lu	0,2	0,13	0,37	0,4	0,6	0,38	0,51
Na, %	4,22	1,51	2,68	2,39	4,6	4,46	4,54
K, %	0,43	-	0,52	-	-	-	-
Rb	147,8	-	215,6	234	177,3	-	-
Cs	4,08	2,67	5,37	2,74	5,47	5,87	-
Ca, %	3,5	5,11	7,58	6,02	3,95	2,37	0,44
Sr	270	375	660	97	-	27	-
Ba	280	265	280	155	815	85	480
Sc	28,7	37,4	78,5	31,6	53,5	33,1	20
Cr	3,05	279,9	344,6	190,6	86,9	393,1	31,7


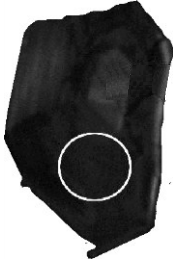

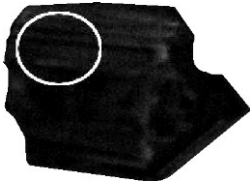


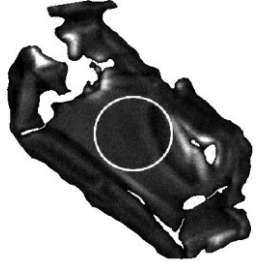
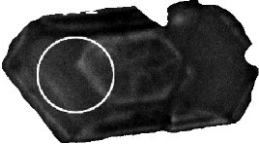
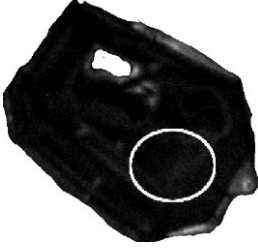
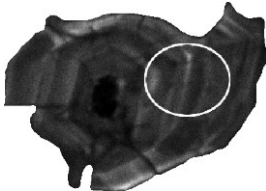
Серия	Бедамельской серия Оченырдыкского района						
Свита	Очетывисская свита			Лядгейская свита			
Порода	1	2		3	4	5	6
№ точки/элемент	6810	7008	7026-5	7075-6	7076	7075-4	7077-2
Fe, %	4,55	5,58	10,5	6,94	9,96	6,19	6,14
Co	31,7	28,6	57,6	28,8	29	16,2	2,63
Ni	-	880	2 920	-	-	-	1010
Zn	-	-	-	43,4	-	134	-
Se	3,67	4,98	21,5	0,2	10,8	5,9	8,37
As	3,86	7,78	16,3	3,68	20,7	14,2	21,3
Sb	1,88	0,77	1,83	0,55	1,74	1,67	0,2
Th	4	0,25	2,26	0,77	6,43	1,4	3,28
U	2,41	1,56	0,78	2,65	3,45	5,54	1,22
Br	1,54	1,83	5,36	0,36	1,91	5,06	2,7
Hf	5,95	1,36	1,44	3,14	7,51	8,87	8,16
Ta	-	1,27	-	-	-	-	1,95
Zr	-	-	-	33	255	-	25
Au	-	-	-	-	-	0,02	0,032
Ag	-	-	-	-	-	-	-

Примечание: Бедамельская серия (1–6), очетывисская свита (1–2): 1 – умереннощелочной трахибазальт; 2 – нормальнощелочные базальты; лядгейская свита (3–6): 3 – нормальнощелочной базальт; 4 – апобазальтовый актинолит-кварц-эпидот-хлоритовый сланец; 5 – нормальнощелочной андезибазальт; 6 – нормальнощелочной даци-андезит. Анализы выполнены методом инструментального нейтронно-активационного анализа в ГЕОХИ РАН (Москва), * – данные, полученные экстраполяцией.

Результаты определения абсолютного возраста
ЗАКЛЮЧЕНИЕ № 1

Таблица 8.1

Расположение участков датирования в зернах цирконов из субвулканического риолита пайпудынского комплекса, расположенного в левом борту среднего течения р. Очегьвис (проба 6803-02)

Номер зерна	680302.1.1	680302.2.1	680302.3.1	680302.4.1	680302.5.1
Фотография зерна					
	20 мкм	20 мкм	20 мкм	100 мкм	100 мкм
Номер зерна	680302.6.1	680302.7.1	680302.8.1	680302.10.1	680302.11.1
Фотография зерна					
	20 мкм	20 мкм	20 мкм	100 мкм	50 мкм

Примечание: белым кружком выделены участки датирования в зернах цирконов, размеры в микрометрах (мкм). Изображения в катодолуминесцентных лучах, номера зерен соответствуют номерам в таблице 8.2.

Результаты U-Pb изотопных локальных анализов цирконов из субвулканического риолита пайпудынского комплекса, расположенного в левом борту среднего течения р. Очетывис (обр. 6803-02)

Номер образца с точками	680302.1.1	680302.2.1	680302.3.1	680302.4.1	680302.5.1	680302.6.1	680302.7.1	680302.8.1	680302.10.1	680302.11.1
$^{206}\text{Pb}_c$, %	2,68	0,33	1,52	0,04	0,81	0,08	0,29	0,86	0,36	0,53
U, г/т	1943	3299	3185	2314	3168	1476	3263	2866	3012	2383
Th, г/т	566	890	1052	643	746	254	651	799	831	728
$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	0,30	0,28	0,34	0,29	0,24	0,18	0,21	0,29	0,28	0,32
$^{206}\text{Pb}^*$, г/т	125	193	181	162	180	104	187	157	176	139
Возраст $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ млн лет	452	422	407	504	410	506	415	395	423	421
± млн лет	13	12	12	15	12	15	12	11	12	12
общее $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	13,38	14,71	15,11	12,29	15,09	12,23	14,98	15,68	14,68	14,75
± %	3,0	3,0	3,0	3,0	3,0	3,1	3,0	3,0	3,0	3,0
общее $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	0,0774	0,0582	0,0679	0,0577	0,0615	0,0576	0,0577	0,0608	0,0576	0,0606
± %	0,88	0,83	0,79	0,93	0,85	1,10	0,82	0,92	0,99	1,30
(1) $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^*$	13,88	14,91	15,5	12,41	15,36	12,36	15,17	15,97	14,88	14,98
± %	3,0	3,0	3,0	3,0	3,0	3,1	3,0	3,0	3,0	3,0
(1) $^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$	0,0557	0,0556	0,0557	0,0574	0,055	0,0569	0,0553	0,0538	0,0547	0,0563
± %	4,4	1,9	2,8	1,1	2,6	1,6	1,9	3,0	1,8	2,3
(1) $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	0,558	0,519	0,5	0,644	0,498	0,641	0,507	0,469	0,512	0,524
± %	5,3	3,5	4,1	3,2	4,0	3,5	3,5	4,2	3,5	3,8
(1) $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	0,0727	0,0677	0,0651	0,0814	0,0657	0,0817	0,0665	0,0632	0,0679	0,0674
± %	3,0	3,0	3,0	3,0	3,0	3,1	3,0	3,0	3,0	3,0
Rho	0,56	0,85	0,73	0,94	0,75	0,89	0,84	0,71	0,86	0,79

Примечание: Pb_c и Pb^* указывают долю обыкновенного и радиогенного свинца соответственно. Обыкновенный Pb исправлен на измеренный ^{204}Pb . Погрешности даны на уровне 1 σ . Ошибка в калибровке стандарта составляет 0,91 %. Rho – корреляция погрешностей.

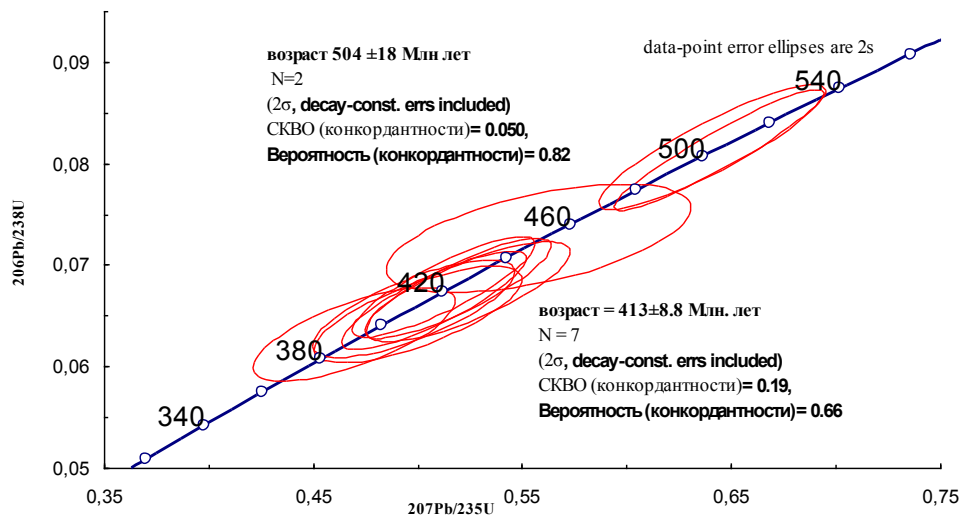


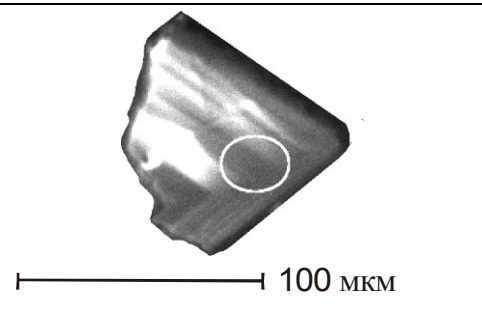
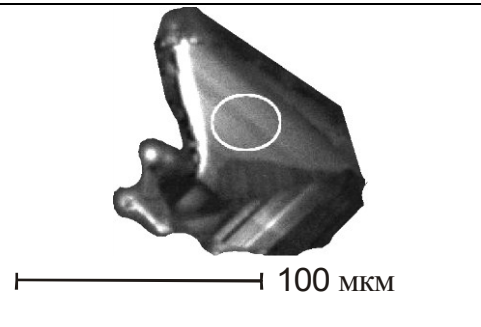
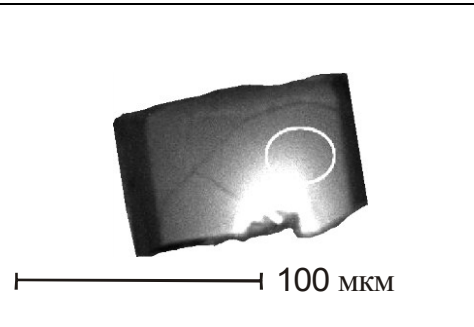
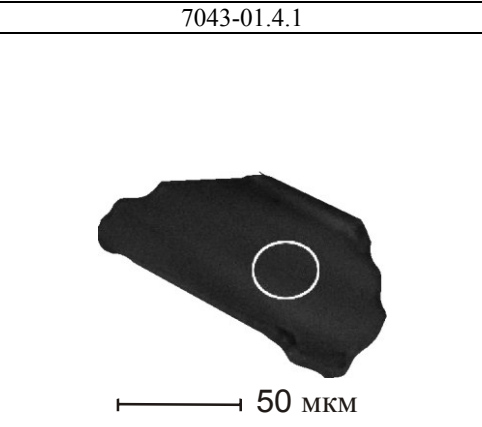
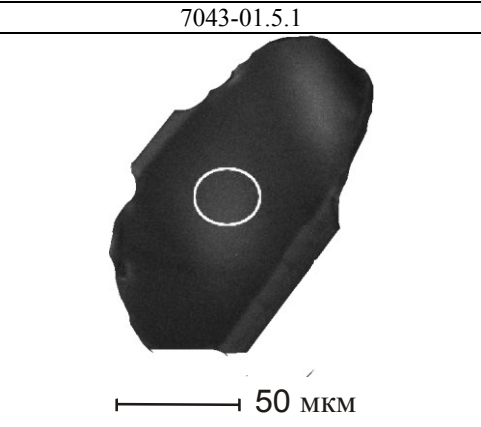
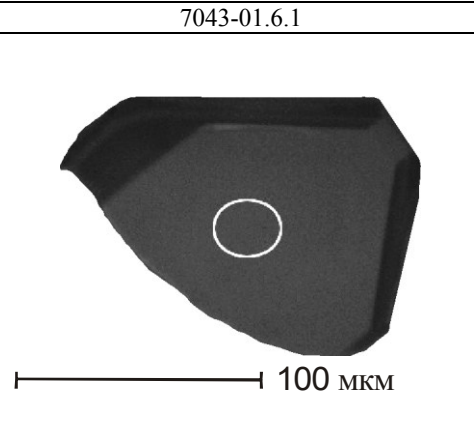
Рис. 8.1. U-Pb диаграмма с конкордией для цирконов из субвулканического риолита пайпудынского комплекса, расположенного в левом борту среднего течения р. Очетывис (обр. 6803-02).

