

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

ГОСУДАРСТВЕННАЯ
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
масштаба 1 : 200 000

Издание второе
Серия Вайгачско-Пайхойская
Листы R-41-XXVIII, XXIX (Усть-Кара)

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА

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

Д. В. Зархидзе, П. П. Пискун, А. С. Красножен и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Издание второе. Серия Вайгачско-Пайхойская. Листы R-41-XXVIII, XXIX (Усть-Кара). *Объяснительная записка.* – М.: Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2017. 180 с. (Мин. природных ресурсов и экологии РФ, Роснедра, Комитет природных ресурсов по Ненецкому автономному округу, ЗАО «МИРЕКО»).

Обобщены материалы по геологическому строению и полезным ископаемым восточной части Центрально-Пайхойского антиклинория и сопряженных с ним Южно-Пайхойского моноклинория и Северо-Пайхойского синклинория. Приведены данные по наложенным космогенным структурам Карской и Усть-Карской астроблем. Описаны стратиграфические подразделения в возрастном диапазоне от позднего рифея до голоцена, а также позднедевонские интрузии. Охарактеризованы тектоника, геоморфология, гидрогеология и эколого-геологическая обстановка района. Приведена прогнозная оценка территории на медь, никель, марганец и барит.

Ил. 10, список лит. 251 назв., прил. 10.

Составители

*Д. В. Зархидзе, П. П. Пискун, А. С. Красножен, Ю. А. Девятуха, Е. В. Старикова,
А. В. Бартова, А. С. Клевцов, З. Н. Войтович, А. Е. Цыбульская, Н. А. Алексеева,
Е. В. Богатырева, Т. Н. Ухач, А. А. Романов.*

Редактор *А. В. Жданов*

Эксперты НРС *В. П. Водолазская, Е. А. Гусев, А. К. Иогансон, С. В. Скосырев*

Рекомендовано к печати
НРС Роснедра 2012 г.

© Роснедра, 2017
© ЗАО «МИРЕКО», 2012
© Д. В. Зархидзе, П. П. Пискун, А. С. Красножен и др., 2012
© Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2012
© Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2017

ВВЕДЕНИЕ

Листы R-41-XXVIII, XXIX расположены на юго-востоке Югорского полуострова, они охватывают части Ненецкого автономного округа Архангельской области и Ямало-Ненецкого автономного округа Тюменской области, граница между которыми проходит по р. Кара. Координаты угловых точек сдвоенной трапеции: северо-западной – $69^{\circ}20'$ с. ш., $63^{\circ}00'$ в. д.; юго-восточной – $68^{\circ}40'$ с. ш., $65^{\circ}00'$ в. д.

Территория занимает центральную часть кряжа Пай-Хой и примыкающую к нему с северо-востока обширную террасированную равнину, включающую Карскую депрессию. Область кряжа представляет собой расчлененную возвышенность с абсолютными отметками от 200 до 328 м (г. Сопчамыльк) и характеризуется грядово-увалистым рельефом – сочетанием протяженных гряд, ориентированных в северо-западном направлении (по простиранию тектонических форм), а также невысоких массивов и увалов, сложенных скальными палеозойскими породами. Увалы и различного генезиса гряды в пределах равнинного рельефа имеют широкий диапазон абсолютных отметок водораздельных поверхностей: от первых метров у берега Карского моря и 30–80 м в Карской впадине, до 150–200 м по периферии кряжа; относительные превышения 10–150 м. Для рассматриваемой территории характерны платообразные плоские, часто заболоченные водораздельные пространства и различной крутизны (2 – 15°) склоны; в долинах рек иногда отмечаются крутые и обрывистые борта. Преобладают структурно-литоморфные (останцы, полосы глыбовых развалов, уступы), криогенные и гравитационно-солифлюкционные формы мезо- и микрорельефа. В целом на площади доминирует денудационно-аккумулятивный и аккумулятивный типы рельефа, участки слабовсхолмленной равнины чередуются с холмисто-грядово-западинными. По долинам водотоков в северо-западной части листа R-41-XXVIII отмечаются фрагменты ветвящейся сети оврагов. Встречаются также участки заболоченных депрессий с широким развитием мерзлотных форм: морозобойных трещин, термокарстовых воронок и озер, бугров пучения и мелкого кочкарника. Для «блуждающих» мелких водотоков характерны извилистые контуры и канавообразный профиль русла шириной до 2–5 м. Переправы здесь, как правило, затруднительны.

Широко разветвленная гидросеть района в основном принадлежит акватории Байдарацкой губы Карского моря, за исключением р. Хэйяха – притока р. Коротайха, впадающей в Баренцево море. Основные водные артерии (реки Кара, Силоваяха, Путью, Хэйяха, Сопчаю, Саяха) характеризуются чередованием узких и расширенных участков долин при секущей и согласной ориентировке русла по отношению к линейной структуре палеозойских образований. На отдельных своих фрагментах долины, выработанные в скальных породах, имеют профили ущелий и каньонов шириной от 20 до 200 м (в нижнем течении р. Кара – до 300 м) и глубиной вреза от 15 до 60 м. К ним приурочены водопады (высотой 1–10 м), пороги и перекаты; наиболее часты они на р. Силоваяха и в среднем течении р. Саяха. В местах линейной эрозии рыхлых отложений долины рек часто расширяются до 0,5 км, в редких случаях – до 1,5–2 км. Глубина рек 0,5–3,0 м, в «котлах вымывания» – до 5 м и более. Скорость течения 0,4–0,9 м/с, на порогах и перекатах 1,0–1,5 м/с. Река Кара доступна для передвижения на моторных лодках. На остальных крупных водотоках возможен лишь сплав на надувных лодках, байдарках и других малокамерных плавсредствах с применением страховочных вариантов на «каскадных» порожистых участках протяженностью 0,3–0,5 км.

Наибольшее количество озер сосредоточено в Карской депрессии и линейно-структурных понижениях кряжа; они имеют диаметр от десятков метров до 0,5 км, редко 1–3 км. В большинстве случаев эти водоемы характеризуются пологими берегами и небольшой глубиной (до 2 м); многие из них зимой промерзают до дна. Самыми крупными являются озера Тохорэйто, Сёсыято, Савабейты, Путты, Сато, Лыаты, Панутаты с акваторией 1,0–2,5 км²; глубина их достигает 10–15 м.

Суровый субарктический климат с продолжительной морозной зимой и коротким прохладным летом обусловлен положением района за полярным кругом и определяющим влиянием арктического морского бассейна. По данным метеостанции пос. Усть-Кара среднегодовая температура воздуха составляет около -7°C . Зима (середина октября–середина мая) суровая, с устойчивыми морозами и частыми метелями. Средняя температура воздуха в наиболее холодные месяцы (январь–март) -19 – -20°C , нередко морозы достигают -35 – -40°C (абсолютный минимум -51°C). При высокой относительной влажности (зимой до 88 %) морозы, особенно с ветром, переносятся с трудом. В этот период снеговые осадки выпадают часто (10–20 дней ежемесячно); метели фиксируются 12–18 дней в месяц, их продолжительность от нескольких часов до нескольких суток. В сильную метель (пургу) видимость сокращается до нескольких метров и передвижение на местности становится невозможным. Полярные сияния (до 13 дней в месяц) и связанные с ними магнитные бури нарушают работу магнитных приборов и радиосвязь. Устойчивый снежный покров образуется в середине или конце октября. Максимальной мощности (0,3–0,5 м) он достигает к концу марта, причем на плоских вершинах водоразделов, как правило, не превышает 0,2 м, в западинах и долинах водотоков достигает 3–5 м. С начала декабря до середины января (39 суток) длится полярная ночь, и лишь в околополуденные короткие (около 5 часов) сумерки возможна ориентировка на местности без искусственного освещения. Со второй половины января день быстро увеличивается, с начала мая наступает период белых ночей.

Весна (середина мая–начало июля) характеризуется пасмурной погодой и резкими колебаниями температуры воздуха. Ночные заморозки длятся в течение всего периода. Осадки (12–14 дней в месяц) выпадают в виде морозящих дождей и мокрого снега; часты туманы. Снежный покров сходит в середине июня. В глубоко врезанных долинах водотоков и у подножья крутых склонов северной экспозиции снежники часто сохраняются до конца августа–середины сентября, иногда становясь многолетними. Сход снега на всех водотоках сопровождается бурными паводками (конец июня–начало июля), полностью исключая возможность передвижения наземным транспортом; половодье длится 10–25 дней. Озера, замерзающие раньше рек, вскрываются на 5–7 дней позже.

Лето (начало июля–конец августа) прохладное и влажное. При средней температуре $+7$ – $+9^{\circ}\text{C}$, максимальные значения достигают $+15$ – $+20^{\circ}\text{C}$, редко 25°C (абсолютный максимум $+30^{\circ}\text{C}$). Характерны (до 12–15 дней в месяц) морозящие дожди; очень редко наблюдаются ливни с грозами. В засушливые сезоны ручьи и небольшие реки пересыхают, средние – мелеют и легко проходимы вброд; на крупных реках появляются участки, подходящие для организации переправ. Затяжные морозящие дожди или ливни иногда приводят к резкому подъему воды (до 2–3 м) во всех водотоках. Для всего летнего периода характерны частые туманы (до 15 дней в месяц). «Полярный день» длится с конца мая до середины июля (60 суток). Осень (конец августа–середина октября) холодная, осадки (до 17 дней в месяц) выпадают в виде морозящих дождей и мокрого снега; с конца сентября возможны снегопады. Ночные заморозки отмечаются в течение всего осеннего сезона. Реки замерзают в конце сентября–начале октября.

Среднегодовое количество осадков (по наблюдениям метеостанции с 1950 г.) составляет 344 мм при колебаниях от 211 до 477 мм; до 60 % их выпадает в твердой фазе. Ветровой режим в весенне–летний период характеризуется преобладанием северных направлений, а зимой и осенью – южных, юго-западных. Средняя скорость ветра 6–9 м/с. Сильные ветры (15 м/с и более) чаще всего бывают зимой и весной. Во время пурги скорость ветра достигает 40 м/с.

В районе повсеместно развиты многолетнемерзлые грунты, максимальная глубина оттаивания в твердых породах, а также на заболоченных участках 0,2–0,5 м; в глинистых грунтах и суглинках – 0,7–0,9 м; в песках – до 1,5 м. Растительность тундровая, скудная: преобладают мхи, лишайники, разнотравье. Изолированные участки произрастания полярной ивы и карликовой березки встречаются на всей площади. В направлении с юга на север высота кустов полярной ивы снижается от 1–1,5 до 0,3–0,7 м; в долинах рек Кара и Силоваяха встречаются заросли этого вида высотой до 2,5 м. Ягода (морозника, голубика, брусника) вызревает лишь в относительно теплые летние сезоны (в среднем, раз в 3 года). Примерно с той же периодичностью появляется относительное «изобилие» грибов.

Постоянными обитателями тундры являются зайцы, песцы, лемминги, куропатки и полярные совы. Для леммингов и песцов в разные годы характерны резкие колебания численности популяции. Реже встречаются волки, россомахи, лисы. С началом весны в большом количестве появляются перелетные птицы: кулики, пуночки, трясогузки, чайки, гагары, утки, гуси, лебеди. В реках и глубоких озерах встречаются хариус, сиг, чир, пелядь, налим, щука, кумжа, голец. В нижнем течении р. Кара иногда появляются омуль, горбуша, саурейка, единичные экземпляры семги.

Степень обнаженности территории наиболее наглядно иллюстрирует карта неоген-четвертичных образований. Хорошая и удовлетворительная обнаженность центральной части Пай-Хоя наблюдается на водоразделах с останцами и курумами палеозойских пород. На остальной площади скальные выходы известны только по долинам водотоков, а участки развития элювия встречаются редко. В пределах равнины обнаженность преимущественно плохая. Среднемасштабное геологическое картирование палеозойских пород на этих пространствах требует использования материалов наземных геофизических исследований в комплексе с заверочным картировочным бурением. Приуроченность к области арктической тундры (интенсивно развитая гидросеть с глубоковрезанными долинами, участки развития холмисто-грядово-западного рельефа, обширные заболоченные поля) определяет плохую проходимость территории. В летний период для транспортировки грузов и персонала могут быть использованы лишь вертолеты и гусеничный транспорт повышенной проходимости.