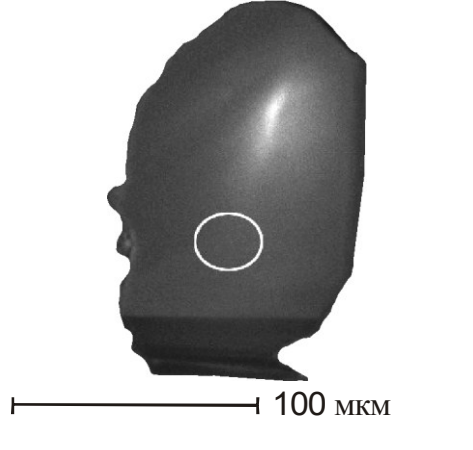
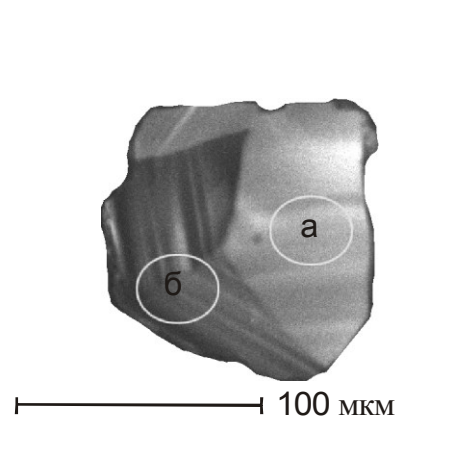
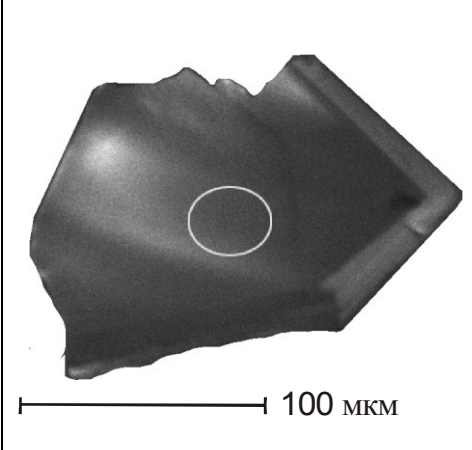
ЗАКЛЮЧЕНИЕ № 2

Исследования проводились центром изотопных исследований ВСЕГЕИ на спектрометре SHRIMP-2.

Таблица 8.3

Расположение участков датирования в зернах цирконов из гранитов пайпудынского комплекса (Очетинская интрузия) (обр. 7043-01)

Номер зерна	7043-01.1.1	7043-01.2.1	7043-01.3.1
Фотография зерна			
Номер зерна	7043-01.4.1	7043-01.5.1	7043-01.6.1
Фотография зерна			

Номер зерна	7043-01.7.1	а) 7043-01.8.1	б) 7043-01.8.2	7043-01.9.1
Фотография зерна				

Примечание: белым кружком выделены участки датирования в зернах цирконов, размеры в микрометрах (мкм). Изображения в катодолуминесцентных лучах, номера зерен соответствуют номерам в таблице 8.4.

Результаты U-Pb изотопных локальных анализов цирконов из гранитов пайпудынского комплекса (Очетинская интрузия) (обр. 7043-01)

Номер образца с точками	7043-01.1.1	7043-01.2.1	7043-01.3.1	7043-01.4.1	7043-01.5.1	7043-01.6.1	7043-01.7.1	7043-01.8.1	7043-01.8.2	7043-01.9.1
$^{206}\text{Pb}_{\text{с}}$, %	0,11	0,19	0,00	0,10	0,01	0,00	0,00	0,06	0,02	0,02
U, г/г	730	605	511	1723	896	832	712	639	1299	1566
Th, г/г	267	202	152	570	308	314	245	221	576	683
$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	0,38	0,34	0,31	0,34	0,36	0,39	0,36	0,36	0,46	0,45
$^{206}\text{Pb}^*$, г/г	49,5	41,8	36,1	117,0	61,1	58,0	49,6	46,4	90,0	110,0
возраст $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ млн лет	488,9	498,3	508,8	490,0	492,3	503,2	502,8	523,1	500,0	504,8
± млн лет	7,8	8,0	8,2	7,6	7,6	7,8	7,9	8,3	7,8	7,6
общее $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	12,68	12,42	12,18	12,65	12,60	12,33	12,33	11,82	12,40	12,27
± %	1,6	1,7	1,7	1,6	1,6	1,6	1,6	1,6	1,6	1,6
общее $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	0,057	0,0585	0,0567	0,057	0,057	0,058	0,057	0,0572	0,06	0,0574
± %	1,6	1,8	1,9	1,1	1,4	1,8	1,7	1,7	1,2	1,1
(1) $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^*$	12,69	12,44	12,18	12,66	12,60	12,32	12,33	11,83	12,40	12,28
± %	1,6	1,7	1,7	1,6	1,6	1,6	1,6	1,6	1,6	1,6
(1) $^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$	0,057	0,057	0,0567	0,056	0,057	0,058	0,057	0,0567	0,06	0,0573
± %	2,3	3	1,9	1,8	1,4	1,9	1,7	1,9	1,2	1,1
(1) $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	0,615	0,631	0,642	0,614	0,624	0,651	0,641	0,661	0,63	0,643
± %	2,8	3,5	2,6	2,4	2,2	2,5	2,3	2,5	2	1,9
(1) $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	0,079	0,0804	0,0821	0,079	0,079	0,081	0,081	0,0845	0,08	0,0815
± %	1,6	1,7	1,7	1,6	1,6	1,6	1,6	1,6	1,6	1,6
Rho	0,59	0,48	0,66	0,67	0,74	0,64	0,70	0,65	0,79	0,82

Примечание: Pbс и Pb* указывают долю обыкновенного и радиогенного свинца соответственно. Обыкновенный Pb исправлен на измеренный ^{204}Pb . Погрешности даны на уровне 1 σ . Ошибка в калибровке стандарта составляет 0,91 %. Rho – корреляция погрешностей.

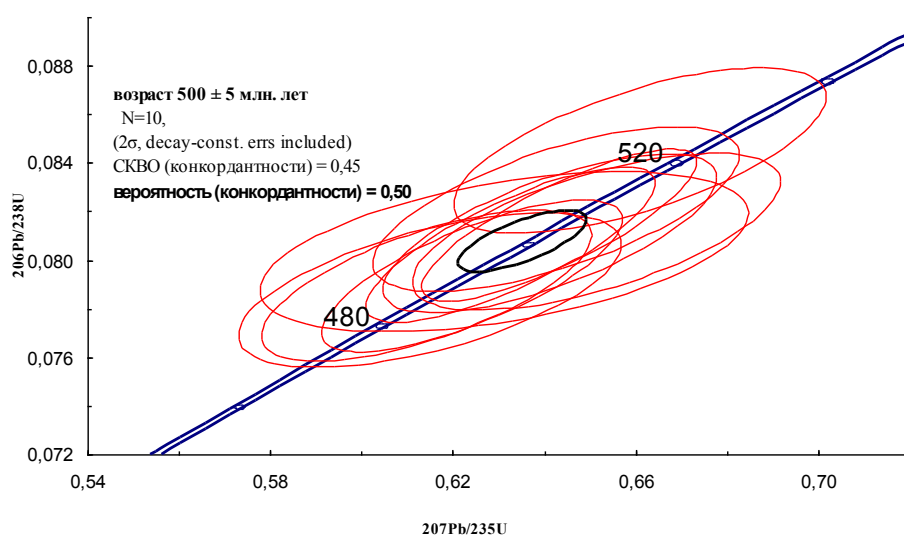


Рис. 8.2. U-Pb диаграмма с конкордией для цирконов из гранитоидов пайпудынского комплекса (Очетинская интрузия) (обр. 7043-01).

Списки опорных разрезов, показанных на геологической карте

№№ на карте	Характеристика объекта	Местонахождение стратотипов, опорных и типовых разрезов	Номер источника по списку литературы, авторский номер объекта
1	Путьюская свита	р. Силоваяха выше устья руч. Варкашор	[182]
2	Устьядгейская толща	р. Лядхэйяха	[208]
3	Нярминская толща	р. Нярма, Мал. Лядхэйяха	[182]
4	Буреданская свита	руч. Буреданью	[183, 208]
5	Ховратывисская толща	р. Силоваяха, руч. Ховратывис, руч. Буреданшор	[185]
6	Устьядгейская толща	р. Силоваяха	[208]
7	Сартыюская свита	р. Силоваяха	[183]
8	Цементнозаводская свита	р. Силоваяха, руч. Сизимтывис	[182]
9	Важхановейская свита	р. Силоваяха	[185], ГДП-200 в 2006 г.
10	Сизимьюнкошорская толща	руч. Утка-Тывис, Лесьтаимшор	[185]
11	Сизимьюнкошорская толща	руч. Сизимьюнкошор	[185]
12	Гурейтывисская толща	р. Кара, руч. Сизимьюнкошор	[208]
13	Гурейтывисская толща	р. Силоваяха и руч. Гурейтывис	[208]
14	Няньворгинская свита	руч. Перехваченный	[94]

Список скважин и профилей скважин, показанных на геологической карте листа R-41-XXXV, XXXVI Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000

Индекс клетки	Номер профиля или скважины на карте	Номер авторский	Номер по списку использованной литературы	Глубина скважины	Мощность эоцен-четвертичных образований	Индекс вскрытых пород	
						авторский	используемый на карте
I-1	I	КС-8	[185]	61,1	53,3	D ₃	D ₃ gr
		КС-7	[185]	160,0	110,6	D ₃	D ₃ gr
		КС-6	[185]	35,0	21,6	C ₁ v-s	C ₁ br ₂
		КС-5	[185]	45,0	20,2	C ₁ v-s	C ₁ br ₂
		КС-4	[185]	60,0	49,0	C ₁ v-s	C ₁₋₂ sr-cz
		КС-9	[185]	40,0	30,0	C ₁ v-s	C ₁₋₂ sr-cz
I-2	II	06	[182]	86,9	71,1	D ₃ -C ₁ sl	D ₃ -C ₁ sl
		05	[182]	70,0	50,4	D ₃ -C ₁ sl	D ₃ -C ₁ sl
		04	[182]	110,0	93,5	D ₃ -C ₁ sl	D ₃ -C ₁ sl
		03	[182]	78,0	59,0	D ₃ -C ₁ sl	D ₃ -C ₁ sl
		02	[182]	75,5	31,3	D ₃ -C ₁ sl	D ₃ -C ₁ sl
		01	[182]	168,2	113,9	D ₃ -C ₁ sl	D ₃ -C ₁ sl
I-2	III	18	[182]	55,4	33,7	D ₃ -C ₁ sl	D ₃ -C ₁ sl
		19	[182]	71,0	55,6	D ₃ -C ₁ sl	D ₃ -C ₁ sl
		20	[182]	59,6	53,5	C ₁ kr	C ₁ kr
		21	[182]	53,1	45,0	C ₁ kr	C ₁ kr
		22	[182]	172,4	1,5 (?)	P ₁ kp	P ₁ pt
		23	[182]	44,4	29,0 (?)	C ₁ kr	C ₁ kr
		17	[182]	120,8	117,9	D ₃ -C ₁ sl	D ₃ -C ₁ sl
		16	[182]	78,2	22,6	D ₃ gr	D ₃ gr
		15	[182]	52,0	17,3	D ₃ -C ₁ sl	D ₃ -C ₁ sl
		11	[182]	50,0	23,5	D ₃ gr	D ₃ gr
		14	[182]	47,0	35,4	D ₃ gr	D ₃ gr
		13	[182]	66,0	55,1	D ₃ gr	D ₃ gr
		12	[182]	118,0	106,4	D ₃ gr	D ₃ gr
		I-2	IV	27	[182]	31,0	15,4
28	[182]			41,0	27,4 (28,4)	C ₁ kr	C ₁ kr
29	[182]			15,0	3,3 (3,5)	C ₁ kr	C ₁ kr
30	[182]			52,0	44,3	D ₃ -C ₁ sl	D ₃ -C ₁ sl
31	[182]			69,0	58,5	D ₃ -C ₁ sl	D ₃ -C ₁ sl
32	[182]			94,0	82,2	D ₃ -C ₁ sl	D ₃ -C ₁ sl
33	[182]			84,0	50,6	D ₃ gr	D ₃ gr
34	[182]			70,0	38,6	D ₃ -C ₁ sl	D ₃ -C ₁ sl
35	[182]			35,0	17,0	D ₃ gr	D ₃ gr
36	[182]			107,0	10,0	D ₃ -C ₁ sl	D ₃ -C ₁ sl
37	[182]			57,0	39,1	D ₃ gr	D ₃ gr
38	[182]			67,0	50,3	D ₃ -C ₁ sl	D ₃ -C ₁ sl
39	[182]			112,0	98,7	D ₃ gr	D ₃ gr
40	[182]			132,0	105,3	D ₃ -C ₁ sl-gr	D ₃ gr
41	[182]			162,0	129,4	D ₃ gr	D ₃ gr
42	[182]	40,0	29,0	D ₃ c	D ₃ vt-C ₁		
43	[182]	42,0	30,0	D ₃ c	D ₃ vt-C ₁		
I-2	V	КС-18	[185]	105,0	86,1	D ₃ fm	D ₃ vt-C ₁
		КС-11	[185]	80,8	73,3	D ₃ fm	D ₃ vt-C ₁
		КС-12	[185]	100,2	90,4	D ₃ fr	D ₃ gr
		КС-13	[185]	56,2	49,7	C ₁ v-s	C ₁ br ₂
		КС-14	[185]	43,8	33,2	C ₁ v ₃ -s	C ₁₋₂ sr-cz
		КС-15	[185]	50,0	40,5	C ₁ v ₃ -s	C ₁₋₂ sr-cz
		КС-17	[185]	42,0	33,0	C ₁ v ₃ -s	C ₁₋₂ sr-cz
		КС-16	[185]	43,0	34,0	P ₁	P ₁ sz+gs
II-2	VI	КС-26	[185]	93,0	77,6	C ₁ v ₃ -s	C ₁₋₂ sr-cz
		КС-25	[185]	30,0	19,0	C ₁ v ₃ -s	C ₁₋₂ sr-cz
		КС-24	[185]	22,0	15,1	C ₁ v ₃ -s	C ₁₋₂ sr-cz