Дешифрируемость аэрофотоснимков (АФС) характеризуется как хорошая и удовлетворительная лишь для центральной части Пайхойского кряжа, где обнажаются ордовикские отложения с внедренными в них пластовыми интрузиями габбродолеритов и долеритов. Устойчивые к выветриванию силы габброидов, как правило, хорошо просматриваются на АФС и позволяют расшифровать структурный план района. Плохая дешифрируемость коренных пород характерна для участков широкого развития рыхлых неоген-четвертичных отложений. Возможности использования дистанционных съемок для картирования докайнозойских стратонев в целом оцениваются как весьма ограниченные, за исключением локальных участков в пределах кряжа.

На площади развиты сложнодислоцированные и фациально изменчивые палеозойские осадочные образования и интрузивные комплексы, а также мел-палеогеновая ассоциация ударно-метаморфизованных пород Карской астроблемы. По наличию в районе интенсивных складчатых и разрывных (часто надвиговых) дислокаций геологическое его строение можно отнести к категории очень сложного.

Экономически район не освоен. Единственный населенный пункт – поселок Усть-Кара (100 домов), расположенный на северо-востоке площади. Имеются причал для небольших судов, взлетно-посадочная полоса, телеграф и радиотелефон. Дома (преимущественно деревянные одноэтажные) электрифицированы. На территории эпизодически возникают временные стойбища пастухов-оленоводов (чумы), встречаются редкие охотничьи и рыбацкие избы. Дорожная сеть представлена полевыми тракторными дорогами, часто совпадающими с направлением летних кочевков оленьих стад.

Подготовке материалов к изданию предшествовало среднемасштабное геологическое доизучение названных листов (Карская площадь), проведенное по традиционной для этого вида работ методике. Для большей части территории основой для создания Госгеолкарты-200 второго поколения послужили результаты геологических съемок масштаба 1 : 50 000, выполненных под руководством А. С. Микляева, Ю. В. Жукова, О. В. Заборина, М. А. Маслова и Г. Я. Пономарева, а также специализированных поисковых работ на профилирующие виды полезных ископаемых. Кроме того, при составлении объяснительной записки использовались материалы тематических исследований по стратиграфии палеозоя и позднего кайнозоя, магматизму, тектоническому районированию и металлогении.

Все обязательные карты и схемы увязаны по южной границе со смежным листом ГК-200/2 R-41-XXXV; часть южной, северная, западная и восточная рамки сдвоенного планшета – свободные.

Атомно-абсорбционный и пробирный анализы на Au и ЭПГ, а также химический анализ на Ni, Cu, Co сколковых, штучных, пунктирно-бороздовых и бороздовых проб выполнены в региональном аналитическом центре «Механобр инжиниринг аналит» (СПб). Полуколичественный спектральный анализ литохимических проб осуществлялся в СЗФ «Невскгеология» ФГУП «УРАНГЕО» (Ленинградская область). Палеомагнитное изучение пород проводилось в лаборатории ВНИГРИ (СПб, зав. лабораторией – профессор, доктор физ.-мат. наук А. Н. Храмов). Палеопалинологический и микрофаунистический (фораминиферы) анализы сделаны в ООО «Центральная горногеологическая лаборатория» (г. Сыктывкар). Определение радиолярий и диатомовых водорослей, а также конодонтов было осуществлено в микропалеонтологической лаборатории ВНИГРИ (СПб). Электронно-микроскопические исследования, силикатный и микронзондовый анализы проб проводились в Центральной лаборатории ФГУП «ВСЕГЕИ» (СПб).

Геологические карты, элементы их зарамочного оформления, а также объяснительная записка выполнены в соответствии с «Методическим руководством по составлению и подготовке к изданию листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000» (2010 г.) и другими действующими нормативно-методическими документами.

Цифровые модели карт подготовлены в программе ArcView с учетом «Требований к составу, структуре и форматам представления в НРС Роснедра цифровых материалов по листам Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 второго издания» (вторая редакция, 2010 г.).

В составлении текста записки и графических приложений принимали участие: Д. В. Зархидзе, А. С. Красножен, П. П. Пискун, Ю. А. Девятуха, А. В. Бартова, А. Е. Цыбульская, Е. В. Старикова, А. С. Клевцов, Е. В. Богатырева, Е. А. Юферова, И. М. Малых, Н. А. Алексеева, З. Н. Войтович, А. А. Романов и др.

Авторы признательны А. В. Жданову, В. П. Водолазской, М. А. Шишкину (ФГУП «ВСЕГЕИ»), К. В. Куликовой (ИГ КомиНЦУрО РАН), М. Я. Попову (Комигеолфонд), В. М. Макову, Н. В. Лютикову (ЗАО «МИРЕКО») за оказание разносторонней (организационной, научно-методической, консультативной) помощи и предоставление материалов. Особая благодарность выражается за систематическую поддержку в ходе исследований коллегам по ЗАО «МИРЕКО», а также следующим специалистам: А. С. Красножен (за проведение комплексного дешифрирования МДС), А. В. Журавлеву, Э. В. Саркисовой и Т. Д. Зоной (за оперативное палеонтологическое обеспечение работ).

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

Средне- и мелкомасштабные геологические исследования на Пай-Хое начали проводиться в 1930–1940-е годы экспедициями НИИГА (ныне ВНИИОкеангеология), и к началу 1950-х годов вся рассматриваемая территория была покрыта съемками масштаба 1 : 200 000 (В. И. Устрицкий, П. С. Воронов, И. С. Рудник, О. Л. Эйно́р). В связи с тем, что работы, выполненные до издания Госгеолкарты-200 первого поколения, достаточно подробно освещены в объяснительных записках к листам R-41-XXVII, XXVIII [21] и R-41-XXIX, XXX [22], здесь анализируются только эти изданные карты, а также геологические исследования, осуществлявшиеся позднее. Поскольку крупномасштабные геологические съемки обычно сопровождалась значительными объемами общепроходных и сопряженных детальными геохимическими и геофизическими работ, сведения о них, наряду со специализированными поисками, даются в едином блоке с сохранением хронологической последовательности. В отдельный подраздел выделена история изучения неоген–четвертичных образований.

ГЕОЛОГОСЪЕМОЧНЫЕ И ПОИСКОВЫЕ РАБОТЫ

Государственная геологическая карта листов R-41-XXVII, XXVIII подготовлена к изданию в 1959 г. [21]; она обобщает результаты всех предшествующих съемочных, поисковых и разведочных работ. При геологических построениях авторами за основу взята схема стратиграфии палеозоя, предложенная В. И. Устрицким [239]. На восточном листе выделены и охарактеризованы ордовикские, силурийские, девонские, пермские, меловые, четвертичные отложения, а также интрузии габбродолеритов и долеритов, отнесенные к среднему девону. На карте полезных ископаемых отмечены 4 пункта медно-никелевой минерализации в габбродолеритах, 2 точки с находками сульванита, а среди неметаллических ископаемых – флюорит в визейских известняках. Дана отрицательная оценка перспектив коренной и россыпной металлоносности листа R-41-XXVIII.

В том же году подготовлена к изданию и Госгеолкарта-200 листов R-41-XXIX, XXX [22]. Использованы те же схемы фанерозойской стратиграфии и магматизма, что и на вышеупомянутых планшетах. На карте полезных ископаемых показаны 9 проявлений окисных марганцевых руд, 8 проявлений цветных металлов, 4 проявления флюорита, 6 проявлений горного хрусталя, по одному проявлению исландского шпата и железа. Сделан вывод, что все отмеченные на карте объекты полезных ископаемых представляют лишь минералогический интерес. Шлиховое опробование, проведенное на части территории, показало отсутствие весовых содержаний полезных компонентов.

К недостаткам первого издания Госгеолкарты-200 следует отнести слабое использование материалов геофизических исследований, устаревшую в настоящее время стратиграфикацию отложений, отсутствие фаунистической характеристики ряда картируемых подразделений, схематичность структурного плана палеозоя, недостаточную поисковую направленность. С современных позиций эти геологические основы оцениваются как сильно устаревшие.

С конца 1960-х годов начинается планомерная крупномасштабная геологическая съемка территории: вначале «полистная» (ГС-50), а с середины 1970-х годов – «групповая» (ГГС-50); работы сопровождалась большими объемами исследований общепроходного назначения. Эффективность и качество геологической съемки были также существенно повышены за счет использования АФМ и материалов геофизических работ.

В 1966–1968 гг. осуществлена ГС-50 на территории листов R-41-115-А, 116-А, Б [189]. Одной из составляющих этих работ были поиски на площадях, где предшественниками [21] установлено сульфидное медно-никелевое оруденение. Геологосъемочные работы сопровождалась большими объемами металлотрического, гидрохимического, шлихового и донного опробо-

вания, проходкой горных выработок на известных и вновь выявленных проявлениях. В результате составлена геологическая карта 1 : 50 000 масштаба, детально расчленены и фаунистически обоснованы силурийские и нижнедевонские отложения, установлена их ярусная принадлежность. Собран и проанализирован обширный материал по магматизму; среди интрузий габбродолеритов установлены недифференцированные и дифференцированные тела. Выявлены многочисленные новые проявления медно-никелевых сульфидных руд, бора, горного хрусталя и яшм. На шести наиболее перспективных участках проведены детальные горно-опробовательские работы; при этом на проявлении «Первое» установлены промышленные содержания меди и никеля, а также значимые (до 1 г/т) концентрации платиноидов и золота в рудах. Сделан вывод о том, что медно-никелевое оруденение по тектономагматическим, петрохимическим и минералогическим особенностям близко к «норильскому» типу, даны рекомендации по направлениям дальнейших работ на Центральном Пай-Хое. Среди недостатков следует отметить отсутствие фаунистических характеристик средне- и верхнедевонских, а также верхнеордовикских отложений; кроме того, не был выяснен характер контакта между ордовиком и силуром.

В 1967–1969 гг. выполнена ГС-50 [216] на территории листа R-41-118-Г. Впервые на Пай-Хое в средне-верхнедевонских отложениях обнаружены конодонты, подтверждена точка зрения о наличии среднего карбона в этом районе. Выявлены новые объекты и дана оценка перспектив территории по марганцевым рудам и полиметаллам. Установлены основные рудоконтролирующие признаки марганцевого оруденения, изучен минеральный и химический состав руд. Сделан вывод о неперспективности марганцевых проявлений и нецелесообразности постановки дальнейших работ на этот вид минерального сырья. Впервые установлена фосфатность палеозойских отложений. Даны рекомендации по проведению поисковых работ в районе Карской кольцевой структуры для оценки ее перспектив на редкометалльное и благороднометалльное оруденение.

В 1968–1970 гг. проведена геологическая съемка на листах R-41-103-В (в, г); R-41-103-Г (в, г); R-41-104-В (в, г); R-41-116-Г (а, б); R-41-117-А (в, г); R-41-117-Б (в, г); R-41-117-В (а, б); R-41-117-Г (а, б); R-41-118-В (а, б) [190] с целью создания крупномасштабной геологической основы для территории, перспективной в отношении медно-никелевого сульфидного оруденения. В рамках этих работ проведены детальные поиски на рудопоявлениях Хенгурском, Первом, Сопча-Мыльк и Дальнем, выявленных Сопчинской ГПСР в 1966–1968 гг. [189]. Впервые на Пай-Хое для «лемвинских» фаций палеозоя при картировании использованы местные подразделения. В разрезе нижнего и среднего палеозоя выделены (снизу вверх): хенгурская (O₂), тальбейтывисская (O₂), сопчинская (O₂₋₃), оюская (S–D₁), ливановская (D₁), падейская (D₂) и громашорская (D₃) свиты. Закартированы подразделения нижнего карбона и нижней перми. «Эруптивные брекчии» Карской кольцевой структуры отнесены к сантонскому ярусу верхнего мела. Возраст выделенных свит ордовика и силура обоснован сборами и определениями комплексов граптолитов. Детальное петрохимическое изучение интрузивных магматитов позволило выделить два комплекса: хенгурский (долериты и габбродолериты известково-щелочной серии, локализованные в породах ордовикского возраста) и оюский (долериты субщелочной серии среди отложений силура). По результатам бурения установлена крайняя невыдержанность оруденения по падению и простиранию на проявлении Первое, дана также отрицательная оценка перспектив промышленной рудоносности (медь, никель) проявлений Дальнее и Сопча-Мыльк, выявленных предшественниками [189]. Кроме того, обнаружено 6 новых рудопоявлений и пунктов медно-никелевой минерализации, а также 2 проявления флюорита. Среди первых наиболее перспективным признано проявление Длинное; на нем рекомендованы детальные поиски с бурением структурно-поисковых скважин. Определены основные факторы контроля медно-никелевого оруденения. Однако не все вопросы в рамках данной ГС были решены. Так, следует отметить отсутствие палеонтологического обоснования возраста отложений верхнего ордовика и верхнего силура. Из-за большой мощности четвертичного покрова на трапециях R-41-103, 104 многие структурно-картировочные скважины не вскрыли коренные породы. Не выполнены и запланированные объемы поискового бурения на рудопоявлении Длинное.

Естественным продолжением ГС-50 в центральной части Пайхойского антиклинория стали работы Пайхойской ГПСР в 1971–1976 гг. [192] на территории, примыкающей с северо-запада к Карской площади, и лишь небольшим фрагментом (трапеции R-41-103-В (а, б)) входящей в нее. Геологическое картирование сопровождалось значительными объемами поисковых работ (включая поисково-картировочное бурение). В результате была составлена кондиционная геологическая карта масштаба 1 : 50 000 на большую территорию Пай-Хоя. Благодаря новым сборам фауны, уточнен возраст хенгурской и тальбейтывисской свит, впервые дана геохимическая характеристика почти всех стратиграфических подразделений. Закартированы и детально изу-

чены хенгурский и оюский интрузивные комплексы, определена их металлогеническая специализация, установлены геохимические критерии рудоносности, и на этой основе произведена «разбраковка» магматических тел. На проявлении Длинное выполнено поисковое бурение, даны рекомендации по проведению дальнейших работ. Осуществлена оценка золотоносности и фосфатонности черносланцевых отложений хенгурской и оюской свит, оценена возможность выявления титан-циркониевых россыпей, а также янтаря в средне-верхнечетвертичных отложениях.

В 1971–1972 гг. Силовской ГПСИ и Карским поисковым отрядом проведены геологосъемочные работы масштаба 1 : 50 000 на территории листов R-41-118-A (в, г), Б (в, г), В (в, г), а также поиски фосфоритов в бассейне р. Кара [222]. Картирование сопровождалось проходкой горных выработок, поисково-картирочным бурением в районе Карской депрессии, шлиховым и донным опробованием, а также площадной литогеохимической съемкой масштаба 1 : 10 000. В стратиграфическом разрезе выделены нижнее- и среднеордовикские стратоны, сопчинская (O₂₋₃), оюская (S-D₁), ливановская (D₁), падейская (D₂) свиты. Нижнекаменноугольные отложения впервые на юго-восточном Пай-Хое расчленены с детальностью до ярусов и фаунистически охарактеризованы. Выявлены многочисленные пункты оксидной железо-марганцевой минерализации, барита, фосфоритов, флюорита, поделочных камней. Даны рекомендации по направлениям дальнейших исследований: постановке поисковых работ на выявление промышленных скоплений фосфатных руд, оценки промышленных запасов поделочных и декоративно-облицовочных камней, специализированного геолого-геофизического изучения магматизма и металлогении Карской депрессии. Следует отметить недостаточную фаунистическую охарактеризованность стратонов среднего–верхнего карбона, верхнего девона и турне.

В 1973–1976 гг. проведены работы по среднемасштабному глубинному геологическому картированию (ГГК-200) в районе Карской депрессии на трапециях R-41-104-Б (в, г); 105; 106; 116-Б (а, б); 117-А (а, б), Б (а, б); 118-А, Б (а, б) [217] с целью уточнения генезиса кольцевой структуры и выявления перспектив алмазоносности, нефтегазоносности и медно-никелевого оруденения. При ГГК-200 проведены структурно-картирочное бурение, отбор мелкообъемных проб из различных пород коптогенного комплекса, шлиховое опробование для определения перспектив рыхлых отложений Карской структуры в отношении россыпей ильменита и циркона. По результатам этих работ составлены карты первого (покровного) «яруса» в масштабе 1 : 100 000 и второго «яруса» (масштаба 1 : 200 000). Установлено зональное трехчленное строение Карской структуры, получены данные по физическим свойствам и геохимическим особенностям пород. Подтверждена и обоснована фактическим материалом модель космогенного происхождения обеих (Карской и Усть-Карской) кольцевых структур и ударно-метаморфической природы развитых в них пород. В аллогенных брекчиях впервые выявлены импактные апографитовые алмазы «попигайского типа» (в ряде проб – с промышленными содержаниями), выполнена оценка их ресурсов и даны рекомендации по продолжению поисковых работ. Из недостатков следует отметить низкую точность рисовки геологических границ на карте второго «яруса». Дискуссионна оценка прогнозных ресурсов импактных алмазов, слабо обоснован позднемеловой возраст коптогенных образований, вызывают вопросы авторские варианты интерпретации первоисточников углерода для образования импактных алмазов. Результаты проведенных работ позднее отражены в опубликованных материалах, касающихся геологического строения Карской астроблемы [75].

В 1976–1977 гг. на более детальном уровне продолжено изучение импактных образований и их алмазоносности в южной части Карской депрессии при крупномасштабном глубинном геологическом картировании (ГГК-50) на листах R-41-117-А (а, б), Б (а, б); 118-А (а, б), Б (а, б) [230]. ГГК-50 сопровождалось профильными электроразведочными работами (методами СЭП и ВЭЗ) и поисково-картирочным бурением. Составлены карты первого (покровного) и второго «ярусов» Карской астроблемы. По результатам бурения и электроразведки изучены разрезы коптоаллогенных брекчий в южной части. Подтверждено незначительное содержание импактных алмазов во всех разновидностях коптогенных пород этой части структуры. По сравнению с предшествующим ГГК-200 [217] существенно новые данные по геологическому строению астроблемы отсутствуют. Объемы буровых работ явно недостаточны для составления кондиционной геологической карты второго «яруса» в масштабе 1 : 50 000. По заключениям разных лабораторий отмечается крайне низкая сходимость результатов анализов проб на импактные алмазы. Недостаточно материалов для объективной оценки точности интерпретации геофизических исследований. Более детально и квалифицированно обработанные разрезы коптогенных образований (по результатам этих работ) впоследствии отражены в материалах М. С. Машака [219].

В 1976–1978 гг. проведена групповая геологическая съемка масштаба 1 : 50 000 с общими поисками на территории листов, расположенных к югу и юго-западу от рассматриваемой пло-

щади [224]. Осуществлены поисковые работы на флюорит, в том числе на листе R-41-XXIX, а также оценка перспектив золотоносности черносланцевых отложений турне и вize. Составлена схематическая геологическая карта масштаба 1 : 50 000 бассейна рр. Сибирчатаяха и Сёсыяю (совмещенная с картой полезных ископаемых), на которой нашли отражение новые представления авторов о геологическом строении всего района работ. Впервые для палеозойских образований всего субрегиона приведено аргументированное структурно-формационное районирование с выделением карбонатных (елецких), кремнисто-терригенных (лемвинских) и кремнисто-терригенно-карбонатных (изьяшорских) фациальных типов разрезов. Детально изучены стратоны девона и карбона в карбонатных и кремнисто-терригенно-карбонатных фациях; для большинства выделяемых стратиграфических подразделений решены вопросы палеофаунистического обоснования возраста. Прослежен по площади потенциально флюоритонаосный горизонт в образованиях каменноугольного возраста; установлен возрастной интервал флюоритонакопления, выявлены стратиграфические, литологические и тектонические факторы контроля оруденения. Отмечена приуроченность сульфанит-сфалеритовой минерализации в известняках к узкому возрастному интервалу, выявлены повышенные концентрации цинка в сланцах этого же возраста. Это позволило авторам наметить направления дальнейших поисков стратиформного, существенно цинкового, оруденения. Тем не менее, в работе не до конца осуществлен переход к выделению местных стратиграфических подразделений в девоне и карбоне. Остались неизученными вопросы взаимоотношений лемвинских и изьяшорских фациальных типов разрезов. Дискуссионны принятые варианты интерпретации стратонов «изьяшорской подзоны» в качестве «переходных» между лемвинскими и елецкими фациями.

Примерно в то же время (1976–1979 гг.) производились поисковые работы на сульфидные медно-никелевые руды в междуречье рр. Хэйяха и Хэнгорью (листы R-41-115-A (а, б), Б; R-41-116-A, Б) [248]. Выявлены два проявления медно-никелевых руд (Савабейское и Хенгурское), однако заверка их горными работами показала низкие содержания полезных компонентов при локальном характере минерализации. Детализационные поиски были сконцентрированы на участках Северный, Савабейский, Первый, Хенгурский и сопровождалась площадной литогеохимической съемкой по вторичным ореолам рассеяния, гравиразведочными работами масштаба 1 : 5 000, электроразведочными работами (ЭП-ВП, ВЭЗ-ВП, ЕП-ПС, ППО), большим объемом горных и буровых работ. Геологическая карта масштаба 1 : 50 000 составлена по материалам предшествующей геологической съемки [189]. В нижнем палеозое впервые для территории выделены хенгурская (O_{1-2}), тальбейтывисская (O_2) и сопчинская (O_{2-3}) свиты, однако значительная часть геологических границ между ними проводится условно, в том числе из-за недостаточности палеонтологического обоснования возраста литологически сходных отложений. Не были реализованы запланированные объемы бурения на участке Северном и рудопоявлении Савабейское. Приведенные в отчете критерии поиска медно-никелевого оруденения уже были сформулированы предыдущими исследователями. В целом же принципиально новой информации в результате этих работ не получено; рекомендации авторов сведены к возможности обнаружения промышленных залежей медно-никелевых руд на глубине. Этими исследованиями по сути завершаются многолетние, длившиеся с 1966 г., попытки выявить в районе близповерхностное промышленное медно-никелевое оруденение.

После длительного перерыва в 1988 г. на Пай-Хое возобновляются геологосъемочные работы: поставлено ГДП-50 с общими поисками Кара-Силовской площади, охватывающее территорию листов R-41-118-A (в, г), Б (в, г), В, Г и продолжающееся по 1995 г. [226]. Геологическое доизучение сопровождалось значительными объемами горных и буровых работ, литохимического опробования, сопутствующих геофизических исследований (гравитационная съемка масштаба 1 : 50 000, площадная магниторазведка масштаба 1 : 25 000, электроразведка методами СЭП и ВЭЗ), а также гидрогеологическими и инженерно-геологическими изысканиями, специализированными ревизионно-опробовательскими работами на импактные алмазы в юго-восточной части Карской астроблемы. Был составлен комплект современных карт масштаба 1 : 50 000, который и сейчас может быть использован как геологическая основа для постановки поисковых работ на марганцевые руды, яшмоиды, флюорит, уран. Выделены терригенно-кремнисто-карбонатные батиаальные (лемвинские) и шельфовые карбонатные (елецкие) фации палеозоя. Дана детальная литологическая, петрографическая, петрохимическая, геохимическая и петрофизическая характеристика всех картируемых подразделений Лемвинской СФЗ. Представлены надежные материалы палеофаунистического обоснования возраста ранее «немых» стратонов нижнего–среднего девона, среднего карбона и нижней перми; приведена детальная биостратиграфия верхнедевонских и нижнекаменноугольных отложений с выделением всех конодонтовых зон и региональных горизонтов Уральской стратиграфической схемы. Выявлены и детально изучены многочисленные проявления оксидных и карбонатных марганцевых руд.

Получены принципиально новые данные, характеризующие высокую продуктивность фаменской карбонатно-терригенно-кремнистой марганценосной формации, площади развития которой авторами считаются перспективными на выявление месторождений бедных карбонатных руд. Установлены рудоконтролирующие факторы, поисковые признаки и уровни сингенетического накопления профилирующих видов минерального сырья (барита, фосфоритов, марганца). Переоценены прогнозные ресурсы высоких категорий и запасы Карского баритового месторождения. По результатам проведенного валового опробования коптогенных образований получены новые данные, свидетельствующие о их высокой продуктивности на импактные алмазы. Вследствие проведенного мелкообъемного опробования верхненеоплейстоценовых и современных отложений «апоугольные алмазы» установлены и в аллювии; показана принципиальная возможность образований россыпей ближайшего сноса. Приведена обоснованная оценка прогнозных ресурсов профилирующих полезных ископаемых (марганцевые руды, барит, алмазы). Ресурсы категории Р₃ импактных алмазов в Карской структуре оценены в 4 500 т. К сожалению, из-за системного кризиса в геологии и прекращения финансирования работ полностью не реализованы запланированные объемы картировочного и поискового бурения. Из-за этого не были завершены многие перспективные геохимические и геофизические аномалии, выявленные в ходе работ; не прослежены по простиранию вскрытые горными выработками пласты баритов и окисных железо-марганцевых руд. Не были решены отдельные вопросы биостратиграфического обоснования силурийских, нижне- и среднедевонских, верхнекаменноугольных и нижнепермских стратонов, основных подразделений четвертичной системы. Не проанализирована возможность расчленения хенгурских габброидов на несколько фаз или разновозрастных комплексов. При этом ГДП-50 Кара-Силовской площади, безусловно, является одним из наиболее результативных и эффективных исследований, проведенных на юго-восточном Пай-Хое, а составленный отчет по уровню представления и обобщения материала можно справедливо считать наиболее выдающейся работой, в чем несомненна заслуга основного автора и ответственного исполнителя А. С. Микляева.