Индекс клетки	Номер про- филя или скважины на карте	Номер автор- ский	Номер по спис- ку использован- ной литературы	Глубина скважины	Мощность эоцен- четвертичных образований	Индекс вскрытых пород	
						авторский	используемый на карте
I-2	VI	KC-22	[185]	24,0	11,4	P ₁	P ₁ sz+gs
		KC-23	[185]	20,0	10,9	C ₁ v ₃ -s	C ₁₋₂ sr-cz
		KC-21	[185]	21,0	15,5	C ₁ v ₁₋₂	C ₁ br ₂
		KC-20	[185]	45,0	38,5	D ₃ fr	D ₃ gr
		KC-19	[185]	112,0	106,0	C ₁ t	D ₃ -C ₁ sl
I-2	VII	KC-30	[185]	60,0	49,7	C ₁ v ₁₋₂	D ₃ -C ₁ sl
		KC-31	[185]	109,5	90,2	D ₃	D ₃ gr
		KC-32	[185]	50,0	37,3	D ₃ fm	D ₃ vt-C ₁
		KC-33	[185]	48,0	36,0	C ₁ v ₁₋₂	C ₁ br ₂
		KC-35	[185]	31,7	22,75	C ₁ v ₃ -s	C ₁₋₂ sr-cz
		KC-34	[185]	16,5	8,7	P ₁	P ₁ sz+gs
I-2	VIII	KC-82	[185]	41,0	32,2	C ₁ v ₃ -s	C ₁₋₂ sr-cz
		KC-83	[185]	115,0	101,6	C ₁ v ₁₋₂	C ₁ br ₂
		KC-84	[185]	60,7	51,2	D ₃ fr	D ₃ gr
		KC-85	[185]	56,0	49,0	D ₃ fm	D ₃ vt-C ₁
		II-2		KC-47	[185]	15,0	5,5
KC-49	[185]			18,0	8,0	C ₁ v ₃ -s	C ₁₋₂ sr-cz
KC-48	[185]			84,0	72,0	C ₁ v ₃ -s	C ₁₋₂ sr-cz
KC-44	[185]			33,0	14,6	C ₁ v ₃ -s	C ₁₋₂ sr-cz
KC-45	[185]			16,0	5,0	C ₁ v ₁₋₂	C ₁ br ₂
KC-46	[185]			30,0	20,5	C ₁ v ₃ -s	C ₁₋₂ sr-cz
KC-28	[185]			101,0	91,0	D ₃ fm	D ₃ -C ₁ sz
KC-27	[185]			48,0	33,6	C ₁ v ₃ -s	C ₁₋₂ sr-cz
I-2	IX			KC-67	[185]	135,0	123,0
		KC-68	[185]	34,0	24,5	D ₃ fr	D ₃ gr
		KC-66	[185]	147,0	130,0	C ₁ v ₁₋₂	D ₃ vt-C ₁
		KC-65	[185]	16,0	2,5	C ₁ v ₁₋₂	C ₁ br ₂
II-2		KC-64	[185]	29,0	22,6	D ₂	D ₁₋₂ ul
II-2	X	KC-36	[185]	22,5	12,1	C ₁ v ₃ -s	C ₁₋₂ sr-cz
		KC-37	[185]	84,0	76,5	C ₁ v ₃ -s	C ₁₋₂ sr-cz
		KC-38	[185]	51,0	47,6	C ₁ v ₁₋₂	C ₁₋₂ sr-cz
		KC-39	[185]	70,0	62,7	C ₁ t	C ₁ vž
		KC-41	[185]	76,0	62,0	C ₁ t	C ₁ vž
		KC-40	[185]	92,0	74,0	C ₁ v ₁₋₂	C ₁ vž
II-2	XI	63	[185]	211	211	C ₁ t	C ₁ br ₁
		62	[185]	166	155	D ₃ fm	D ₃ -C ₁ ht
		61	[185]	35	22	D ₃ fm	D ₃ -C ₁ sz
		60	[185]	100	100	C ₁ t	C ₁ br
		59	[185]	56	51,5	C ₁ v ₁₋₂	C ₁₋₂ sr-cz
		58	[185]	40	28	D ₃ fm	D ₃ -C ₁ sz
II-2	XII	KC-52	[185]	35,0	22,0	C ₁ v ₃ -s	C ₁₋₂ sr-cz
		KC-53	[185]	43,0	31,0	C ₁ v ₃ -s	C ₁₋₂ sr-cz
		KC-54	[185]	120,0	105,2	C ₁ v ₃ -s	C ₁₋₂ sr-cz
		KC-55	[185]	125,0	96,0	C ₁ v ₁₋₂	C ₁ vž
		KC-57	[185]	47,0	35,0	C ₁ v ₃ -s	C ₁₋₂ sr-cz
		KC-56	[185]	64,0	54,0	P ₁	P ₁ sz+gs
II-3	XIII	CK-36	[185]	41	17,8	D ₃ fm	D ₃ -C ₁ ht
		CK-41	[185]	250	7	S-D ₁	S ₂ -D ₁ nr
		CK-40	[185]	250	13,1	S-D ₁	S ₂ -D ₁ nr
II-3	XIV	CK-32	[185]	120	53	D ₃ fr	D ₃ gr
		CK-33	[185]	-	-	D ₂ gv	D ₁₋₂ ul
		CK-34	[185]	250	13,1	D ₂ gv	D ₁₋₂ ul
		CK-35	[185]	-	-	D ₂ e	D ₁₋₂ ul
		CK-30	[185]	123,0	64,3	C ₁ v ₃ -s	C ₁₋₂ sr-cz
		CK-31	[185]	103,0	9,2	D ₃ fr	D ₃ -C ₁ ht
II-4	XV	к-29	[159]	50,0	-	D ₃ fr	D ₂₋₃ gt
		к-31	[159]	85,8	-	D ₃ fr	D ₂₋₃ gt
		к-30	[159]	32,5	19,4	D ₂ gv	D ₁₋₂ ul
		к-27	[159]	36,3	-	D ₂ gv	D ₁₋₂ ul
		к-28	[159]	50,0	-	D ₂ gv	D ₁₋₂ ul

Индекс клетки	Номер профиля или скважины на карте	Номер авторский	Номер по списку использованной литературы	Глубина скважины	Мощность эоцен-четвертичных образований	Индекс вскрытых пород	
						авторский	используемый на карте
II-4	XV	к-32	[159]	57,7	8,7	D ₂ e	D ₁₋₂ ul
		к-8	[159]	158,2		D ₃ fm	D ₃ -C ₁ ht
		к-24	[159]	95,5	-	D ₃ fm	D ₃ -C ₁ ht
II-4	XVI	к-100	[159]	25,0	-	D ₂	D ₁₋₂ ul
		к-101	[159]	24,1	-	D ₂	D ₁₋₂ ul
		к-102	[159]	23,1	-	D ₂	D ₁₋₂ ul
		к-103	[159]	30,0	13,9	D ₂	D ₁₋₂ ul
		к-104	[159]	20,7	-	D ₂	D ₁₋₂ ul
II-4	XVII	к-65	[159]	26,0	-	D ₂ gv	D ₂₋₃ gt
		к-66	[159]	80,0	-	D ₃ fr	D ₂₋₃ gt
		к-67	[159]	209,8	-	D ₃ fr	D ₂₋₃ gt
		к-16	[159]	263,0	-	D ₃ fr	D ₁₋₂ ul
		к-15	[159]	167,0	-	D ₃ fr	D ₁₋₂ ul
II-4	XVIII	к-19	[159]	111,9	-	D ₃ fr	D ₁₋₂ ul
		к-52	[159]	61,5	-	D ₃ fr	D ₂₋₃ gt
		к-53	[159]	85,0	-	D ₃ fr	D ₁₋₂ ul
		к-56	[159]	20,0	-	D ₃ fr	D ₁₋₂ ul
		к-57	[159]	121,5	-	D ₂ gv	D ₁₋₂ ul
		к-54	[159]	50,0	-	D ₂ gv	D ₁₋₂ ul
		к-55	[159]	25,0	-	D ₂ gv	D ₁₋₂ ul
		к-58	[159]	100,0	-	D ₂ e	D ₁₋₂ ul
		к-11	[159]	266,4	-	C ₁	C ₁₋₂ sr-cz
		к-50	[159]	110,2	-	D ₃ fm	D ₃ -C ₁ ht
		к-51	[159]	54,4	-	D ₃ fr	D ₂₋₃ gt
		к-48	[159]	125,0	-	C ₁	C ₁₋₂ sr-cz
		к-49	[159]	119,7	-	C ₁	C ₁₋₂ sr-cz
II-4	XIX	к-18	[159]	254,5	-	D ₃ fr	D ₂₋₃ gt
		к-17	[159]	198,0	-	D ₃ fr	D ₂₋₃ gt
		к-20	[159]	101,5	-	D ₃ fr	D ₁₋₂ ul
		к-75	[159]	26,3	-	D ₃ fr	D ₂₋₃ gt
		к-74	[159]	20,0	-	D ₃ fr	D ₂₋₃ gt
		к-59	[159]	15,0	-	D ₃ fr	D ₂₋₃ gt
		к-61	[159]	20,1	-	D ₃ fr	D ₂₋₃ gt
		к-62	[159]	197,0	-	D ₃ fr	D ₂₋₃ gt
		к-60	[159]	18,0	-	D ₃ fr	D ₂₋₃ gt
II-4	XX	к-41	[159]	70,7	-	D ₃ fm	D ₃ -C ₁ ht
		к-42	[159]	50,7	-	D ₃ fr	D ₃ -C ₁ ht
		к-33	[159]	50,9	-	D ₃ fr	D ₂₋₃ gt
		к-34	[159]	39,0	-	D ₃ fr	D ₂₋₃ gt
		к-35	[159]	38,6	-	D ₃ fr	D ₂₋₃ gt
		к-36	[159]	50,0	-	D ₃ fr	D ₂₋₃ gt
		к-37	[159]	25,0	-	D ₃ fr	D ₁₋₂ ul
		к-39	[159]	70,7	-	D ₃ fr	D ₁₋₂ ul
к-40	[159]	-	-	D ₃ fr	D ₁₋₂ ul		
III-2	XXI	1	[142, 219]	-	-	-	P ₁ in
		2	[142, 219]	302	-	P ₂ in	P ₁ in
		3	[142, 219]	50,9	-	P ₂ in	P ₁ in
		5	[142, 219]	39,0	-	P ₂ in	P ₁ in
		6	[142, 219]	38,6	-	P ₂ in	P ₁ in
		20	[142, 219]	50,0	-	P ₁₋₂ lv ₂	P ₁ lv ₂
III-2	XXII	9	[142, 219]	-	-	-	P ₁ in
		12	[142, 219]	210	21	P ₂ in	P ₁ in
		15	[142, 219]	-	-	-	P ₁ in
		16	[142, 219]	-	-	-	P ₁ in
IV-2	XXIII	1030	[165]	302	50	T ₁₋₂ ls P ₂ sl (220)	T ₁₋₂ ls
		1028	[165]	216	50	P ₂ sl	P ₂₋₃ sl
		1038	[165]	194	40	P ₂ sl	P ₂₋₃ sl
		1015	[165]	50	40	P ₂ sl	P ₂₋₃ sl