ИЗУЧЕННОСТЬ НЕОГЕН-ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

К началу работ по ГДП-200 на данную территорию было составлено несколько поколений разномасштабных карт четвертичных отложений. Так, в 1959 г. для листов R-41-XXVIII, XXIX были изданы первые подобные карты в масштабе 1 : 200 000 [21, 22]; они в значительной мере отражали гипотезу о глобальных покровных оледенениях всего Европейского северо-востока. Однако уже с 1960-х годов при поисково-съёмочных и тематических работах геологами производственных организаций стали выделяться подразделения, выполняющие аллювиальные и морские террасы, а также более древние рельефообразующие неоген–раннечетвертичные образования, относимые авторами этих карт к прибрежно-морским, аллювиально-морским, ледово-морским. В конце 1960-х–начале 1990-х годов при геологических съёмках масштаба 1 : 50 000 (ГС-50, ГС-50, ГК-50, ГДП-50), в комплекты включались крупномасштабные карты четвертичных отложений с разрезами, детальными описаниями таксонов, гранулометрическими, палинологическими, микро- и макрофаунистическими характеристиками.

На западе рассматриваемой территории (центральная часть хр. Пай-Хой) [189] кроме аллювия русла, поймы и трех надпойменных террас, а также аллювиально-озерных образований были закартированы разные уровни морских отложений, в частности, пески каргинской свиты и казанцевского горизонта, охарактеризованные моллюсками, фораминиферами и диатомеями. На водоразделах Центрального Пай-Хоя прослежены пески вашуткинской свиты и ледово-морские образования роговской серии, содержащие морскую фауну и диатомеи.

В следующие годы [190, 216, 217, 222, 230] на соседних к востоку, юго-востоку и югу площадях помимо вышеперечисленных подразделений выделены и закартированы отложения зырянского горизонта, сформировавшиеся при участии морского фактора, а также морские и ледово-морские отложения падимейской и колвинской свит. У западной границы листа R-41-XXVIII закартированы [192] морские отложения среднерусского горизонта, охарактеризованные комплексами фораминифер, а также позднечетвертичный мариний, изучен минеральный состав морских песков.

В 1979 г. А. С. Микляевым [224] на карте кайнозойских отложений были отражены четвертичные подразделения, формирующие геоморфологическую «лестницу» аллювиальных (в долинах рек) и морских террас площади. На водоразделах закартированы эоплейстоценовые и плиоценовые стратоны, в разрезах скважин исследованы аллювий и лыжская свита миоцена.

Для изучения и детального картирования морских террасовых уровней в пределах Карской астроблемы и ее обрамления в конце 1960-х–начале 1970-х годов проведены специализированные геолого-геоморфологические работы [205] с созданием комплекта графических материалов в масштабе 1 : 100 000. И сейчас они являются наиболее значимыми в плане изучения состава и строения неоген–четвертичного покрова Карской впадины в первую очередь по огромному объему выполненных полевых работ с инструментальным барометрическим нивелированием поверхностей, маршрутными геоморфологическими и геологическими исследованиями, а также детальными описаниями разрезов, уже тогда относимых к неогеновой и низам четвертичной систем. Работы сопровождались сборами морской макро- и микрофауны, лабораторными определениями, анализом гранулометрического состава, системной интерпретацией физических свойств (плотности и магнитной восприимчивости) неогеновых и четвертичных пород. Материалы этих, а также вышеуказанных работ ГС-50, легли в основу представляемого варианта Госгеолкарты-200 листов R-41-XXVIII, XXIX.

В конце 1990-х и конце 2000-х гг. на территорию листа R-41 последовательно были составлены комплекты Государственной геологической карты масштаба 1 : 1 000 000 второго [23] и третьего [31] поколений. В первом из них карту четвертичных образований Пай-Хоя составляли специалисты, ранее в течение десятилетий проводившие геологосъемочные и тематические работы на этой территории (А. С. Микляев, А. С. Красножен, В. С. Зархидзе, П. П. Генералов и др.). Во втором комплекте карта плиоцен–четвертичных образований выполнена сотрудниками МАГЭ (акватория) и ВСЕГЕИ (суша). Соответствующие материалы на территорию суши в обоих случаях получались преимущественно камеральным путем – обобщением и переинтерпретацией материалов предшественников. Проведенные увязочные маршруты по доизучению рыхлых отложений являются недостаточными для решения дискуссионных проблем генезиса и возраста позднекайнозойской геологии, особенно на листах R-41-XXVIII, XXIX, где осмотрено всего нескольких точек. При этом обе мелкомасштабные карты принципиально отличаются друг от друга в части интерпретации фактического материала и выбора геолого-исторической модели, используемой при определении генезиса целого ряда геологических тел на территории Пай-Хоя и побережья Байдарацкой губы. Следует отметить, что до сих пор многими исследователями [2, 68 и др.] для северо-востока европейской части России (в том числе и рассматриваемой территории) предполагается гораздо большее участие на площади и в разрезе образований гляциального ряда.

ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

Гравиметрические исследования. Вся рассматриваемая площадь покрыта гравиметрическими съемками в масштабе 1 : 500 000 [206] и 1 : 200 000 [183, 199] (рис. 1). На основе этих работ в 1970 г. для обширной территории (включая и листы R-41-XXVIII-XXIX) подготовлена к изданию Гравиметрическая карта СССР масштаба 1 : 200 000 [95]. Карта изоаномал силы тяжести в редукции Буге (с сечением 2 мГал) построена в двух вариантах с единой плотностью промежуточного слоя, равной 2,3 г/см³, а также с учетом реальных значений его плотности по зонам (2,3, 2,5 и 2,7 г/см³). Поле Δg отражает основные структуры площади: Центрально-Пайхойский антиклинорий, Карскую астроблему, Коротайхинскую впадину и Северо-Пайхойский синклинорий. Первый из них фиксируется полосой вытянутых в северо-западном направлении положительных аномалий и имеет асимметричное строение: более крутое южное (высокий и повышенный градиент) и сравнительно пологое северное (слабый градиент). В западной его части наблюдается понижение уровня поля более чем в два раза. По авторам, широкий диапазон значений указывает не только на уменьшении суммарной мощности осадочных пород в центре и увеличении ее на крыльях антиклинория, но и на изменении петрографического состава допалеозойского субстрата. Карская астроблема рассматривается как депрессия; локальный максимум Δg интерпретируется как крупное интрузивное тело, прорывающее мощную толщу осадков. Глубина залегания верхней кромки этого тела по результатам количественной интерпретации составила 1,5–2,0 км, нижней – 7–8 км. Коротайхинская впадина выделяется отрицательным, а Северо-Пайхойский синклинорий – положительным гравитационным полем. Повышенный фон над последним объясняется предположением, что его фундамент сложен плотными вулканогенными породами.

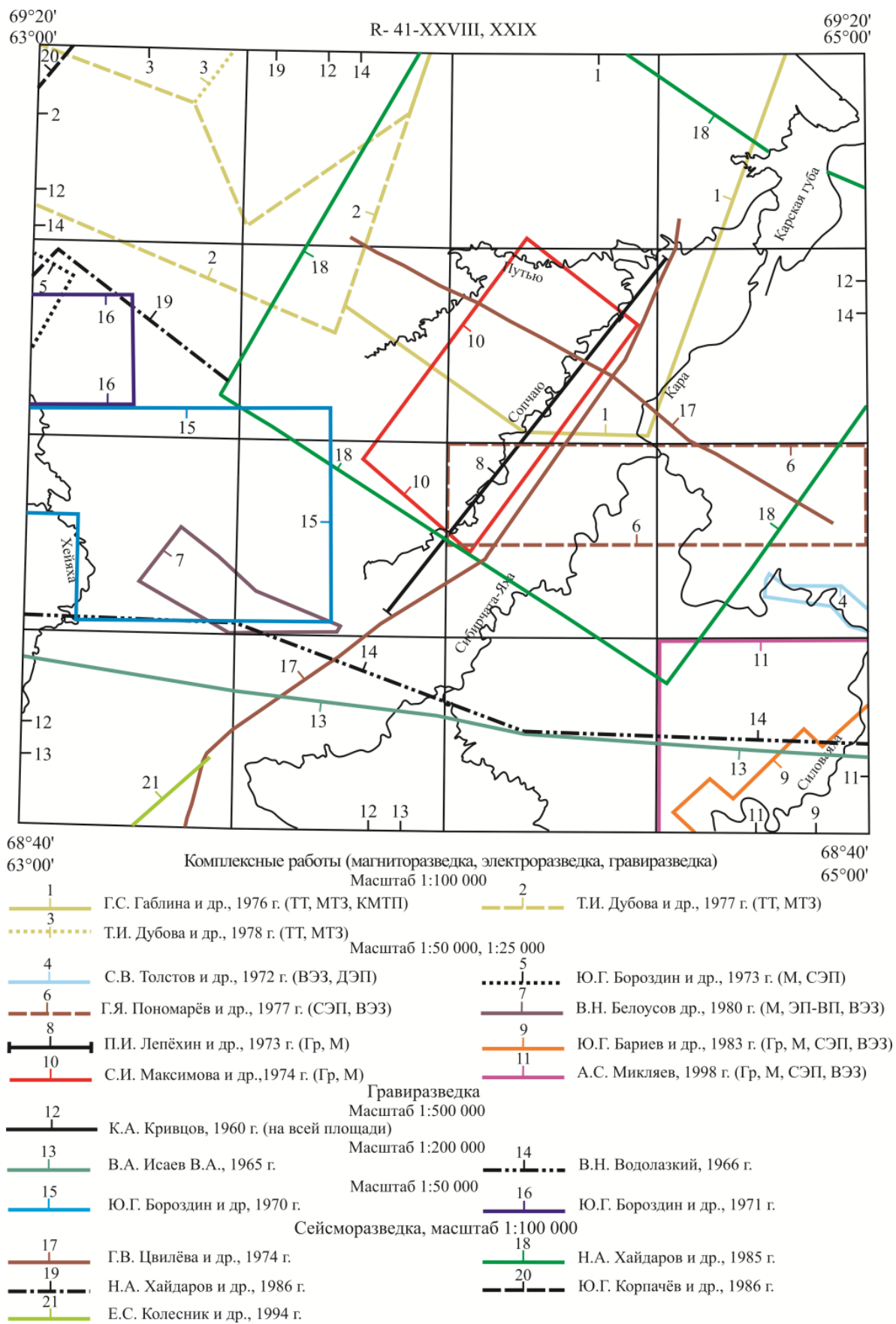


Рис. 1. Картограмма геофизической изученности наземными методами.

Попытка определения геологической природы гравитационного максимума, сопряженного с региональной аномалией магнитного поля в Центральном Пай-Хое, предпринята работами под руководством В. И. Аведисяна [167]. Авторы отождествляют аномалиеобразующее «пластовое

тело» с внедрившимися в разрез палеозоя гипабиссальными интрузиями (преимущественно силлами) габброидного состава. По их предположениям основной объем медно-никелевого оруденения ожидается на глубинах 0,3–1,5 км. Необходимо отметить, что и позднее (в 1983–1987 годах) при разработке современных моделей тектонического районирования Пай-Хоя [177, 178] совместно с накопленной геологической информацией широко использовались результаты переинтерпретации геофизических полей, выполненной И. Ф. Маркитантовым.

Около 25 % площади покрыто гравиметрическими съемками масштаба 1 : 50 000 [170, 180, 181, 214, 226]. По их результатам составлены карты изоаномал в редукции Буге (сечение 0,5 мГал) с плотностью промежуточного слоя 2,67 г/см³, частично – 2,3 г/см³, в единичных случаях – 2,0 г/см³. Результаты интерпретации использовались для тектонического районирования площади. Отмечается большая информативность крупномасштабных гравиметрических материалов для выделения долеритовых тел в Центрально-Пайхойском антиклинории; интрузии выделяются линейными положительными аномалиями Δg . Особый интерес представляют работы С. И. Максимовой и др. [214] в пределах Карской астроблемы. Авторами внутри гравитационного максимума (центр структуры) выделены 4 локальные аномалии (до 3 мГал), а южнее его – еще 2 аномалии меньшей интенсивности (до 1 мГал). По результатам заверочного бурения они связываются телами долеритов. Основной максимум в центре астроблемы интерпретируется как блок нижнепалеозойских пород, приподнятый в результате внедрения гранитного массива.