Индекс клетки	Номер профиля или скважины на карте	Номер авторский	Номер по списку использованной литературы	Глубина скважины	Мощность эоцен-четвертичных образований	Индекс вскрытых пород	
						авторский	используемый на карте
IV-2	XXIII	1053	[165]	441	30	P_2sl	$P_{2-3}sl$
		1035	[165]	443	20	P_2sl (350)	$P_{2-3}sl$
		1143	[165]	190	90	P_2sd	$P_{1-2}sd$
		1147	[165]	300	50	P_2in	$P_{1-2}sd$
		1147	[165]	300	50	$P_{1-2}lv_2$ (300)	$P_{1-2}in$
IV-2	XXIV	1061	[142, 164]	602	12	P_2sl	$P_{2-3}sl$
		106?	[142, 164]	501	40	P_2sl	$P_{2-3}sl$
IV-2	XXV	1021	[142, 164]	401	40	P_2sl	$P_{2-3}sl$
		1027	[142, 164]	558	50	P_2sl	$P_{2-3}sl$
						P_2sd (413)	
		1033	[142, 164]	50,9	-	-	-
		1018	[142, 164]	39,0	-	-	-
1046	[142, 164]	675	40	P_2sd	$P_{1-2}sd$		
I-1	1	КC-2	[185]	49,0	32,6	C_1v_{1-2}	D_3-C_1sl
I-1	2	КC-1	[185]	55,5	34,0	C_1v_{1-2}	D_3-C_1sl
I-1	3	КC-3	[185]	38,6	26,5	D_3	D_3gr
I-1	4	КC-10	[185]	40,0	29,9	C_1v-s	C_1br_2
II-2	5	КC-42	[185]	43	32	C_1v_3-s	$C_{1-2}sr-cz$
II-2	6	КC-29	[185]	65,0	53,0	C_1v_3-s	$C_{1-2}sr-cz$
II-2	7	КC-43	[185]	34,0	21,0	C_1v_3-s	$C_{1-2}sr-cz$
II-3	8	КC-28	[185]	82	2	D_2e	$D_{1-2}ul$
II-3	9	КC-47	[185]	34	7	D_3fr	$D_{2-3}gt$
II-3	10	КC-29	[185]	65	13,5	D_2gv	$D_{1-2}ul$
II-3	11	КC-63	[185]	142	13,4	D_2	$D_{1-2}ul$
II-3	12	КC-59	[185]	20,2	3,3	D_3fr	$D_{1-2}ul$
II-3	13	КC-58	[185]	150	3,7	D_3fr	$D_{2-3}gt$
II-3	14	КC-57	[185]	250	6,2	D_2gv	$D_{1-2}ul$
II-4	15	к-11	[159]	169,0	-	D_3fr	$D_{1-2}ul$
II-4	16	к-5	[159]	383,4	-	D_3fr	$D_{2-3}gt$
II-4	17	к-7	[159]	234,1	-	D_3fm	D_3-C_1ht
II-4	18	к-9	[159]	395,5	-	D_3fm	D_3-C_1ht
II-4	19	к-10	[159]	306,2	-	D_3fr	$D_{2-3}gt$
II-4	20	к-25	[159]	42,4	-	C_1	C_1br
II-4	21	к-63	[159]	282,5	-	D_3fr	$D_{2-3}gt$
II-4	22	к-73	[159]	41,0	-	D_2gv	$D_{2-3}gt$
II-4	23	к-69	[159]	20,8	-	D_2gv	$D_{2-3}gt$
II-4	24	к-44	[159]	119,0	-	C_1	C_1br
II-4	25	к-43	[159]	151,6	-	C_1	$C_{1-2}sr-cz$
II-4	26	к-45	[159]	26,8	-	D_2e	$D_{2-3}gt$
II-4	27	к-47	[159]	72,8	-	D_2gv	$D_{1-2}ul$
II-4	28	к-108	[159]	31,2	-	D_2	$D_{1-2}ul$
II-4	29	к-109	[159]	60,0	-	D_2	$D_{2-3}gt$
II-4	30	к-110	[159]	10,8	-	D_2	S_2-D_1nr
II-4	31	к-105	[159]	97,3	-	D_3fr	$D_{2-3}gt$
II-4	32	к-106	[159]	31,4	-	D_2	$D_{2-3}gt$
II-4	33	к-111	[159]	17,3	-	D_2	S_2-D_1nr
II-4	34	к-107	[159]	16,8	-	D_3fr	D_3-C_1ht
III-3	35	КC-69	[185]	75,3	24,7	D_2	$D_{1-2}ul$
III-4	36	к-112	[159]	58,3	-	C_1	$C_{1-3}vr$

Список опорных обнажений показанных на карте эоцен–четвертичных образований листов R-41-XXXV, XXXVI Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000

№ п/п	№ на карте	Индекс клетки	Характеристика объекта	№ по списку литературы	Авторский номер объекта
1	1	I-2	Опорный разрез колвинской свиты	[158]	разрез 8052
2	2	I-1	Опорный разрез ярвожского аллювия	[158]	разрез 8070
3	3	I-1	Опорный разрез колвинской свиты	[185]	канавы к-209, к-206
4	4	I-2	Опорный разрез колвинской свиты	[158]	разрез 8535
5	5	I-2	Опорный разрез ярвожского аллювия	[158]	разрез 8044
6	6	III-4	Опорный разрез малолядгейского аллювия	[158]	расчистки 8536, 8537
7	7	IV-4	Опорный разрез санавожского аллювия	[158]	расчистки 6906, 6909
8	8	IV-4	Опорный разрез санавожского аллювия	[158]	расчистки 6901, 6903-6905, 6907, 6908
9	9	IV-2	Опорный разрез верхней части пембойской толщи	[158]	расчистка 8116
10	10	IV-2	Опорный разрез верхней части пембойской толщи и ханмейской морены	[158]	расчистка 8114
11	11	IV-2	Опорный разрез ханмейской морены	[158]	расчистка 8111
12	12	IV-2	Опорный разрез ханмейского гляциолимния	[158]	т.н. 8113
13	13	IV-1	Опорный разрез роговской свиты	[158]	разрезы 8118, 8118-1
14	14	IV-2	Опорный разрез ханмейской морены	[158]	разрез 8112
15	15	IV-4	Опорный разрез элювиальных образований	[158]	т.н. 6331-6334
16	16	IV-1	Опорный разрез падимейской свиты	[158]	расчистки 8117, 8117-1
17	17	IV-1	Опорный разрез верхов колвинской свиты	[158]	расчистки 8119, 8119-1
18	18	IV-4	Опорный разрез верхней части лимбятаяхской толщи	[158]	расчистки 8726, 8727
19	19	IV-1	Опорный разрез колвинской свиты	[158]	расчистки 8122, 8122-1
20	20	IV-1	Опорный разрез нижней части пембойской толщи и ярвожского аллювия	[158]	разрез 8120-1
21	21	IV-1	Опорный разрез средней части пембойской толщи	[158]	расчистка 8120
22	22	IV-4	Опорный разрез лимбятаяхской толщи	[158]	разрез 8535
23	23	IV-4	Опорный разрез лимбятаяхской и усть-лимбятаяхской толщ	[158]	разрез 8533
24	24	IV-4	Опорный разрез лимбятаяхской толщи	[158]	разрез 8534
25	25	IV-1	Опорный разрез нижней части пембойской толщи	[158]	расчистка 8121
26	26	IV-3	Опорный разрез пембойской толщи	[158]	расчистка 8103

Список опорных скважин, показанных на карте эоцен–четвертичных образований листов R-41-XXXV, XXXVI

Индекс клетки	Номер скважины на карте	Номер авторский	Номер по списку литературы	Мощность эоцен–четвертичных образований	Характеристика объекта
I-1	7	КС-7	[185]	110,6	Опорный разрез гаревских слоев колвинской серии
	8	КС-6	[185]	21,6	Разрез лыжской свиты
	11	КС-4	[185]	49	Разрез лыжской свиты и колвинской серии
	12	КС-10	[185]	30	Разрез лыжской свиты и колвинской серии
I-2	1	С-6	[182]	71,1	Опорный разрез лыжской свиты и колвинской серии
	2	С-4	[182]	93,5	Разрез лыжской свиты
	3	С-30	[182]	44,3	Разрез лыжской свиты и колвинской серии
	4	С-17	[182]	117,9	Разрез лыжской свиты, колвинской и падимейской серий
	5	С-32	[182]	82,2	Разрез гаревских слоев колвинской серии
	6	С-12	[182]	106,4	Опорный разрез колвинской и роговской серий
	9	С-40	[182]	105,3	Разрез лыжской свиты
	10	С-41	[182]	129,4	Разрез лыжской свиты
	13	КС-15	[185]	41	Разрез лыжской свиты, колвинской и падимейской серий
II-2	14	КС-23	[185]	11	Разрез лыжской свиты и колвинской серии
	15	КС-48	[185]	72	Разрез лыжской свиты и колвинской серии
	16	КС-64	[185]	45	Разрез лыжской свиты и колвинской серии
	17	КС-40	[185]	74	Разрез лыжской свиты, колвинской серии
	18	63	[185]	211	Разрез лыжской свиты и колвинской серии
	19	62	[185]	155	Разрез лыжской свиты и колвинской серии
	20	КС-60	[185]	100	Разрез буреданшорского аллювия, лыжской свиты и колвинской серии
	21	КС-59	[185]	52	Разрез лыжской свиты и колвинской серии
	22	КС-58	[185]	28	Разрез лыжской свиты, колвинской и падимейской серий
IV-3	23	КС-55	[185]	96	Разрез лыжской свиты и колвинской серии
	24	Г-1	[209]	88	Разрез Верхнекарской депрессии
	25	Г-2	[209]	102	Разрез Верхнекарской депрессии

Химический состав и петрохимическая характеристика магматических комплексов Оченырдынского района

Таблица 13.1

Химический состав (мас. %) и важнейшие петрохимические характеристики кызыгейского комплекса

Порода	Подотряд	№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ППП	Сумма	Na ₂ O+K ₂ O	al'	f	Кф	
1	низ. щ.	7544-01	53,6	0,373	13,1	14,6		0,291	7,25	5,4	1,03	0,302	0,05	3,5	99,5	1,33	0,60	22,22	66,82	
		7572-02	51,1	0,375	14,6	12,5		0,185	9,15	5,61	1,57	0,358	0,05	4,02	99,5	1,93	0,67	22,03	57,74	
	н. щ.	7003	52,14	0,60	20,35	2,82	6,50	0,20	3,66	4,09	3,45	0,99	0,06	5,14	100,0	4,44	1,57	13,58	71,80	
		7014-04	52,85	0,47	17,80	2,48	5,99	0,15	4,37	7,25	3,45	1,42	0,07	3,71	100,0	4,87	1,39	13,31	65,97	
		7032	52,79	0,70	18,23	3,21	6,67	0,25	3,48	5,98	3,09	0,76	0,08	4,76	100,0	3,85	1,36	14,06	73,95	
		7555-01	53,6	0,429	19,1	9,65		0,144	4,65	3,48	5,6	0,465	0,05	2,44	99,7	6,07	1,34	14,73	67,48	
		7569-01	52,2	0,53	19,4	9,45		0,0966	3,75	5,54	4,54	0,955	0,05	3,13	99,6	5,50	1,47	13,73	71,59	
		7278-01	52,90	0,5	17,3	12,2	0,0	0,2	4,2	5,2	2,7	1,0	0,1	3,1	99,4	3,7	1,1	16,9	74,5	
		7016A	52,22	0,38	16,48	2,28	6,98	0,22	6,51	7,63	2,59	0,64	0,09	3,98	100,0	3,23	1,05	16,15	58,72	
		2	7065	54,23	0,54	18,44	4,40	5,18	0,19	3,53	5,97	2,65	1,17	0,06	3,65	100,0	3,82	1,41	13,65	73,07
			7029	55,360	0,520	17,780	2,240	6,100	0,180	3,060	4,730	3,140	1,260	0,110	4,020	98,5	4,40	1,56	11,92	73,16
			7019	54,61	0,44	18,11	3,69	5,87	0,21	3,99	7,06	2,37	0,09	0,1	3,56	100,1	2,46	1,34	13,99	70,55
7571-01	55,6		0,488	15,2	12,2		0,111	4,29	3,03	4,21	0,149	0,05	4,32	99,6	4,36	0,92	16,98	73,98		
7016	53,62		0,42	15,32	3,50	5,90	0,22	5,03	7,20	3,88	0,35	0,10	4,46	100,0	4,23	1,06	14,85	65,14		
7275-01	55,80		0,35	16,00	9,72		0,22	4,67	6,87	2,37	0,65	0,08	2,85	99,6	3,02	1,11	14,74	67,55		
3		7004	68,29	0,35	15,00	1,14	2,00	0,06	1,02	2,45	5,82	0,89	0,12	2,86	100,0	6,71	3,61	4,51	75,48	

Примечание: 1 – габбродиориты; 2 – диориты; 3 – плагиогранит. Подотряды: низ. щ. – низкощелочные; н. щ. – нормальнощелочные.