Названным работам предшествовали гравимагнитные исследования масштаба 1 : 25 000 вдоль регионального профиля [211]. Авторами отмечено, что гравитационное поле Карской «вулканотектонической депрессии» указывает на ее сложное строение. Уже тогда на фоне гравитационного максимума были выделены 2 локальные аномалии, связанные с телами долеритов.

Для обеспечения геофизической основой поисковых работ на сульфидные медно-никелевые руды в районе известных проявлений (Первое, Хенгурское, Сопчемыльское и др.) были проведены детальные комплексные геофизические работы, включающие в себя гравиразведку масштаба 1 : 10 000 и крупнее (1 : 1 000) [173, 197, 198, 181, 248]. По их результатам составлены карты изоаномал в редукции Буге с сечением 0,2 мГал и плотностью промежуточного слоя 2,67 г/см³, иногда – 2,63 г/см³. В отчете М. А. Зыскина [197] выполнен анализ аномалий над пластовыми интрузиями; по результатам интерпретации силы долеритов, несущие вкрапленную сульфидную минерализацию, выделяются максимумами до 0,7–0,9 мГал.

Аэрогеофизические (аэромагнитные, аэрогамма-спектрометрические, аэроэлектроразведочные) работы (рис. 2). В 1959–1961 гг. на рассматриваемой площади под руководством В. В. Большакова была проведена кондиционная аэромагнитная съемка масштаба 1 : 200 000 (высота залета 200–300 м, точность ± 11 –17 нТл). Она легла в основу Карты аномального магнитного поля СССР (изолинии (ΔT)) масштаба 1 : 200 000, составленной под редакцией П. А. Кукина (сдана в печать в 1977 г.). Поле слабо дифференцировано и отражает области скопления и ориентировку магнитных тел (габбродолеритов) в палеозойских отложениях.

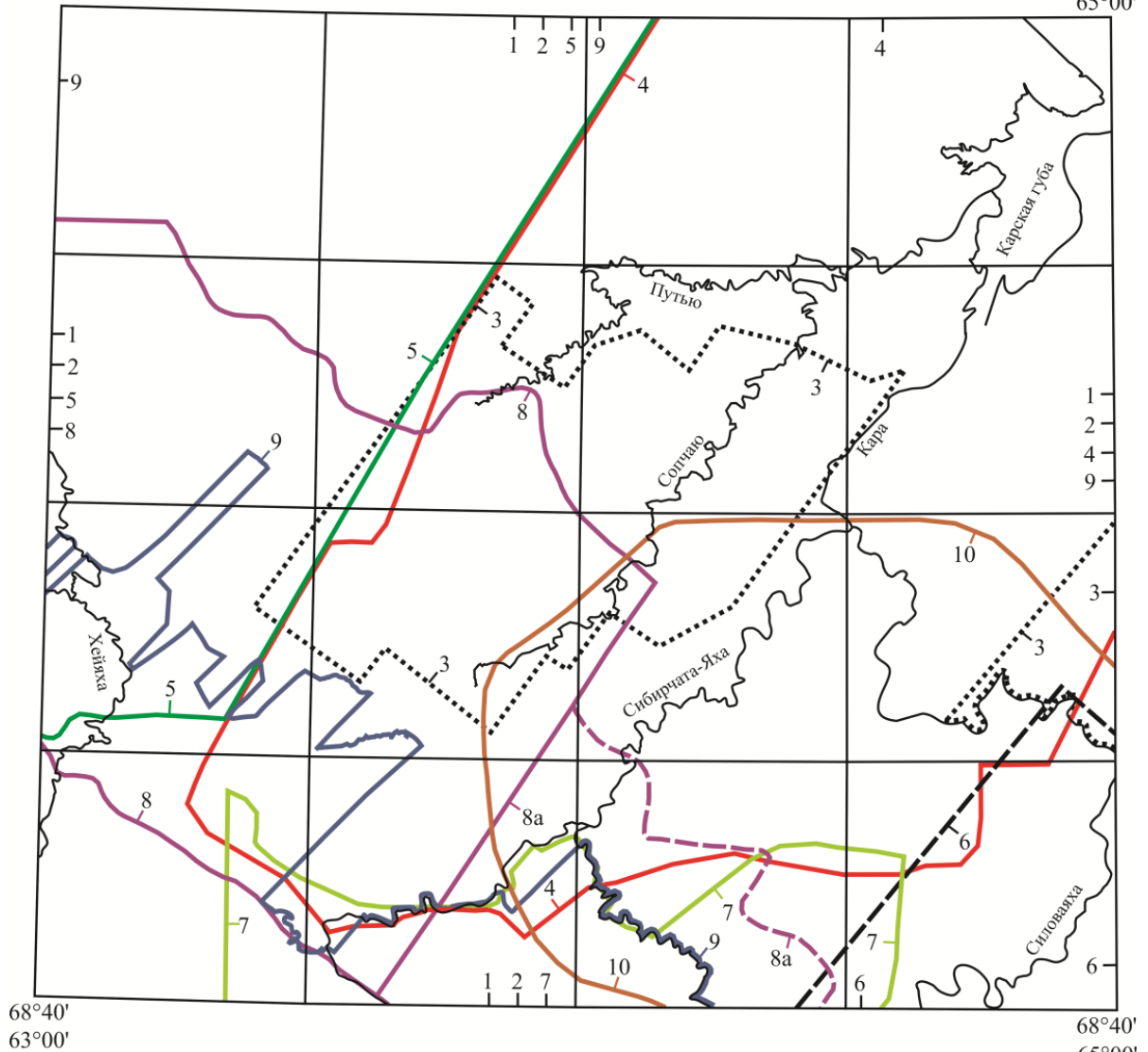
Позднее вся территория покрыта аэрогеофизическими съемками масштаба 1 : 50 000 и 1 : 25 000. Аэрогаммамагнитная съемка, выполненная под руководством О. П. Ушакова [240], охватывает всю описываемую площадь, но из-за низкой точности измерений (± 50 нТл; $\pm 0,51$ мкР/ч) информативность ее следует считать среднемасштабной. Начиная с 1965 г., вследствие использования высокочувствительной аппаратуры нового поколения (АМФ-21, АММ-13, КАМ-28) точность съемок повысилась до 2,5–6 нТл и они успешно использовались при геологическом картировании. Результаты работ представлены в виде основных карт (изолиний и графиков (ΔT) масштаба 1 : 50 000) и дополнительных графических материалов: карт трансформаций магнитного поля, схем геолого-геофизической интерпретации, структурных (тектонических) карт того же масштаба, а также сводных карт изолиний (ΔT) масштаба 1 : 200 000. Основная часть съемок (кроме работ Г. Н. Куликова [207]) выполнена на высоте 60–100 м.

Исследования А. А. Блинова и Д. Г. Осолодка с соавторами [179, 227, 228] охватывают значительную часть Пай-Хоя. В Центрально-Пайхойском антиклинории прослежены магнитные аномалии северо-западного простирания интенсивностью 50–100 нТл, которые авторами связывались с телами долеритов и габбродолеритов. Позднее по определениям петрофизических свойств образцов [173, 248] в качестве магнитных выделены и роговики, насыщенные пирротиновой вкрапленностью.

69°20'
63°00'

R- 41-XXVIII, XXIX

69°20'
65°00'



Аэромагнитная и аэрогаммамагнитная съёмка

Масштаб 1:200 000
В.В. Большаков, 1961 г. (на всей площади)

Масштаб 1:50 000 и 1:25 000

- | | | | |
|---|---|---|-------------------------------|
| 2 | О.П. Ушаков и др., 1962 г. (АГМ на вс. площ.) | 3 | А.Г. Блинов и др., 1967 г. |
| 4 | Д.Г. Осолодков, 1969 г. | 5 | Д.Г. Осолодков и др., 1970 г. |
| 6 | В.Г. Мавричев и др., 1972 г. (АГМ) | 7 | А.Ф. Чепик и др., 1974 г. |
| 8 | Н.Н. Савельев и др., 1978 г. | 9 | Г.Н. Куликов и др., 1985 г. |

Аэроэлектроразведочная съёмка, масштаб 1:25 000

- | | | | |
|----|------------------------------|----|------------------------------|
| 8a | Н.Н. Савельев и др., 1978 г. | 10 | Н.Н. Савельев и др., 1981 г. |
|----|------------------------------|----|------------------------------|

Рис. 2. Картограмма аэрогеофизической изученности.

Переменный характер и сложная морфология магнитного поля Карской астроbleмы (депрессии) объясняется авторами [179, 227] не только сложным геологическим строением участка, но и (частично) влиянием «эффузивных образований третичного возраста». В центре структуры исполнители отмечают интенсивную отрицательную аномалию (до $-1\ 600$ нТл), однако не дают ей удовлетворительного объяснения. Южное крыло Северо-Пайхойского синклинория («Карская впадина») выделяется спокойным простым по морфологии слабоинтенсивным ($0-40$ нТл) отрицательным магнитным полем, обусловленным влиянием преимущественно немагнитных верхнепалеозойских пород. Значения поля у северной границы планшета и за ее преде-

лами медленно возрастает, что исполнителями объясняется подъемом в этом направлении допалеозойского основания.

В восточной и юго-восточной части площади по работам В. Г. Мавричева [213] и А. Ф. Чепика [246] узкие цепочки линейных магнитных аномалий уверенно отождествляются с яшмоидами. По материалам других (методически идентичных) исследований [179, 227, 228, 234], выполненных в западной и центральной частях территории, яшмоиды (известные, в частности, на проявлениях Хэйяха и Пуъю) в магнитном поле не выделяются.

В 1972 г. в юго-восточной части площади была выполнена аэрогаммамагнитная съемка масштаба 1 : 25 000 [213]. По ее результатам составлена также карта γ -активности в масштабе 1 : 50 000. Наиболее перспективными в отношении радиоактивных элементов авторы считают среднедевонские отложения.

Под руководством Н. Н. Савельева в 1976–1978 гг. и 1981 г. были проведены аэроэлектро-разведочные съемки масштаба 1 : 25 000 методом БДК [234, 235]. Составлены (в масштабе 1 : 50 000) карты графиков $(H_y)_a$, $(\Phi_y)_a$ и карта изолиний $(H_y)_a$, структурно-корреляционная схема и карта результатов комплексной АЭР и АМ съемки; в масштабе 1 : 200 000 – металлогеническая и тектоническая схемы. Полученные материалы помогли существенно уточнить геологическое строение значительной части Центрально-Пайхойского антиклинория.

Аэромагнитная съемка на северо-востоке территории [207] была поставлена с целью определения перспектив на поиски нефтегазоносных структур; выполнена она на высоте 200 м, что существенно сказалось на ее информативности. В магнитном поле зонами положительных значений (ΔT) северо-западного простирания уверенно прослеживаются глубинные объекты, связанные с областью распространения ордовикских отложений, насыщенных силами магнитных долеритов. В центре Карской астроблемы (в районе гравитационного максимума) выделяется высокоградиентная отрицательная магнитная аномалия. Экстремум ее (-400 нТл), почти в два раза превышает максимальные значения окаймляющих положительных аномалий. Авторы предполагают, что данное тело вследствие удара метеорита получило обратную намагниченность. Расчетная глубина кровли возмущающего объема – 2,4 км, намагниченность – $-2\ 800 \cdot 10^{-5}$ нТл.

Сейсморазведочные работы. На территории первые региональные сейсморазведочные исследования масштаба 1 : 100 000 выполнены в 1973–1974 годах [245] методом МОВ на двух региональных профилях. Низкое качество полученного материала не позволило исполнителям провести уверенную корреляцию отражающих горизонтов; выделенные структурные элементы носят условный характер, поэтому в дальнейшем не использовались.

Начиная с 1984 года в районе Карской астроблемы под руководством Н. А. Хайдарова [242, 243] и Ю. Г. Корпачёва [203] проводятся сейсморазведочные работы по новой технологии – методом ОГТ с 12-и кратным суммированием наблюдений. По их результатам в масштабе 1 : 100 000 созданы структурные карты по отражающему горизонту III?, составлены схематические карты изохрон и изогипс, построены сейсмические и геолого-геофизические разрезы по профилям. Тем самым изучено глубинное строение астроблемы до 11 км, а смежных территорий – до 8 км. Горизонт III? исполнителями соотнесен предположительно со среднедевонским стратонам, содержащем в разрезе песчаники. Основным недостатком этих работ является весьма условная привязка отражающего горизонта III? из-за отсутствия глубоких параметрических скважин. В отчете Ю. Г. Корпачёва, завершающем сейсморазведочные работы по данному участку, приведена сводная структурная карта по упомянутому горизонту, обобщающая материалы 1985–1986 годов [242, 243]. Горизонт I–II, прослеживаемый в Коротайхинской впадине [202] на границе пермских и каменноугольных отложений, здесь не выделяется.

В 1992–1994 годах под руководством Е. С. Колесник [202] проведены региональные профильные работы по единой («утяжеленной») методике, при которой кратность наблюдений увеличена до 24 и 48 раз; это позволило авторам получить более информативный материал. Работы незначительно охватывают и юго-западную часть рассматриваемой площади. По этим материалам выделена «Сабриягинская тектоническая зона» (структурно совпадающая с одноименным паравтохтоном).

Наземные электроразведочные и магниторазведочные работы. В 1975–1978 годах в пределах Северо-Пайхойского синклинория проведены площадные электроразведочные работы в масштабе 1 : 100 000 методом ТТ [184, 186, 187] с целью выявления аномалий и аномальных зон как в палеозойских осадочных породах, так и в докембрийском основании. Помимо указанного метода, в небольшом объеме были поставлены МТЗ и КМТП для изучения глубинного геологического строения района. По результатам работ в том же масштабе построены карты параметров $E_{ср}$, E^{\parallel} , E^{\perp} , M , Φ , графики параметров КМТП, кривые МТЗ. Отсутствие увязки геоэлектрических горизонтов с данными параметрических скважин не всегда позволяет согла-

ситься с предложенной исполнителями геологической интерпретацией выделенных структур. Утверждение авторов о дискордантности структурного плана «нижнего» этажа (среднепалеозойские осадки с субмеридиальной ориентировкой блоков), «верхнему» (позднепалеозойские стратоны, дислоцированные субширотно) также дискуссионно, но за неимением других неопровержимых данных его можно условно принять. По материалам КМПТ и МТЗ оценена глубина залегания кровли низкоомных отложений (ордовик–силур) и поверхности высокоомного горизонта («фундамента»). Эти глубины составляют соответственно 7 и 9–11 км в северной части района; 4–4,5 и 7 км – в более южных областях. Представленные расчеты из-за отсутствия стратиграфической привязки данных к разрезам глубоких скважин выполнены с погрешностью. В центре Карской астроблемы выделен крупный Средне-Сопчаюский максимум, который интерпретируется как приподнятый блок нижнепалеозойских и протерозойских пород, осложненный серией разрывных нарушений.

Электроразведочные работы масштаба 1 : 50 000 и крупнее в осевой части Центрально-Пайхойского антиклинория и на его юго-западном крыле проводились с 1968 года; их целью было выявление сульфидизированных пластовых интрузий, перспективных в отношении промышленного медно-никелевого оруденения [173, 197, 198, 182, 248]. Исследования выполнены методами ЭП-СГ, ВП-СГ, ЭП-ВП, ВЭЗ-ВП, МППО, ЕП-ПС в комплексе с магниторазведкой. Часть из них [197, 248] была поставлена на уже известных рудопроявлениях (Первом, Северном, Хенгурском). Наиболее значимой следует считать работу, выполненную в масштабе 1 : 25 000 [173] комплексом магниторазведочных и электроразведочных (ЭП-ВП, ВЭЗ) методов. По ее результатам составлена карта мощностей четвертичных отложений масштаба 1 : 10 000, построена схематическая структурно-литологическая карта участка с элементами прогноза на сульфидную минерализацию по геофизическим данным, собрана представительная коллекция долеритов и роговиков для определения физических свойств пород. Использованный комплекс геофизических методов оказался оптимальным для решения поставленных геологических задач. В результате интерпретации материалов «разрез» расчленен на сланцево-карбонатную, сланцевую, пластово-интрузивную и метаморфическую составляющие.

На юго-востоке и востоке того же антиклинория в помощь ГДП-50 Кара-Силовской площади были проведены опережающие [170] и сопутствующие [226] геофизические работы. Здесь помимо гравиметрической съемки выполнена высокоточная ($\pm 2,7$, $\pm 2,3$ нТл) магнитометрическая съемка по сети 250×50 м, электроразведочные работы методами СЭП (АВ=1 000 м; по сети 1 000×200 м, 500×200 м) и ВЭЗ (АВ=1 000 и 2 000 м на отдельных профилях с шагом 200 м). Интерпретация магнитного поля (ΔT) позволила установить связь сложных по конфигурации аномалий с верхнедевонским горизонтом силицитов, и получить принципиальную возможность его картирования на участках с мощным покровом рыхлых отложений. По электроразведке (метод СЭП) выделены площади развития осадков «лемвинских» и «елецких» фаций. Однако более детальное расчленение по геофизическим данным таксонов Лемвинской зоны из-за сложной тектоники оказалось весьма затруднительным. К недостаткам работ необходимо отнести неоднозначную геологическую интерпретацию материалов ВЭЗ; из-за плохой обнаженности территории исследований и отсутствия надежных «геологических привязок» опорных геоэлектрических горизонтов она носит весьма приблизительный характер.

Необходимо отметить, что предпосылками для постановки электроразведочных работ методами СЭП и ВЭЗ для геологического картирования в районах с многолетней мерзлотой послужили более ранние опытно-методические исследования в южной части Карской астроблемы [230] и на северо-восточном крыле Центрально-Пайхойского антиклинория [236]. Выделенные геоэлектрические горизонты были литологически и стратиграфически сопоставлены с геологическими разрезами 7 скважин, пробуренных в рамках первого из этих объектов. По результатам работ были определены эффективные разности приемной и питающей линий. Используя аналогии, авторы предположили нахождение под четвертичными осадками и фрагментом коптогенного комплекса (в восточной части участка) пермских отложений, а на западе – присутствие ордовикско–девонских образований, насыщенных силами долеритов. Результатом работ С. В. Толстова и др. [236], кроме того, явилась схема мощности многолетнемерзлых пород. Эти же исполнители подтвердили наличие дифференциации мерзлых пород по сопротивлению в зависимости от их литологического состава, что дало возможность проводить последующие электроразведочные работы на Пай-Хое.

ТЕМАТИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Уровень геологической изученности Пай-Хоя существенно повышают материалы тематических (в т. ч. собственно картосоставительских) работ. Большой вклад в изучение геологии района внесли многочисленные исследования, проведенные сотрудниками ИГ КНЦ УрО РАН, ВНИИОкеангеология, ВСЕГЕИ, ИГиГ УрО РАН, УГСЭ, ПГО «Полярноуралгеология», отраженные в многочисленных отчетах, статьях, монографиях.

По стратиграфии, литологии, геохимии, метаморфизму, генезису и рудоносности палеозойских формаций Пай-Хоя следует особо отметить работы В. А. Чермных [122], В. С. Цыганко [120], Т. Н. Корень [60, 88], В. С. Енокяна [41], Л. Н. Белякова [8], А. А. Беляева [6, 175], А. И. Елисеева [188], В. Г. Халымбажди [119], Я. Э. Юдовича [143], Н. П. Юшкина [149]; в части кайнозойских отложений и геоморфологии – В. С. Зархидзе [193, 194], металлогении – В. Ф. Петрова [229]. Дополняют изученность палеозойских образований результаты исследований В. С. Рогова и Э. И. Галицкой по стратиграфии марганценовых нижнепермских отложений и оценке марганценоносности Пай-Хоя [101, 102]. Разрозненные материалы специализированных геологических и геохимических работ последних десятилетий были обобщены и проинтерпретированы Я. Э. Юдовичем в монографии [143], посвященной геохимическим характеристикам черносланцевых породных ассоциаций Лемвинской зоны, геохимии характерных элементов-примесей, минерагенезу и оценке перспектив рудоносности Пай-Хоя на различные виды полезных ископаемых, в том числе марганец и барит.

В материалах IV Уральского межведомственного стратиграфического совещания [105] отражена степень изученности палеозойских отложений Пай-Хоя на начало 1990-х годов – время практической ликвидации крупномасштабных геологосъемочных работ.

Изучению базальтоидов, их минералогических, петрохимических и петрографических особенностей, металлогенической специализации, а также перспективам и условиям формирования связанного с ними медно-никелевого оруденения посвящены исследования О. В. Заборина [45, 46, 47], Б. А. Остащенко [90] и Н. М. Чернышова [247].

Значительный вклад в изучение Карской кольцевой структуры, обоснование метеоритной природы и оценку ее алмазности сделан сотрудниками ВСЕГЕИ М. С. Машаком, В. А. Езерским, В. Л. Масайтисом. Ими детально изучены разрезы скважин, пройденных при глубинном геологическом картировании, проанализированы и обобщены результаты геолого-петрографических и минералогических исследований ударно-метаморфизованных пород, а также структурных особенностей астроблемы в связи с определением ее перспектив на полезные ископаемые; в тагамитах и зювитах установлено широкое распространение тогорита – нового типа алмазных агрегатов [71, 219]. Сделан вывод о нецелесообразности дальнейшего проведения поисковых работ по выявлению импактитов с промышленными содержаниями алмазов в пределах Карской астроблемы. Работами В. А. Езерского доказана принципиальная возможность образования алмазов при ударном метаморфизме из неграфитовых форм углерода, выделена новая (апоугольная) разновидность импактных алмазов [37, 38, 39]. Позднее по результатам изучения подобных структур разработана рациональная методика геологической съемки астроблем и оценки их минерагенического потенциала [220].

Современная модель тектонического районирования Пай-Хоя представлена в материалах исследований Л. Н. Белякова [9, 10, 176, 177, 178], В. В. Юдина [131, 132, 133], Ф. И. Енцовой [43], М. А. Шишкина [127]. Впоследствии материалы многолетних исследований были обобщены и переинтерпретированы В. В. Юдиным [134], где детально и аргументировано рассмотрены тектоническое районирование, морфология, генезис и возраст структурных форм, а также геодинамическая модель эволюции Палеоурала на основе палинспастических реконструкций и прогнозно-минерагенические аспекты.

В 1998–1999 гг. коллективом авторов под руководством А. С. Микляева [209] составлена легенда Вайгачско-Пайхойской серии листов Госгеолкарты-200 (второе издание), в основу которой положен принцип выделения картируемых местных (в т.ч. вспомогательных литостратиграфических) подразделений, что позволяет повысить качество региональных исследований.

В 2004–2008 гг. ОАО МАГЭ и ФГУП «ВСЕГЕИ» проведены работы по подготовке к изданию комплекта Госгеолкарты-1000 (третье поколение) листа R-41 [31]. Обобщен и переинтерпретирован с современных позиций весь накопленный к этому времени геологический материал. В результате редакционных полевых работ установлено, что район среднего течения рек Сибирчатая и Хэйя представляет собой зону перехода между лемвинскими (пайхойскими) и елецкими фациями, причем первые развиты в паравтохтоне, выделенном в Пестанмыльский (Пестаншорский) район. По единичным цирконам (U-Pb метод, SHRIMP-II) уточнен возраст хенгурского габбродолеритового комплекса. Сделан вывод о сравнительно небольшой ампли-

туде фронтального надвига и, как следствие, незначительном перемещении Пайхойского аллохтона на собственно шельфовые фации, что снижает перспективы выявления значимых ресурсов углеводородного сырья в поднадвиговой зоне. Дана прогнозная оценка медно-никелевых руд в пределах Центрально-Пайхойской потенциальной рудной зоны. Уточнен прогноз на марганец в Кара-Силовском фосфорито-баритово-марганцеворудном узле. Рекомендовано проведение ГДП-200 на территории листов R-41-XXVIII, XXIX, XXX.

В 2008 г. под руководством М. А. Шишкина [166] завершена актуализация легенды Вайгачско-Пайхойской серии листов Госгеолкарты-200/2 учитывающая изменения в структурно-формационном и минерагеническом районировании, в степени расчлененности и возрасте картируемых подразделений, а также в таксонах общей стратиграфической шкалы, обновленных версиях Стратиграфического и Петрографического кодексов и других нормативно-методических документах.