Таблица 13.2

Химический состав (мас. %) и важнейшие петрохимические характеристики отчетывисского комплекса

Порода	Подотряд	№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ППП	Сумма	Na ₂ O+K ₂ O	al'	f	Кф
1	н. щ.	7007	48,46	0,56	18,78	4,26	6,43	0,18	6,60	6,68	2,80	0,53	0,10	4,71	100,1	3,33	1,09	17,85	61,83
		6524-01	51,89	0,63	14,41	4,75	5,01	0,15	7,71	7,06	1,81	1,95	0,03	4,60	100,0	3,76	0,82	18,10	55,87
		7030	52,07	0,6	18,7	5,2	7,3	0,3	4,3	1,2	3,5	1,9	0,0	4,9	100,0	5,4	1,1	17,5	74,4
		7257-01	48,40	0,3	14,6	10,4	0,0	0,2	8,5	11,9	1,2	0,9	0,1	3,1	99,5	2,1	0,8	19,2	55,1
2		6514-02	57,95	0,4	17,9	3,4	4,5	0,2	2,5	3,9	2,5	1,8	0,1	4,9	100,0	4,3	1,7	10,8	75,8

Примечание: 1 – базальты; 2 – андезиты. Подотряд: н. щ. – нормальнощелочные.

Химический состав (мас. %) и важнейшие петрохимические характеристики лядгейского комплекса

Порода	Подотряд	№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ППП	Сумма	Na ₂ O+K ₂ O	al'	f'	Кф
1	низ. щ.	7021	76,92	0,05	12,63	0,21	0,76	0,02	0,50	1,19	4,91	0,79	0,03	1,57	99,6	5,70	8,57	1,53	66,08
	н. щ.	7080-5	74,31	0,23	14,30	1,66	0,88	0,01	0,25	0,38	5,34	1,97	0,03	0,88	100,2	7,31	5,13	3,02	91,04
		7050	76,15	0,10	13,83	0,78	0,98	0,03	0,25	0,65	5,05	1,36	0,08	1,00	100,3	6,41	6,88	2,11	87,56
		568a	75,76	0,39	11,32	2,40	1,15	0,01	0,17	0,56	5,10	2,17	0,04	0,21	99,6	7,27	3,04	4,11	95,43
2		6822-01	71,93	0,23	15,71	1,98	0,61	0,01	0,25	0,45	5,30	2,27	0,04	1,47	100,3	7,57	5,53	3,07	91,20
		7083-1	72,68	0,33	14,50	2,65	0,35	0,02	0,25	0,29	4,26	3,83	0,09	1,01	100,3	8,09	4,46	3,58	92,31
		7015	72,60	0,06	16,91	0,51	0,81	0,01	0,25	0,26	3,88	3,11	0,06	1,78	100,2	6,99	10,77	1,63	84,08
		559	71,91	0,42	13,09	1,77	1,88	0,02	0,35	0,80	4,21	3,77	0,05	0,85	99,5	7,98	3,27	4,42	91,25
3		7051	47,21	1,89	17,51	2,65	11,06	0,25	6,24	4,42	1,79	0,41	0,94	5,64	100,0	2,20	0,88	21,84	68,72
		7026-01	49,29	3,14	13,03	4,95	7,44	0,20	5,16	9,63	1,18	0,06	0,56	3,55	98,2	1,24	0,74	20,69	70,59
		7020	49,75	2,45	14,05	2,29	10,40	0,22	6,47	4,53	2,11	0,05	0,38	5,89	98,5	2,16	0,73	21,61	66,23
4		7279-03	46,80	3,60	13,70	16,10	-	0,25	4,80	8,90	2,46	0,11	0,56	2,38	99,7	2,57	-	-	-
		7049	51,33	1,36	14,83	3,20	6,34	0,21	6,62	7,95	4,05	0,22	0,26	3,62	100,0	4,27	0,92	17,52	59,03
5		6804-05	56,82	1,51	16,87	2,88	5,31	0,16	3,42	3,29	5,09	0,39	0,39	2,81	98,9	5,48	1,45	13,12	70,54
6	у. м.	6814-01	49,59	1,24	15,76	6,07	3,36	0,19	9,20	5,61	3,57	1,06	0,28	4,08	100,0	4,63	0,85	19,87	50,62
		6822-02	49,98	2,77	15,48	7,01	6,09	0,25	3,96	4,27	3,83	2,39	0,93	3,05	100,0	6,22	0,91	19,83	76,79
7	низ. щ.	7274-01	77,80	0,06	14,10	0,75	-	0,01	0,05	0,10	2,34	2,94	0,05	1,55	99,7	5,28	-	-	-
8	н. щ.	7083-3	51,33	2,01	15,94	7,26	4,68	0,19	4,74	5,08	4,43	0,02	0,23	4,09	100,0	4,45	0,96	18,69	71,58

Примечание: 1 – риолиты; 2 – риодациты; 3 – базальты; 4 – долериты; 5 – андезибазальт; 6 – трахибазальты; 7 – кварц-серицит-альбитовый ортосланец по афировому риолиту; 8 – апобазальтовый актинолит-кварц-хлорит-эпидотовый сланец. Подотряды: низ. щ. – низкощелочные; н. щ. – нормальнощелочные; у. щ. – умереннощелочные; щ. – щелочные.

Химический состав (мас. %) и важнейшие петрохимические характеристики пайпудынского комплекса

Порода	Подотряд	№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ППП	Сумма	Na ₂ O+K ₂ O	al'	f'	Кф
1	низ. щ.	7038-01	70,75	0,38	12,16	1,58	3,32	0,10	2,96	0,73	4,05	1,45	0,24	2,29	100,01	5,50	1,55	8,24	62,34
	н. щ.	7039-01	71,85	0,27	14,51	1,14	0,98	0,02	1,51	0,85	4,52	3,53	0,05	0,77	100,00	8,05	4,00	3,90	58,40
		7042-01	70,48	0,31	13,56	1,45	1,84	0,06	1,99	1,08	5,08	3,26	0,08	0,80	99,99	8,34	2,57	5,59	62,31
2	н. щ.	7041-03	75,80	0,29	11,81	1,56	0,45	0,02	0,25	0,80	2,52	5,91	0,01	0,83	100,00	8,43	5,23	2,55	88,94
3		7041-02	66,95	0,54	14,12	1,86	2,27	0,07	1,14	2,22	4,52	3,51	0,21	2,60	100,01	8,03	2,68	5,81	78,37
4	н. щ.	1	68,34	0,55	12,96	3,85	2,40	0,04	0,47	1,50	5,21	3,25	0,10	-	98,67	8,46	1,93	7,27	93,01
		2	70,36	0,60	13,56	3,15	2,24	0,14	0,53	0,67	5,64	2,93	0,04	-	99,86	8,57	2,29	6,52	91,05
	у. щ.	3	70,89	0,49	12,95	4,48	0,87	0,10	0,79	1,82	4,87	2,27	0,03	0,62	100,18	7,14	2,11	6,63	87,13
		4	73,74	0,30	10,93	3,11	1,58	0,04	0,63	1,02	3,97	4,22	0,12	-	99,66	8,19	2,05	5,62	88,16
		5	63,89	0,75	15,25	5,02	3,09	0,13	1,44	1,39	5,62	2,40	0,16	0,78	99,92	8,02	1,60	10,30	84,92
5	у. щ.	6800-13	65,62	0,60	15,89	2,06	2,16	0,10	1,66	0,79	5,87	3,16	0,17	1,77	99,85	9,03	2,70	6,48	71,79
		6802-04	67,12	0,54	15,17	2,50	0,65	0,08	0,97	1,35	6,23	2,49	0,09	2,81	100,00	8,72	3,68	4,66	76,46
		7093-1	67,87	0,46	15,57	2,19	1,51	0,06	0,57	0,80	3,02	5,49	0,09	2,22	99,85	8,51	3,65	4,73	86,65
		6800-03	67,92	0,42	14,04	4,52	1,43	0,03	0,16	0,40	3,47	5,47	0,10	2,14	100,00	8,94	2,30	6,53	97,38
6	у. щ.	6800-09	70,05	0,32	12,79	2,34	1,44	0,08	1,40	0,35	1,66	7,16	0,04	2,34	99,97	8,82	2,47	5,50	72,97
		7091-5	71,32	0,39	13,60	2,00	1,41	0,03	1,34	0,53	5,35	2,91	0,08	1,04	100,00	8,26	2,86	5,14	71,79
		6802-07	71,94	0,29	14,33	1,87	0,86	0,01	0,25	0,39	5,63	3,31	0,04	1,33	100,25	8,94	4,81	3,27	91,61
		7095-5	72,55	0,29	13,83	2,05	1,00	0,03	0,25	0,46	5,04	3,23	0,06	1,48	100,27	8,27	4,19	3,59	92,42
		7325-01	72,80	0,32	13,10	2,60	0,00	0,03	0,62	0,35	0,81	7,38	0,05	1,45	99,51	8,19	4,07	3,54	80,70
7	у. щ.	6800-06	72,98	0,29	14,54	0,79	0,54	0,01	0,10	0,38	6,89	2,53	0,08	0,97	100,00	9,42	10,17	1,72	93,01
		7090-3	73,45	0,36	13,12	1,78	0,90	0,02	0,11	0,48	4,43	4,15	0,08	1,12	100,00	8,58	4,70	3,15	96,06
		6803-02	73,94	0,31	13,96	1,26	0,31	н.о.	0,50	0,57	3,75	5,53	0,05	0,96	101,14	9,28	6,74	2,38	75,85
		7086	74,77	0,48	12,36	0,77	0,75	0,01	0,25	0,13	0,47	9,00	0,02	1,23	100,24	9,47	6,98	2,25	85,88
8	н. щ.	6802-08	76,54	0,27	12,33	0,08	0,54	0,02	0,25	0,20	2,10	7,07	0,10	0,84	100,34	9,17	14,17	1,14	71,26
		6802-06	73,88	0,30	12,75	1,89	0,43	0,01	0,25	0,25	3,73	4,25	0,08	2,43	100,25	7,98	4,96	2,87	90,27
9	у. щ.	22/2	77,46	0,14	10,78	1,86	0,55	сл	0,08	0,40	2,03	6,13	0,04	0,28	99,75	8,16	4,33	2,63	96,8
		23/2	75,90	0,25	10,49	2,86	0,89	0,01	0,41	0,51	2,02	6,07	0,05	0,22	99,68	8,09	2,52	4,41	90,1
		24/1	73,96	0,24	12,41	2,50	0,86	сл	0,08	0,69	3,37	5,05	0,03	0,60	99,79	8,42	3,61	3,68	97,7
		487/1	75,70	0,24	11,20	3,06	0,60	0,02	0,22	0,19	2,97	5,30	0,05	0,35	99,90	8,27	2,89	4,12	94,3
10	н. щ.	476/6	76,30	0,22	11,60	2,06	0,60	0,02	0,44	0,20	3,20	4,64	0,05	0,50	99,90	7,84	3,74	3,32	85,8
		23/3	73,92	0,33	11,52	3,11	1,08	0,03	0,54	0,78	2,42	4,99	0,05	1,37	100,14	7,41	2,43	5,06	88,6
11	щ	410/2	73,40	0,23	11,50	1,90	0,87	0,03	0,36	0,19	0,48	9,76	0,05	0,92	99,80	10,24	3,67	3,36	88,5

Примечание: Пайпудынский комплекс: 1 – низкощелочные граниты; 2 – лейкоплагиогранит; 3 – гранодиорит; 4 – гранодиориты микропегматиты (данные В. Н. Охотникова) [191]; 5 – трахидациты; 6 – трахириодациты; 7 – трахириолиты; 8 – риолит; 9 – трахириолиты с Бол. Пайпудынского хребта [75]; 10 – риолиты с Бол. Пайпудынского хребта [75]; 11 – фонолит с Бол. Пайпудынского хребта [75]. Подотряды: низ. щ. – низкощелочные; н. щ. – нормальнощелочные; у. щ. – умереннощелочные; щ. – щелочные.