Подводя итог анализу геологической изученности листов R-41-XXVIII, XXIX, следует отметить, что к началу ГДП-200 Карской площади степень ее покрытия кондиционными геологическими съемками разных масштабов может считаться удовлетворительной для областей первой категории обнаженности. Проведенными в различные годы крупномасштабными геологосъемочными работами охвачено около половины территории (в т. ч. 10 % – ГДП-50); в наименее обнаженной части (район Карской депрессии) проведено ГТК-200 (30 % площади). Таким образом, более изученным является юго-восток площади, соответствующий в основном осевой части Центрально-Пайхойского антиклинория; отдельные участки полностью подготовлены к проведению поисковых и поисково-оценочных работ.



СТРАТИГРАФИЯ

В геологическом строении территории принимают участие стратоны, охватывающие временной интервал от позднего протерозоя до кайнозоя включительно. Протерозойские породы не выходят на дневную поверхность, палеозойские отложения (верхний кембрий–нижняя пермь) развиты практически повсеместно. Кайнозойские осадки, покрывающие чехлом всю территорию, отвечают палеогену, неогену и квартеру. Среди донеогеновых стратифицированных образований выделено 27 самостоятельных подразделений (в т. ч. 17 валидных), из которых 3 не выходят на картируемую поверхность, и показаны только на разрезе. Еще 16 свит по условиям масштаба или обнаженности сгруппированы в 6 объединенных (или не расчлененных) картируемых стратонов (из них 4 – только для разреза). В неоген–четвертичном возрастном диапазоне выделяется 28 таксонов (показаны на отдельной карте). Кроме того, в данной главе описано одно нестратифицированное подразделение – карский коптогенный комплекс позднемелового возраста.

ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ЭНОТЕМА

ВЕРХНЕРИФЕЙСКАЯ ЭРАТЕМА–ВЕНДСКАЯ СИСТЕМА

Близповерхностное положение верхнепротерозойских образований фиксируется по геофизическим данным в отдельных структурах Центрально-Пайхойского антиклинория. Считается (по аналогии с сопредельными территориями), что они представлены амдерминской, морозовской и сокольнинской свитами относящимися к Амдерминскому району Вайгачско-Пайхойской структурно-формационной зоны (СФЗ) байкалид [210, 249].

Амдерминская, морозовская и сокольнинская свиты нерасчлененные (RF₃-Vam-sk). Их обобщенный разрез слагается известняками, доломитами, глинистыми и глинисто-кремнистыми сланцами (в т. ч. углеродсодержащими), полимиктовыми и вулканомиктовыми песчаниками, лавами и туфами базальтов, андезитов, риолитов, ортосланцами. Мощность нерасчлененного подразделения превышает 3 400 м.

Амдерминская свита названа по р. Амдерма (крайний север Пай-Хоя). Выделена А. М. Ивановой [22] как стратон среднекембрийского возраста; состоит из известняков с линзами кремней и прослоями глинистых сланцев (в нижней подсвите). Типовые разрезы изучены по берегу Амдерминской лагуны, рр. Крестовой, Пойма-Яга и левым притокам р. Амдермы. В бассейне последней известняки вмещают Амдерминское месторождение флюорита. Позднерифейский возраст характеризуют строматолиты *Poludia russa* Raab.; комплексы микрофитолитов *Nubecularites uniformis* Z. Zhur., *Glebosites* sp., *Osagia tenuilamellata* Reitl., *O. maculata* Zabr., *O. composita* Z. Zhur., *O. grandis* Z. Zhur., *O. minuta* Z. Zhur., *Vesicularites bothrydioformis* (Krasnop.), *V. reticulatus* Nar., *Volvatella vadosa* Nar. и микрофоссилий *Leiosphaeridia crassa* (Naum.), *L. obsuleta* (Naum.), *L. holtedahlii* (Tim.) [105]. Подстилающие отложения не вскрыты. Мощность подразделения более 2 400 м.

Морозовская свита названа по проливу Морозова, разделяющему о. Местный и крайний север Югорского полуострова. Выделена В. С. Енокином [41] как характерная пестроцветная фациально изменчивая ассоциация эффузивных, пирокластических и осадочных пород. Подобная ассоциация на Полярном Урале известна под названиями оченьрдской [22] и бедамельской [72] свит. Стратотип морозовской свиты – «составной», с типовыми разрезами различных частей стратиграфической колонки по побережью пролива Морозова, рр. Пэумпэ-Яха, Желтая, Яркуче-Яха, Екро-Яха, левым притокам р. Амдермы и обнажениям к востоку от оз. Бол. Тоинто. Вулканиты рассматриваемой свиты по петрохимическим особенностям отнесены к трахиандезит-трахибазальтовой формации [204]; иногда вместе с вулканитами вышележащей сокольнин-

ской свиты объединяются в базальт-андезит-риолитовый «комплекс повышенной щелочности» [91]. Отмечается приуроченность к свите жильных зон с прожилково-вкрапленной медной минерализацией. По результатам исследований органических остатков выявлены комплексы микрофитоцитов: *Ambigolamellatus horridus* Z. Zhur., *Osagia tenuilamellata* Reitl., *O. hersinica* Jakch., *O. compositus* Z. Zhur., *Vesicularites compositus* Z. Zhur., *V. enigmatus* Zabr., *V. elongatus* Zabr., *V. ingensa* Jakch., *V. curtunicus* Jakch., *Volvatella vadosa* Nag. и редкие биогермы строматолитов: *Paniscollenia* sp., *Poludia russa* Raab. [105]. Контакт с амдерминской свитой интерпретируется как согласный. Мощность свиты 1 600–2 500 м.

Сокольнинская свита названа по мысу Соколий на побережье Карского моря (крайний северо-запад Югорского полуострова). Выделена А. М. Ивановой [22] первоначально как верхнекембрийско–нижнеордовикская. Типовые разрезы изучены по восточному побережью пролива Югорский Шар. Обычно стратон разделяется на две довольно контрастные по составу подсвиты. Нижняя (1 200–1 300 м) – риолиты, андезиты, базальты, их туфы, кластолавы, туфопесчаники, алевросланцы; верхняя (до 900 м) – флишоидное чередование углеродисто-кремнистоглинистых сланцев, туфосланцев, полимиктовых и вулканомиктовых песчаников, с редкими прослоями гравелитов, конгломератов, потоками базальтов. Свита содержит вендские микрофоссилии: *Balvinella faveolata* Schep., *Tortunema sibirica* Herm., *Leiosphaeridaia minutissima* (Naum.), *L. obsuleta* (Naum.), *Omalophyma solida* Gol., *Botuobia wernadskii* Schep., *Podolina minuta* Herm., *Polyschphaeroides contextus* Herm., *Palaeolyngbia cantenata* Herm., *Ostiana microcystis* Herm., *Chuarina circularis* Walcott [105]. Среди вулканитов нижней подсвиты преобладают кислые породы; вкупе с эффузивами другой основности они рассматривались либо как последовательно дифференцированная базальт-трахиандезит-риолитовая [204], либо как контрастно дифференцированная калиево-натриевая базальт-риолитовая [91] формации. Таксон коррелируются с лядгейской свитой Полярного Урала.

Предполагается согласное взаимоотношение сокольнинской и морозовской свит. Мощность сокольнинской свиты 2 100–2 400 м.

ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

Согласно легенде Вайгачско-Пайхойской серии листов Госгеолкарты-200 [166, 209] стратифицированные палеозойские образования с возрастным диапазоном от позднего кембрия по карбон включительно принадлежат Западно-Уральской структурно-формационной мегазоне, в составе которой выделяются Бельско-Елецкая и Зилаиро-Лемвинская СФЗ. По условиям формирования слагающих их вещественных комплексов первая отвечает шельфу, вторая – континентальному склону и подножью пассивной окраины Восточно-Европейской палеоконтинента (ВЕК). По частным обстановкам осадконакопления СФЗ дифференцируются на подзоны и районы. Зона сочленения аллохтонных «лемвинских» и автохтонных «елецких» комплексов на Пай-Хое располагается на юго-западе площади листов и трассируется Главным Пайхойским надвигом (ГПН). Орогенные пермские образования листов R-41-XXVIII, XXIX, залегающие на батальном комплексе, относятся к Пайхойской подзоне Пайхойско-Западноуральской СФЗ; пермские породы, отлагавшиеся на месте шельфа бывшей окраины ВЕК (к югу от ГПН), принадлежат к Кортаихинской подзоне Косью-Кортаихинской СФЗ Предуральской мегазоны.

КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ–ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА, СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Этому стратиграфическому интервалу отвечает единственное подразделение, расположенное в Пайхойской подзоне Зилаиро-Лемвинской СФЗ.

Хенгурская свита (С₃–О₂hn) названа по р. Хенгурью, правому притоку р. Сопчаю. В ранге свиты выделена А. З. Бурским [190]; сложена внизу преимущественно известняками, вверху имеет существенно сланцевый состав. Ранее эти отложения картировались как лланвирнский ярус среднего ордовика [189]. При составлении Легенды Вайгачско-Пайхойской серии листов ГК-200/2 [209] в свиту были включены сходные по составу и положению в разрезе отложения раннего ордовика на побережье Карского моря, ранее описываемые как свита Лакорсале [22, 88]. С добавлением локально развитой на северо-западе Пай-Хоя «базальной терригенной толщи» (300–600 м) верхнего кембрия–нижнего ордовика, стратон приобрел современное трехчленное строение [209]. В пределах рассматриваемой площади хенгурская свита слагает ядра и крылья наиболее крупных антиклиналей, образующих сводовую часть Центрально-Пайхойского антиклинория. По редким элювиальным развалам и данным бурения

[217] она картируется также в центре Карской астроблемы. На изученной территории достоверно установлены только средняя и верхняя подсвиты при нескрытой нижней границе. Тем не менее, по аналогии с соседними участками («Едунейское поднятие»), предполагается ограниченное развитие на территории базальных терригенных отложений низов разреза.

Опорный разрез нижней подсвиты описан северо-западнее оз. Бол. Тоин-То [41, 221]. Там на вулканитах морозовской свиты с угловым несогласием залегают полимиктовые конгломераты, гравелиты и песчаники переменной мощности (от 10–15 до 135 м). Выше они сменяются кварцевыми и олигомиктовыми песчаниками, а также алевролитами с прослоями алевропелитовых сланцев; мощность этой пачки 100–150 м. В линзах органогенных песчаных известняков А. З. Бурским определены трилобиты позднего кембрия: *Richardronella* sp., *Koldiniodia sulcatus* Rob. et Pantoja-Alor, *Dolgeuloma* aff. *inserta* (Kurk.) и др. Венчается подсвита алевролитами, алевросланцами с линзами органогенных песчаных известняков и известковистых песчаников, содержащих брахиоподы тремадока–аренига: *Clarkella sokolina* V. Bond., *Altorthis* sp., *Amdermella* sp., *Orthidae*; мощность пачки – 200–300 м, суммарная мощность нижней подсвиты – 300–600 м.

Стратотипический разрез средней подсвиты на побережье Карского моря (мыс Соколий и мыс Лакор-Сале) детально изучен В. И. Бондаревым в качестве стратотипа соколийского горизонта Унифицированной стратиграфической схемы Западной Субарктики [88, 209]. На центральном Пай-Хое эти отложения ранее включались в нижнюю подсвиту хенгурской свиты [189, 190, 192, 221]. В большинстве изученных разрезов средняя подсвита слагает подошву стратона, с размывом и базальным горизонтом известняковых конгломератов и песчаников (10–60 м). Полные разрезы подсвиты на территории не известны. В районе г. Сопчамыльк, на водоразделах между верховьем руч. Тальбейтывис и его правыми притоками, она изучена в разрозненных выходах, видимая мощность которых не превышает 10–20 м, а также сопровождающих их широких полосах элювиально-делювиальных развалов. Основной объем подсвиты здесь составляют алевритоглинистые и глинисто-алевритистые известняки с подчиненным количеством известковисто-кремнисто-глинистых и углеродисто-кремнисто-глинистых сланцев. Вверх по разрезу количество и мощность сланцевых прослоев возрастает (от 0,1 до 1,5 м). Отсутствие в изученных обнажениях широко представленных в стратотипе [88] водорослевых и органогенных известняков, равно как и потоков (5–7 м) базальтов, известных в районе пос. Амдерма [175], вероятно, отражает региональную фациальную изменчивость на этом стратиграфическом уровне.