Содержание рассеянных элементов в магматических комплексах Оченырдынского района, г/т

Комплекс	Лядгейский комплекс		Пайпудынский комплекс				Кызыгейский комплекс	
	1		2	3	4	5	6	7
Порода	1		2	3	4	5	6	7
№ точки/элемент	7020	7051	7041-3	7042-1	6803-2	7093-1	7065	7004
La	1,16	19,9	43,8	49,5	35,2	16,2	3,38	3,96
Ce	3,21	43,4	90,8	100	59,7	35	8	10,2
Pr*	0,53	5,85	10,3	11,7	5,38	4,3	1,08	1,5
Nd	2,97	25,6	42,3	47,5	17,7	19,2	4,92	7,78
Sm	1,06	7,79	11,2	12,4	3,61	5,19	1,42	2,61
Eu	0,3	0,49	1,41	3,15	0,26	0,28	0,19	0,28
Gd*	1,34	7,5	14,6	16,2	4,08	8,1	1,9	4,06
Tb	0,19	0,96	2,24	2,48	0,58	1,34	0,28	0,63
Dy*	1,09	4,6	13,2	14,8	3	8,35	1,6	3,9
Ho*	0,22	0,85	2,99	3,42	0,61	2	0,35	0,87
Er*	0,6	1,98	8,13	9,05	1,53	6	0,91	2,5
Tm*	0,085	0,24	1,26	1,41	0,21	0,93	0,13	0,4
Yb	0,44	1,1	6,93	7,51	1,07	5,48	0,69	2,02
Lu	0,069	0,15	1,14	1,25	0,16	0,98	0,11	0,38
Na, %	1,3	1,31	1,65	3,65	3,11	2,22	1,79	4,83
K, %	-	-	0,79	-	-	0,25	-	-
Rb	99,7	-	-	28,9	267,7	761,5	-	-
Cs	-	2,5	1,03	1,74	1,22	8,35	0,86	0,76
Ca, %	4,5	3,37	0,54	0,73	0,12	0,24	3,11	0,38
Sr	570	650	98	100	21	110	155	140
Ba	250	91	600	825	845	1 015	140	425
Sc	43	40,1	2,08	5,3	2,78	9,82	32,5	13,2
Cr	220,8	56,4	39,7	58,8	67,2	57,7	43,7	69,7
Fe, %	6,14	8,52	1,11	2,57	0,88	2,48	4,66	1,82
Co	32,6	30,1	2,34	1,93	0,3	0,41	6	3,27
Ni	1 420	210	390	-	-	500	500	-
Zn	-	59,6	56	-	-	113,2	28,6	-
Se	2,23	4,79	6,22	1,14	2,99	2,31	5,18	0,46
As	12	26,2	1,15	4,55	6,77	9,7	3,7	3,08
Sb	0,28	1,34	0,97	1,7	1,96	0,53	1,64	0,25
Th	1,95	2,48	9,5	10,7	13,4	18,9	2,42	6,58
U	2,76	4,32	6,98	1,91	3,3	2,28	2,43	1,28
Br	2,7	2,75	2,25	1,18	0,37	0,34	0,67	3,8
Hf	0,77	10,4	27,3	36,4	10	35,1	0,7	5,93
Ta	0,52	0,49	4,48	2,66	2,73	-	-	-
Zr	-	180	48	185	27	-	-	22
Au	0,028	0,038	-	-	0,03	-	-	-
Ag	-	-	-	-	6,9	-	-	-

Примечание: лядгейский комплекс (1): 1 – нормальнощелочные базальты; пайпудынский комплекс (2–5): 2 – нормальнощелочной лейкоплагриогранит; 3 – нормальнощелочной гранит; 4 – умереннощелочной трахириолит; 5 – умереннощелочной трахидацит; кызыгейский комплекс (6–7): 6 – нормальнощелочной диорит; 7 – нормальнощелочной плагриогранит. Анализы выполнены методом инструментального нейтронно-активационного анализа в ГЕОХИ РАН (Москва), * – данные, полученные экстраполяцией.

Таблица 13.6

Химический состав (мас. %), важнейшие петрохимические характеристики и нормативный минеральный состав для лампрофиров косвожского комплекса (данные М. А. Шишкина [209])

Интервал глубин	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ общ	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ппп	MgO/SiO ₂	MgO/FeO*	A	S	Cpx	Opх	Ol	Phl	Ti-Mt	Ap
1	6,42	5,39	17,5	0,19	17,8	11,9	0,15	0,54	0,98	6	0,54	1,13	19	-9	47	11,3	20	5,8	13,2	3
2	5,52	5,48	15,6	0,16	17,8	11,7	0,12	0,44	0,9	5,8	0,49	1,27	19	-3	47	24,5	11	4,8	10,9	2
3	4,99	5,17	15,3	0,16	18,6	13,1	0,25	0,51	0,58	4,3	0,5	1,35	20	-2	54	10,6	19	4,7	10	2
4	5,24	5	15,4	0,15	18,5	13	0,23	0,33	0,54	4,5	0,5	1,33	19	-3	54	12,4	18	3,8	10,2	2

Примечание: интервалы глубин (скв. 1): 1 – 95,8–98,8 м; 2 – 102,9–103,4 м; 3 – 106,36–106,55; 4 – 106,75–107,0 м. Коэффициенты: A=Al₂O₃+CaO+Na₂O+K₂O и S=SiO₂-(Fe₂O₃+FeO+MgO+MnO+TiO₂) рассчитаны для анализов, пересчитанных на сухой остаток и приведенных к 100 %. Нормативный состав рассчитан с учетом данных микрозондового анализа.

Таблица 13.7

Содержание элементов примесей (г/т) для лампрофиров косвожского комплекса (данные М. А. Шишкина [209])

Интервал глубин	La	Ce	Pr*	Nd	Sm	Eu	Gd*	Tb	Dy*	Ho*	Er*	Tm*	Yb	Lu	Rb	Cs	Sr	Ba	V	Cr	Co	Ni	Sb	Hf	Ta
1	107	232	29	114	21	6	17	2,1	8,3	1,2	2,5	0,3	1,5	0,2	9,9	0,9	424	370	290	410	96	456	0,2	4,8	9,9
2	111	233	29	111	20	5,7	14	1,9	8	1,2	2,3	0,2	1,3	0,2	9,7	1,9	341	300	270	370	91	398	<1	5,3	10
3	76	163	21	78	14	4	11	1,4	5,3	0,8	1,7	0,2	1	0,1	15	0,7	495	350	260	350	104	526	0,7	4,8	7,3
4	71	152	19	71	13	3,7	11	1,2	5,2	0,8	1,6	0,2	0,9	0,1	4,8	0,7	417	300	280	350	104	522	0,5	4,2	6,6

Примечание: интервалы глубин (скв. 1): 1 – 95,8–98,8 м; 2 – 102,9–103,4 м; 3 – 106,36–106,55; 4 – 106,75–107,0 м. Содержания элементов-примесей определены методом ICP-MS в ЦИИ ВСЕГЕИ.

Таблица 13.8

Химический состав моноклинных пироксенов из лампрофиров косвожского комплекса (данные М. А. Шишкина [209])

Номер зерна	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Сумма	Кристаллохимическая формула
1ц	50,02	1,36	1,93	5,62	н/о	15,05	23,97	97,95	Ca _{0,97} (Mg _{0,85} Fe ²⁺ _{0,11} Fe ³⁺ _{0,05} Ti _{0,02}) _{1,03} (Si _{1,89} Al _{0,09} Ti _{0,02}) ₂ O ₆
1к	44,81	3,34	5,58	6,00	н/о	13,83	24,43	97,99	Ca(Mg _{0,78} Fe ²⁺ _{0,02} Fe ³⁺ _{0,15} Ti _{0,05})(Si _{1,70} Al _{0,25} Ti _{0,05}) ₂ O ₆
2м	52,82	н/о	0,69	0,82	н/о	18,22	25,32	97,87	CaMg(Si _{1,95} Al _{0,03} Fe ³⁺ _{0,02}) ₂ O ₆
3ц	49,97	0,54	0,79	5,11	н/о	14,64	23,49	94,54	Ca _{0,99} (Mg _{0,86} Fe ²⁺ _{0,12} Fe ³⁺ _{0,03}) _{1,01} (Si _{1,96} Al _{0,03} Ti _{0,01}) ₂ O ₆
3к	45,89	2,17	4,71	5,69	н/о	13,88	24,40	96,74	Ca(Mg _{0,79} Fe ²⁺ _{0,04} Fe ³⁺ _{0,13} Ti _{0,04})(Si _{1,77} Al _{0,21} Ti _{0,02}) ₂ O ₆
3к	46,29	2,16	3,68	5,68	н/о	13,97	23,67	95,45	Ca _{0,99} (Mg _{0,81} Fe ²⁺ _{0,06} Fe ³⁺ _{0,11} Ti _{0,03}) _{1,01} (Si _{1,80} Al _{0,17} Ti _{0,03}) ₂ O ₆
4о	55,80	н/о	н/о	3,72	н/о	22,89	13,68	96,09	Ca _{0,55} (Mg _{1,27} Fe ²⁺ _{0,10}) _{1,37} Si _{2,08} O ₆
5ц	52,92	н/о	н/о	5,44	н/о	17,50	23,13	98,99	Ca _{0,92} (Mg _{0,97} Fe ²⁺ _{0,07} Fe ³⁺ _{0,04}) _{1,08} (Si _{1,96} Fe ³⁺ _{0,04}) ₂ O ₆
5к	42,58	3,33	5,46	6,77	н/о	12,98	23,84	94,96	Ca _{1,01} (Mg _{0,76} Fe ²⁺ _{0,01} Fe ³⁺ _{0,19} Ti _{0,03}) _{0,99} (Si _{1,68} Al _{0,25} Ti _{0,07}) ₂ O ₆
6м	49,06	1,58	1,99	4,78	н/о	14,60	23,96	95,97	Ca _{0,99} (Mg _{0,84} Fe ²⁺ _{0,11} Fe ³⁺ _{0,03} Ti _{0,03}) _{1,01} (Si _{1,90} Al _{0,09} Ti _{0,01}) ₂ O ₆
7о	51,12	н/о	1,81	3,45	0,72	20,17	19,40	96,67	Ca _{0,78} (Mg _{1,12} Mn _{0,02} Fe ²⁺ _{0,08}) _{1,22} (Si _{1,91} Al _{0,08} Fe ³⁺ _{0,01}) ₂ O ₆
8ц	49,10	1,04	1,92	5,18	н/о	14,89	23,04	95,17	Ca _{0,96} (Mg _{0,86} Fe ²⁺ _{0,12} Fe ³⁺ _{0,03} Ti _{0,03}) _{1,04} (Si _{1,91} Al _{0,09}) ₂ O ₆
8к	45,10	3,84	5,21	5,61	н/о	13,96	24,22	97,94	Ca _{0,98} (Mg _{0,79} Fe ²⁺ _{0,03} Fe ³⁺ _{0,13} Ti _{0,06}) _{1,01} (Si _{1,72} Al _{0,23} Ti _{0,05}) ₂ O ₆
9м	50,01	1,92	2,94	4,03	н/о	16,68	23,81	99,39	Ca _{0,94} (Mg _{0,92} Fe ²⁺ _{0,11} Ti _{0,02}) _{1,05} (Si _{1,84} Al _{0,13} Ti _{0,03}) ₂ O ₆
10ц	49,53	0,87	1,74	5,75	н/о	15,10	22,31	95,30	Ca _{0,93} (Mg _{0,87} Fe ²⁺ _{0,15} Ti _{0,03} Fe ³⁺ _{0,02}) _{1,07} (Si _{1,92} Al _{0,08}) ₂ O ₆

Примечание: 1, 2 – интервал глубин 95,8–98,8 м; 3–7 – 103,4–105,4 м; 8–10 – 106,75–107,0 м. Ц, к – центр и кайма фенокристалла; о – обособление в кайме фенокристалла; м – микролит основной массы. Н/о – содержание элемента ниже предела обнаружения.

Таблица 13.9

Химический состав флогопита из лампрофиров косвожского комплекса (данные М.А. Шишкина [209])

Номер зерна	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	K ₂ O	Сумма	Phl, мол. %	Кристаллохимическая формула
1	33,25	2,26	9,98	9,99	21,46	8,56	85,50	87,7	K _{1,80} (Mg _{5,26} Fe ²⁺ _{0,90}) _{6,16} Fe ³⁺ _{0,04} (Si _{5,48} Al _{1,94} Fe ³⁺ _{0,30} Ti _{0,28}) ₈ O ₂₀ (OH) ₄
2	33,97	3,62	11,32	8,03	21,10	9,73	87,77	84	K _{1,98} (Mg _{5,04} Fe ²⁺ _{0,88}) _{5,92} (Fe ³⁺ _{0,08} Ti _{0,02}) _{0,10} (Si _{5,44} Al _{2,14} Ti _{0,42}) ₈ O ₂₀ (OH) ₄
3	35,89	4,47	12,21	7,88	21,55	10,20	92,20	81,8	K _{1,98} (Mg _{4,91} Fe ²⁺ _{0,90}) _{5,81} Ti _{0,21} (Si _{5,49} Al _{2,20} Ti _{0,31}) ₈ O ₂₀ (OH) ₄
4	33,34	5,67	13,86	8,11	20,68	9,54	91,20	79,8	K _{1,88} (Mg _{4,79} Fe ²⁺ _{0,94}) _{5,73} Ti _{0,39} (Si _{5,19} Al _{2,54} Ti _{0,27}) ₈ O ₂₀ (OH) ₄
5	32,20	5,92	13,41	7,83	19,30	9,78	88,44	77	K ₂ (Mg _{4,62} Fe ²⁺ _{0,94}) _{5,56} Ti _{0,44} (Si _{5,18} Al _{2,54} Ti _{0,28}) ₈ O ₂₀ (OH) ₄
6	29,04	6,23	11,91	9,45	17,70	7,47	81,80	77,3	K _{1,68} (Mg _{4,64} Fe ²⁺ _{1,26}) _{5,90} Ti _{0,42} (Si _{5,12} Al _{2,48} Ti _{0,40}) ₈ O ₂₀ (OH) ₄
7	31,45	6,76	12,94	8,61	19,22	9,20	88,18	77,5	K _{1,90} (Mg _{4,65} Fe ²⁺ _{1,04}) _{5,69} Ti _{0,41} (Si _{5,11} Al _{2,48} Ti _{0,41}) ₈ O ₂₀ (OH) ₄

Примечание: 1 – интервал глубин 95,8–98,8 м; 2–6 – 103,4–105,4 м; 7–8 – 106,75–107,0 м. 1–3 – пойкилитовые включения в каймах фенокристаллов клинопироксена, 4–8 – ойокристаллы в основной массе.

Таблица 13.10

Химический состав апатита из лампрофиров косвожского комплекса (данные М. А. Шишкина [209])

Номер зерна	CaO	SrO	P ₂ O ₅	SO ₃	Сумма	Кристаллохимическая формула
1	56,75	3,31	42,42	-	102,48	(Ca _{4,93} Sr _{0,15}) _{5,08} P _{2,91} O ₁₂ (OH)
2	53,66	1,45	39,05	0,52	94,68	(Ca _{5,01} Sr _{0,07}) _{5,08} (P _{2,88} S _{0,04}) _{2,92} O ₁₂ (OH, F?)

Примечание: 1 – включение в ойкокристалле флогопита, интервал глубин 95,8–98,8 м; 2 – включение в центральной части фенокристалла клинопироксена, интервал глубин 103,4–105,4 м.

Таблица 13.11

Химический состав титаномagnetита и ильменита из лампрофиров косвожского комплекса (данные М. А. Шишкина [209])

Номер зерна	SiO ₂	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	CaO	V ₂ O ₅	Сумма	Usp, мол. %	Pyt, мол. %	Кристаллохимическая формула
1	н/о	7,94	н/о	93,33	0,82	н/о	0,56	102,65	23	-	(Fe ²⁺ _{0,74} Mn _{0,03}) _{0,77} (Fe ³⁺ _{1,52} V _{0,01}) _{1,53} (Fe ²⁺ _{0,46} Ti _{0,23}) _{0,69} O ₄
2	0,63	7,99	н/о	95,05	0,68	н/о	0,47	104,82	23	-	(Fe ²⁺ _{0,75} Mn _{0,02}) _{0,77} (Fe ³⁺ _{1,50} Si _{0,02} V _{0,01}) _{1,53} (Fe ²⁺ _{0,46} Ti _{0,23}) _{0,69} O ₄
3ц	0,41	11,35	0,47	90,83	0,82	н/о	0,68	104,56	32	-	(Fe ²⁺ _{0,65} Mn _{0,03}) _{0,68} (Fe ³⁺ _{1,31} Si _{0,02} V _{0,02} Cr _{0,01}) _{1,36} (Fe ²⁺ _{0,64} Ti _{0,32}) _{0,96} O ₄
3к	0,54	6,39	0,40	95,22	н/о	н/о	0,47	103,02	19	-	Fe ²⁺ _{0,81} (Fe ³⁺ _{1,58} Si _{0,02} Cr _{0,01} V _{0,01}) _{1,62} (Fe ²⁺ _{0,38} Ti _{0,19}) _{0,57} O ₄
4ц	н/о	9,95	0,50	88,18	1,10	н/о	н/о	99,73	30	-	(Fe ²⁺ _{0,66} Mn _{0,04}) _{0,70} (Fe ³⁺ _{1,39} Cr _{0,02}) _{1,41} (Fe ²⁺ _{0,60} Ti _{0,30}) _{0,90} O ₄
4к	н/о	8,20	0,71	89,71	0,99	н/о	0,61	100,22	25	-	(Fe ²⁺ _{0,72} Mn _{0,03}) _{0,75} (Fe ³⁺ _{1,46} Cr _{0,02} V _{0,02}) _{1,50} (Fe ²⁺ _{0,50} Ti _{0,25}) _{0,75} O ₄
5	0,48	12,37	0,64	86,52	1,28	н/о	н/о	101,29	36	-	(Fe ²⁺ _{0,60} Mn _{0,04}) _{0,64} (Fe ³⁺ _{1,23} Cr _{0,02} Si _{0,02}) _{1,27} (Fe ²⁺ _{0,72} Ti _{0,36}) _{1,08} O ₄
6	н/о	1,90	н/о	99,12	0,39	н/о	0,41	101,82	6	-	(Fe ²⁺ _{0,93} Mn _{0,01}) _{0,94} (Fe ³⁺ _{1,87} V _{0,01}) _{1,88} (Fe ²⁺ _{0,12} Ti _{0,06}) _{0,18} O ₄
7	1,54	1,31	н/о	98,53	н/о	1,20	н/о	102,58	4	-	(Fe ²⁺ _{0,91} Ca _{0,05}) _{0,96} (Fe ³⁺ _{1,87} Si _{0,06}) _{1,93} (Fe ²⁺ _{0,08} Ti _{0,04}) _{0,12} O ₄
8ц	н/о	11,63	0,58	89,29	1,28	н/о	0,68	103,46	34	-	(Fe ²⁺ _{0,62} Mn _{0,04}) _{0,66} (Fe ³⁺ _{1,28} Cr _{0,02} V _{0,02}) _{1,32} (Fe ²⁺ _{0,68} Ti _{0,34}) _{1,02} O ₄
8к	н/о	14,16	0,46	85,27	1,56	н/о	0,83	102,28	41	-	(Fe ²⁺ _{0,54} Mn _{0,05}) _{0,59} (Fe ³⁺ _{1,14} V _{0,02} Cr _{0,01}) _{1,17} (Fe ²⁺ _{0,82} Ti _{0,41}) _{1,23} O ₄
8к	н/о	18,05	0,46	81,29	1,96	н/о	0,67	102,43	53	-	(Fe ²⁺ _{0,41} Mn _{0,06}) _{0,47} (Fe ³⁺ _{0,91} V _{0,02} Cr _{0,01}) _{0,94} (Fe ²⁺ _{1,06} Ti _{0,53}) _{1,59} O ₄
9	0,87	50,99	н/о	45,66	2,45	2,68	0,80	103,45	-	6	(Fe _{0,87} Ca _{0,07} Mn _{0,05}) _{0,99} (Ti _{0,97} Si _{0,02} V _{0,01})O ₃
10	н/о	52,81	н/о	44,48	5,54	н/о	н/о	102,83	-	12	(Fe _{0,86} Mn _{0,12}) _{0,98} Ti _{1,02} O ₃

Примечание: титаномagnetиты (1–8): 1 – включение в центре и 5 в кайме фенокристаллов диопсида; 2–4, 6, 8 – из основной массы; 7 – включение в титаните. Ильмениты (9–10): 9 – реликтовый участок зерна, замещенного перовскитом и титанитом; 10 – из сростка с перовскитом и титанитом.

Таблица 13.12

Химический состав титанита из лампрофиров косвожского комплекса (данные М. А. Шишкина [209])

Номер зерна	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	V ₂ O ₅	Сумма	Кристаллохимическая формула
1	28,65	38,10	0,54	1,11	0,74	27,21	н/о	96,35	Ca _{0,98} (Ti _{0,97} Mg _{0,04} Fe ³⁺ _{0,02}) _{1,03} (Si _{0,97} Al _{0,02}) _{0,99} O ₅
2	30,70	37,57	н/о	2,13	1,94	27,28	0,76	100,38	Ca _{0,95} (Ti _{0,92} Mg _{0,09} Fe ³⁺ _{0,05} V _{0,01}) _{1,07} SiO ₅
3	29,58	39,01	н/о	1,70	н/о	28,42	н/о	98,71	Ca _{1,01} (Ti _{0,98} Fe ³⁺ _{0,04}) _{1,02} Si _{0,98} O ₅
4	28,52	37,09	н/о	0,94	н/о	28,07	н/о	94,62	Ca _{1,04} (Ti _{0,97} Fe ³⁺ _{0,02}) _{0,99} Si _{0,99} O ₅
5	28,63	38,33	н/о	1,37	н/о	28,22	н/о	96,55	Ca _{1,03} (Ti _{0,98} Fe ³⁺ _{0,03}) _{1,01} Si _{0,97} O ₅

Примечание: 1–3 – интервал глубин 95,8–98,8 м, 4 – 103,4–105,4 м, 5 – 106,75–107,0 м. 1 – из псевдоморфозы серпентин-хлоритового агрегата по оливину (?) в крупном фенокристалле клинопироксена, 2 – включение в фенокристалле клинопироксена, 3, 4 – из псевдоморфозы серпентин-хлоритового агрегата по оливину (?) во флогопите, 5 – из хлорита основной массы, с включениями титаномагнетита.

Таблица 13.13

Химический состав перовскита из лампрофиров косвожского комплекса (данные М. А. Шишкина [209])

Номер зерна	SiO ₂	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	MnO	CaO	V ₂ O ₅	Сумма	Кристаллохимическая формула
1	2,63	55,48	2,27	н/о	37,24	0,73	98,35	(Ca _{0,92} Fe ²⁺ _{0,04}) _{0,96} (Ti _{0,96} Si _{0,06} V _{0,01}) _{1,03} O ₃
2	н/о	56,57	23,00	2,76	14,28	1,08	97,69	(Fe ²⁺ _{0,44} Ca _{0,39} Mn _{0,06}) _{0,89} (Ti _{1,08} V _{0,02}) _{1,10} O ₃
3	н/о	56,78	1,14	н/о	39,17	н/о	97,09	(Ca _{0,98} Fe ²⁺ _{0,02})TiO ₃
4	0,43	54,96	1,73	н/о	36,80	н/о	93,92	(Ca _{0,95} Fe ²⁺ _{0,03}) _{0,98} (TiSi _{0,01}) _{1,01} O ₃
5	н/о	56,77	0,89	н/о	40,21	н/о	97,87	Ca(Ti _{0,99} Fe ³⁺ _{0,01})O ₃

Примечание: 1–3 в сростках с ильменитом и сфеном, интервал глубин 95,8–98,8 м; 4 – включение в фенокристалле клинопироксена, интервал 103,4–105,4 м; 5 – зерно в основной массе, с каймой сфена, интервал 106,75–107,0 м

Сравнение лампрофиров Полярного Урала с альнеитами, кимберлитами и лампроитами (материалы М. А. Шишкина [209])

Особенности	Лампрофиры Полярного Урала	Ультрамафитовые лампрофиры (альнеиты)	Кимберлиты Южноафриканского типа (I-типа)	Лампроиты
Петрография				
Структура породы	Порфировая, пойкилитовая, панидиоморфная	Порфировая либо порфировидная, типично панидиоморфная, часто с глобулярным сложением	Разнозернистая, с округлыми макрокристаллами/ксенокристаллами, которых >, чем идиоморфных кристаллов; только иногда глобулярная	Порфировая либо порфировидная, очень редко стекловатая
Распределение размера зерен	Существенно бимодальное	Существенно бимодальное	Полимодальное или неупорядоченное	Бимодальное или полимодальное
Форма фенокристов/мегакристов	Типично идиоморфная	Типично идиоморфная	Округлая и корродированная (по определению)	Идиоморфная
Минералогия				
Оливин	Несущественная фаза, подчинен другим темноцветным, идиоморфный до округлого. Мелкие вкрапленники и пойкиловключения в фенокристаллах Crx и Phl, псевдоморфно замещенные серпентин-хлоритовым агрегатом с CaO – 0,05-0,68%	Несущественная фаза, подчинен другим темноцветным, идиоморфный до округлого. Наиболее обычный состав Fo 86-88; Fo >90 очень редок; CaO часто 0,2-0,4%, до 0,8%	Повсеместно распространенный и часто преобладающий минерал; обычно 2 генерации; как правило, зерна изменены и округлой формы; наиболее обычный состав Fo 90-92; Fo <88 редок; CaO <0,1%	Повсеместно распространенный и часто преобладающий минерал; гипидиоморфные кристаллы, скелетные, резорбированные зерна, планпараллельные агрегаты (не встречающиеся в кимберлитах). Fo 94-87, похож на оливин о.м. кимберлитов. CaO до 0,65%. Содержит включения Крихтерита, прайдерита, лейцита
Полевые шпаты, фельдшпатоиды, мелилит	Не обнаружены	Мелилит – характерная фаза основной массы, канкринит, гаюин, содалит, нефелин редко	Мелилит не редок, хотя его очень мало	Высокожелезистый лейцит – породообразующий минерал, слагает вкрапленники. Высокожелезистый санидин – поздняя фаза о.м., только в лампроитах. Не содержат мелилит и нефелин
Алмаз, графит, самородный металлы	Не обнаружены	Не известны	Характерны для части пород	Характерны для части пород
Ильменит	MnO до 5,5%	MnO до 4%	MnO обычно <0,2%, всегда <2%	Две разновидности – Mn-ильменит и Mg-Mn-ильменит MnO до 4,3%
	V ₂ O ₅ до 0,8%	MgO <5%	MgO 4,5-22%	MgO до 5%
	MgO не обн. Cr ₂ O ₃ не обн.	Cr ₂ O ₃ <0,1% как в фенокристаллах, так и в о.м.	Cr ₂ O ₃ >0,1% в основном в ксенолитах	Cr ₂ O ₃ до 0,2%
Гранат	Не обнаружен	Андрадит или меланит; иногда обогащен кимцетом; келифитовые каймы отсутствуют; обычно в о.м.; ZrO ₂ до 20%, TiO ₂ до 14%, CaO обычно около 30%, Cr ₂ O ₃ <0,2%, gO <3%, FeO всегда <10%	(Ti-Cr)-пироп, уваровит-пироп, кнорингит, Ti, Ca, Mg-альмандин, Fe-Mg-гроссуляр; келифитовые каймы; ZrO ₂ не обн., TiO ₂ обычно <1%, CaO редко >1%, Cr ₂ O ₃ до 12%, MgO до 25%, FeO часто <10%; в основном в виде ксенолитов	Cr и Ti-пиропы; редко встречаются. Не содержат меланит, шорломит, кимцеит

Особенности	Лампрофиры Полярного Урала	Ультрамафитовые лампрофиры (альнеиты)	Кимберлиты Южноафриканского типа (I-типа)	Лампроиты
Амфиболы	По шлифам – тремолит в о.м. в небольшом количестве (микронзондом не обн.)	Щелочные или гастингситовые амфиболы; иногда существенные компоненты фенокристаллов или о.м.	Обычно отсутствуют, тремолит очень редко в о.м. или рихтерит в виде мелких ксенокристаллов	К-Тi-рихтерит – часто породообразующий минерал, пойкилитовые таблички в о.м. и гипидиоморфные призмы; богаче TiO ₂ , чем рихтерит кимберлитов; иногда магнезиоарфведсонит в виде кайм на рихтерите. 2 ряда амфиболов с изоморфизмом Ca→Na и K→Na
Пироксены	Безхромовый Ti-диопсид в фенокристаллах и о.м.; иногда фенокристаллы с включениями эндиопсида; Na-пироксенов не обнаружено	Бедный хромом Ti-(Al-Fe ³⁺)-салит; весьма обычен в фенокристах и о.м.; диопсид в мегакристах. Na-пироксены встречаются редко, в о.м.	Богатый Cr, бедный Al диопсид; редок в качестве породообразующего, обычно только в виде ксенокристов; Na-пироксены не известны	Бедный Cr, Al низко Na-диопсид; магнезиальный авгит-эндиопсид. Обычны в виде вкрапленников и в о.м.; незначительные вариации состава, нет зональности; похожи на вкрапленники пироксенов в слюдястых кимберлитах (II-типа). Ti до 2,8%. Al, Ti > чем в кимберлитах
Шпинель	Титаномагнетит с высокой долей ульвита: Fe ₂ TiO ₄ 19-53 мол. %; примеси V, Mn, Cr. Тренды Ti при постоянном Fe/Fe+Mg; Ti при Mn	Очень различные составы и эволюционные тренды, например Ti при постоянном Fe/Fe+Mg; Fe, Cr с Mg, Al↓; но нет тренда, сопоставимого с кимберлитовыми шпинелями. Встречаются комбинированные высоко Mg+Mn-шпинели	Ti-Mg-Al-хромит, обогащенный Cr, Ti, Mg и обедненный Mn, Fe по сравнению со шпинелями ультрамафитовых лампрофиров; Cr/Cr+Al может быть >0,8; тренд Ti с Fe/Fe+Mg↓	Редко магнезиохромит, Ti-магнезиохромит, Mg-Ti-магнетит; Cr-Fe-магнезиохромит – Ti, Fe-титаномагнетит. Ti-шпинель похожа на шпинель из слюдяных кимберлитов (II-типа)
Эпидот, пренит, титанит и др.	Титанит с перовскитом по зернам ильменита; в псевдоморфозах по оливину и/или пироксену вместе с серпентин-хлоритовым агрегатом; мелкие зерна в о.м.	Случайные небольшие составляющие	Очень редки	Титанит, перовскит обычны. Прайдерит, вадеит – типоморфные акцессорные минералы
Слюды	Флогопит, богатый Ti; ойкокристаллы в о.м., пойкиловключения в кайме фенокристов клинопироксена; эволюционный тренд отличен от лампроитового и кимберлитового, совпадает с минеттовым	Флогопит, обычно богатый Ti и/или Ва; с высоким содержанием Fe ³⁺ (тетраферрифлогопит); обычны множественные популяции	Большое количество разных типов. Некоторые из которых (если их несколько) очень похожи на слюды ультрамафитовых лампрофиров благодаря низкому содержанию Ti, Ва, Fe ³⁺ и высокому Mg/Fe отн.	Флогопит, богатый Ti и бедный Al, в фенокристаллах и Ti-тетраферрифлогопит в о.м.
Геохимия				
Типичный набор породообразующих элементов	MgO – 18-19%, CaO – 12-13%, Al ₂ O ₃ – 5-5,5%, FeO – 14-16%, Na ₂ O – 0,1-0,3%, K ₂ O – 0,3-0,5%, P ₂ O ₅ – 0,5-1%	MgO – редко >20% (предел – 26%), CaO – до 30%, Al ₂ O ₃ – 4-11%, FeO – 9-15%, Na ₂ O – до 7%, K ₂ O – 1-3%, P ₂ O ₅ – до 6%	MgO – обычно >20% (предел около 40%), CaO – редко >10%, Al ₂ O ₃ – 4-5%, FeO – 10-10,5%, Na ₂ O <3%, K ₂ O – 1-2%, P ₂ O ₅ <2,5%	MgO – 19-28%, CaO <6%, Al ₂ O ₃ – 3-5%, FeO – 7-8%, Na ₂ O <1%, K ₂ O – 2-5%, P ₂ O ₅ <1,7%, K ₂ O/Na ₂ O всегда >1, а обычно >3

Особенности	Лампрофиры Полярного Урала	Ультрамафитовые лампрофиры (альнеиты)	Кимберлиты Южноафриканского типа (I-типа)	Лампроиты
Типичный набор редких элементов	Cr – 350-410 г/т Ni – 400-530 г/т	Cr – 400-700 г/т Ni – 300-500 г/т	Cr – 550-2900 г/т Ni – 710-1600 г/т	Cr – 1150-1200 г/т Ni – 820-1070 г/т
Спектр РЗЭ	Нет Eu-аномалии	Нет Eu-аномалии	Eu-аномалия от небольшой до большой в слюдяных разностях	Нет Eu-аномалии, слабый Gd-минимум
Ассоциации				
Типы ассоциирующих пород	Отдельная дайка?	Обычно тесно ассоциируют с обогащенными Fe, REE, Na, Ba карбонатами, ингилитами, нефелиновыми сиенитами, турьяитами и т.д. в карбонатных комплексах центрального типа	Связь с др. магматитами не характерна; изредка ассоциируют с «кимберлит-карбонатами», бедными Fe, REE, Na, Ba; полевошпатовые и богатые нефелином породы в ассоциации не обнаружены; богатые мелилитом породы изредка ассоциируют, но их связи не ясны	На платформах могут ассоциировать с кимберлитами, щелочными породами, альнеитами. В коллизионных поясах ассоциируют с известково-щелочными и шошонит-латитовыми сериями
Тектонические обстановки проявления	PZ чехол Печорской плиты с R-Є фундаментом	Континенты, островные дуги, океанические острова	Только континентальные кратоны	Высоко Ti-активизационно-рифтогенный режим; во внутренних частях докембрийских платформ Умеренно Ti-рифтогенная активизация краевых частей платформ, которые были вовлечены предварительно в процесс формирования складчатых поясов Низко Ti- коллизионный режим; либо на складчатом основании, либо на примыкающей платформе

Примечание: составлено на основе таблицы из [119] с дополнениями по материалам О. А. Богатикова, 1991.

Каталог памятников природы, показанных на листе R-41-XXXV, XXXVI

Номер на схеме	Вид памятников	Краткая характеристика
1	Общегеологический	Обнажения с обильными остатками ископаемых организмов (руч. Мадагавож)
2	Общегеологический	Обнажения с обильными ископаемыми растительными остатками
3	Гидрогеологический	Озеро с особым гидрологическим режимом Егор-Ты
4	Криогенный	Подземный лед (гряда Силова-Мусюр)
5	Тектонический	Большой каньон
6	Геоморфологический	Водопад 12 метров (безымянный ручей, впадающий в р. Силоваяха)
7	Геоморфологический	Водопад 8 метров (руч. Лонгалайшор)
8	Тектонический	Едунейский плагиогранит-диоритовый комплекс
9, 10, 17, 26	Геоморфологические	Морены Ханмейского оледенения
11	Геоморфологический	Водопад 5 метров (р. Юнъяха)
12, 13	Геоморфологические	Водопады (р. Силоваяха)
14	Геоморфологический	Водопад Большой 6 метров (р. Буреданью)
15, 16	Геоморфологические	Водопады (р. Силоваяха)
18	Геоморфологический	Водопад 8 метров (р. Кара)
19	Геоморфологический	Водопад 5 метров (р. Кара)
20, 21, 27	Геоморфологические	Морены Полярноуральского оледенения
22	Тектонический	Разрывные нарушения (р. Бол. Лядхэйяха)
23, 24	Геоморфологические	Водопады (р. Хальмерью)
25	Общегеологический	Обнажения разнообразных по составу и текстурам пород (р. Хальмерью)
28	Геоморфологический	Водопад 8 метров (безымянный ручей, вытекающий из оз. Сидьямбто)
29	Криогенный	Ледник Алешкова (г. Лядхэй)
30	Тектонический	Пайпудынский риолитовый комплекс
31	Криогенный	Ледник Терентьева (хребет Оченырд)
32	Криогенный	Ледник МГГ (хребет Оченырд)
33	Геоморфологический	Сквозная долина
34	Криогенный	Ледник Долгушина (хребет Оченырд)
35	Криогенный	Ледник МИИГАиК (хребет Оченырд)
36	Криогенный	Ледник Боча (хребет Оченырд)

Список пунктов, для которых имеется определение абсолютного возраста пород, показанных на листе R-41-XXXV, XXXVI

№№ по карте	Наименование геологического подразделения	Метод определения	Возраст, млн лет	№ точки, ссылка
На карте доэоценовых образований				
1	Риолиты пайпудынского комплекса	уран-свинцовый	504	6803-02 [158]
2	Граниты пайпудынского комплекса	уран-свинцовый	500	7043-01 [158]
На карте эоцен-четвертичных образований				
1	Ханмейский флювиогляциал	оптико-стимулированной люминесценции	0,073	[115]

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	4
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ	8
СТРАТИГРАФИЯ	16
ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ	97
ТЕКТОНИКА	107
ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ	114
ГЕОМОРФОЛОГИЯ	119
ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ	125
ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА	137
МЕРЗЛОТНО-ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ	142
ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА	149
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	154
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	156
<i>Приложение 1.</i> Список месторождений полезных ископаемых, показанных на карте полезных ископаемых листов R-41-XXXV, XXXVI Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000	164
<i>Приложение 2.</i> Список проявлений (П), пунктов минерализации (ПМ), полезных ископаемых шлиховых потоков (ШП), гидрохимических аномалий (ГДХА), вторичных геохимических ореолов (ВГХО) и геофизических (ГФА) аномалий, показанных на карте полезных ископаемых листов R-41-XXXV, XXXVI Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000	165
<i>Приложение 3.</i> Общая оценка минерально-сырьевого потенциала минерагенических подразделений листов R-41-XXXV, XXXVI	179
<i>Приложение 4.</i> Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых листов R-41- XXXV, XXXVI	180
<i>Приложение 5.</i> Таблица впервые выявленных или переоцененных в ходе составления листа Госгеолкарты-200 R-41-XXXV, XXXVI прогнозируемых объектов полезных ископаемых и их прогнозных ресурсов	181
<i>Приложение 6.</i> Диаграммы и графики для определения химического состава и геодинамических условий образования эффузивных и интрузивных пород	182
<i>Приложение 7.</i> Химический состав и петрохимическая характеристика вулканогенных пород Оченырдынского района	195
<i>Приложение 8.</i> Результаты определения абсолютного возраста	199
<i>Приложение 9.</i> Списки опорных разрезов, показанных на геологической карте	204
<i>Приложение 10.</i> Список скважин и профилей скважин, показанных на геологической карте листа R-41-XXXV, XXXVI Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000	205
<i>Приложение 11.</i> Список опорных обнажений показанных на карте эоцен–четвертичных образований листов R-41-XXXV, XXXVI Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000	209
<i>Приложение 12.</i> Список опорных скважин, показанных на карте эоцен–четвертичных образований листов R-41-XXXV, XXXVI	210
<i>Приложение 13.</i> Химический состав и петрохимическая характеристика магматических комплексов Оченырдынского района	211
<i>Приложение 14.</i> Каталог памятников природы, показанных на листе R-41-XXXV, XXXVI	222
<i>Приложение 15.</i> Список пунктов, для которых имеется определение абсолютного возраста пород, показанных на листе R-41-XXXV, XXXVI	223