Аренигский возраст этой части свиты в стратотипе аттестуют многовидовые комплексы брахиопод и трилобитов [22, 88], а также конодонты [175]: *Drepanoistodus forceps* (Lind.), *Protopanderodus gradatus* Serp., *Juanognathus variabilis* Serp., *Scolopodus rex* Lind., *Prioniodus* (*Oepicodus*) *evae* Lind., *Protoprioniodus* aff. *simplicissimus* Mc. Tavish, *Fryxellodontus* (?) *corbatoi* Serp. (определения С. В. Мельникова). Ни нижний, ни верхний контакты средней подсвиты на территории не вскрыты. Расчетная ее мощность составляет 150–180 м.

Верхняя подсвита (стратотип ее там же) детально описана В. И. Бондаревым как «филлограптовые сланцы нелидовского горизонта» [88, 209]. В пределах данной площади ее опорный разрез (№ 12 на карте) изучен на руч. Северном, левом притоке р. Тальбейтывис [189]. Здесь обнажаются слабо метаморфизованные первично глинисто-кремнистые (внизу) и углисто-глинисто-кремнистые (выше) сланцы с маломощными прослоями алевролитов и глинисто-углистых сланцев. В этом разрезе отсутствует лишь самые низы подсвиты, которые вскрываются в обнажении у г. Сопча-Мыльк, где стратиграфически ниже описанных сланцев залегают светло-серые слюдисто-кремнистые тонкоплитчатые сланцы видимой мощностью 50 м.

При сравнении со стратотипом заметно отсутствие здесь разлинзованных четко видимых прослоев глинисто-кремнистых и органогенных известняков [88]. В верхнехенгурской подсвите на руч. Тальбейтывис собраны граптолиты [190]: *Glyptograptus* ex gr. *dentatus* (Brongn.), *Tetragraptus* ex gr. *bigbyi* (Hall), *Didymograptus* ex gr. *bifidus* (Hall), *D.* aff. *geminus* (His.), *Glossograptus* aff. *hincksii* (Норк.) (определения Т. Н. Корень), характеризующие зону *Didymograptus bifidus* нижнего лланвирина. В ее основании и в кровле средней подсвиты на мысе Соколем А. А. Беляевым [175] собраны конодонты *Microzarcodina flabellum parva* Lind., *Prioniodus* (*Baltoniodus*) *navis* Lind., *Drepanoistodus forceps* (Lind.) и др. характеризующие верхи аренига. Мощность верхней подсвиты составляет 300–350 м.

Верхняя граница стратона описана на руч. Северном [189], где глинисто-кремнистые хенгурские сланцы сменяются пачкой ритмичного переслаивания известняков и глинистых сланцев тальбейтывисской свиты. Смена пород происходит постепенно, с появлением вначале редких тонких прослоев известняков, мощность и количество которых возрастает вверх по разрезу. Возраст хенгурской свиты отвечает диапазону от позднего кембрия по ранний лланвири.

Подробная петрографическая характеристика пород приведена в отчетах [175, 189, 190] и монографии В. И. Силаева [103]. По петрофизическим анализам [248] плотность неизменных пород хенгурской свиты 2,52–2,83 г/см³ (в среднем 2,68 г/см³). Наименьшие значения чаще соответствуют неизменным углисто-глинистым сланцам. Роговики самые плотные ($\sigma_{\text{ср}}=2,95$ г/см³, $\sigma_{\text{макс}}=3,6$ г/см³) и магнитные ($\alpha_{\text{ср}}=1\ 135 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, $\alpha_{\text{макс}}=3\ 330 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ). В магнитном поле ΔT они выделяются аномалиями 300–500 нТл при экстремумах 1 000–3 000 нТл. В зонах экзоконтактов их плотность и магнитная восприимчивость часто соизмерима с долеритами [173]. Неизменные породы свиты, за редким исключением, практически немагнитные ($\alpha_{\text{ср}}=70 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ). Магнитное поле спокойное, от –50 до 50 нТл. По данным электроразведки низкими значениям ρ_k (10–100 Ом·м) и η_k (10–20 %) уверенно картируются неизменные углисто-глинистые сланцы, высокими ρ_k (100–1 000 Ом·м) и аномальными η_k (10–40 %) – их ороговикованные разности.

По различным оценкам мощность средней и верхней подсвит на территории составляет 350–530 м [190, 209]. С учетом локального развития здесь нижней подсвиты мощность хенгурской свиты оценивается в диапазоне 450–1 100 м.

ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА

Образования, отвечающие только этой системе, на территории представлены двумя подразделениями. Они охватывают средний и верхний ее отделы, распространены в Пайхойской подзоне Зилаиро-Лемвинской СФЗ.

Тальбейтывисская свита ($O_{2-3}tb$) выделена А. З. Бурским с названием по руч. Тальбейтывис (правый приток р. Сопчаю). Представлена ритмично переслаивающимися известняками и парасланцами, слагающими крылья крупных антиклиналей Центрально-Пайхойского антиклинория. По редким элювиальным высыпкам и данным бурения [217] она фиксируется также в центре Карской астроблемы. Ранее эти отложения картировались как таксоны общей шкалы (лланвирн–карадок) [189, 190]. В максимальном объеме на территории листов тальбейтывисская свита наблюдается в стратотипе (№ 11 на карте) [189]; там на черноцветных сланцах хенгурской свиты залегают ритмично чередующиеся алевроитистые известняки, известковистые углеродисто-глинистые и глинисто-кремнистые сланцы. Трехэлементные, с мощностью слоев от первых миллиметров до 80 см или редуцированные (двухэлементные) циклиты выявляются по всему разрезу свиты [175]. В низах стратона из переслаивания часто выпадают известняки. В средней части свиты мощность каждого из элементов циклита возрастает в 4–6, (иногда в 10–20) раз; здесь возрастают размерность и содержание терригенной обломочной фракции в известняках, появляются прослои (до 0,5 м) известковистых песчаников [175]. В верхней части разреза все параметры циклитов вновь сильно уменьшаются. Терригенная примесь (до 15 %) в известняках имеет в основном алевроитовую размерность. Тальбейтывисская свита обнажена также по берегам руч. Геологический, Тальбейтывис, по рр. Хэнгорью и Хэйяха. На р. Хэйяха установлены ороговикованные глинистые известняки на контактах с интрузиями габбродолеритов [196]. За пределами площади (междуречье Мал. и Бол. Ою) в разрезе свиты, кроме того, описаны известняковые брекчии, гравелитобрекчии, прослои лав, лавобрекчий и туфолав базальтов, с увеличением общей ее мощности до 700–750 м [175, 221]. Нижняя граница подразделения согласная, с постепенной сменой (в переходной зоне около 10 м) сланцев хенгурской свиты тальбейтывийскими ритмитами, часто косослоистыми, с характерными сложными текстурами «завихрения» [189]. Взаимоотношения с перекрывающимися образованиями на территории листов не установлены. За ее пределами верхняя граница также согласная, с постепенным переходом к сопчинской свите [192].

Петрографическая характеристика основных видов пород приведена в отчетах о геологических съемках [189, 190, 192, 221] и тематических работах [175]. Минералогия описываемых отложений подробно изучена В. И. Силаевым [103]. Петрофизические свойства [248] сопоставимы с таковыми для пород хенгурской свиты: плотность – 2,55–2,89 г/см³ (средневзвешенная 2,71 г/см³); магнитная восприимчивость – $0-240 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ ($\alpha_{\text{ср}}=50 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ); удельное электрическое сопротивление – $0-26\ 500$ Ом·м ($\rho_{\text{ср}}=15\ 350$ Ом·м). Отложения, как и весь осадочный комплекс ордовика, характеризуется относительно спокойным магнитным полем ΔT (от –50 до 50 нТл).

По сборам граптолитов (определения Т. Н. Корень): *Didymograptus* ex gr. *murchisoni* (Hall), *D. cf. robustus* Eks., *Hustedograptus* cf. *teretiusculus* (His.), *Climacograptus* aff. *tubuliferus* Lapw., *Nemagraptus* cf. *exilis* (Lapw.), *N. ex gr. gracilis* (Hall) и др. [189, 190, 192, 221], а также конодонтов: *Puxodus anserinus* Lamont et Lind., *Eoplacognathus lindstroemi* (Hawar.), *Periodon* sp. и др.

[175] стратиграфическое положение тальбейтывисской свиты определяется в интервале от середины лланвирна (верхи тэлашорского горизонта, зона *Didymograptus murchisoni*) по чердын-ский горизонт включительно (нижняя половина карадока).

Мощность тальбейтывисской свиты 400–450 м [190].

Сопчинская свита (O_3sp) выделена А. З. Бурским [190], названа по р. Сопчаю. Стратотип на этой реке в устье руч. Тальбейтывис (№ 10 на карте) подробно охарактеризован в отчете Нялпейской ГСПС [190]. Этот же разрез впоследствии стал объектом исследований А. А. Беляева [175], результаты которых предопределили окончательную редакцию состава стратона. На территории листов изолированные выходы и участки элювиальных развалов известняков зеленовато-серых, глинисто-кремнистых, кремнисто-глинистых, глинисто-кремнистых сланцев этой свиты приурочены к крыльям и периклинальному замыканию Центрально-Пайхойского антиклинория (бассейны рр. Сопчаю, Бол. Седью, Сибирчатаяха, Хэйяха). Отличительной особенностью пород свиты является их светло-серая, с зеленоватым оттенком, окраска и шелковистый блеск на поверхностях сланцеватости. Также характерны текстуры биотурбирования кровли известняковых прослоев (в виде пятен, линз, спиралей и трубок), ранее описывавшиеся как «проблематичные образования, напоминающие стебли растений» [189, 190]. В верхней части разреза для известняков (в ритмах сланец-известняк) характерна общая тенденция (от подошвы к кровле) смены детритовых разностей грубодетритовыми, затем массивными кремнистыми, сланцеватыми глинисто-кремнистыми, интенсивно окремненными и в кровле – биотурбированными. По материалам крупномасштабных геологических съемок [189, 190] существенных фациальных изменений сопчинской свиты на площади не обнаружено. За пределами (рр. Мал. и Бол. Ою, Тарипатяха) описаны пласты известняковых брекчий и гравелитов мощностью 0,1–1 м [192, 221]; в верховьях руч. Марейшор, рр. Ханавезйяха и Бол. Серью (и на водоразделах этих водотоков) вблизи габбродолеритов часто встречаются ороговикоподобные и скарнированные разности основных литотипов.

На листах R-41-XXVIII, XXIX непосредственный контакт между сопчинской свиты и подстилающей тальбейтывисской свитами не наблюдался. За пределами площади нижняя граница сопчинской свиты согласная [192]. Породы свиты согласно перекрываются фаунистически охарактеризованными раннесилурийскими отложениями. В канавах по берегам рек Сопчаю и Бол. Седью зафиксирован постепенный, но быстрый переход светло-серых филлитовидных ордовикских сланцев в черные углисто-глинисто-кремнистые сланцы оюской свиты; граница часто совпадает с силлами габбродолеритов [190, 226].

Подробное литолого-петрографическое описание пород сопчинской свиты приводятся в производственных отчетах [189, 190, 192, 221], материалах тематических исследований [175] и в монографии Я. Э. Юдовича с соавторами [143]. По петрофизическим характеристикам [248] ее породы, в сравнении с подстилающей тальбейтывисской свитой, обладают пониженными плотностью ($2,35–2,74 \text{ г/см}^3$, $\sigma_{cp}=2,67 \text{ г/см}^3$), магнитной восприимчивостью ($0–100 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, $\alpha_{cp}=50 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ) и удельным электрическим сопротивлением ($20–10\,000 \text{ Ом}\cdot\text{м}$, $\rho_{cp}=9\,700 \text{ Ом}\cdot\text{м}$). Это связано с преобладанием в составе подразделения глинисто-известковистых сланцев и известняков. Сопчинские роговики не обогащены пирротиновой вкрапленностью, поэтому в магнитном и электрических полях самостоятельно не выделяются. Электроразведкой методом ЭП-ВП [173] эта осадочная ассоциация пород картируется по низким значениям ρ_k (обычно до $200 \text{ Ом}\cdot\text{м}$) и средним параметрам поля η_k ($5–10\%$).

Приведенные в отчетах [189, 190] скудные материалы палеонтологического обоснования возраста стратона дополняются сборами за пределами территории: в основании свиты – *Lonchodomas triangulus* Burs. и *Fascicrinus cf. flabellatum* (Yelt. et Stuk.), характерных для тыпыльского горизонта [192], а также представительными позднеашгиллскими комплексами конодонтов: *Belodina confluens* Sweet, *B. cf. stonei* Sweet, *Destamodus ex gr. europaens* Serp., *Pseudobelodina aff. dispansa* (Glen.), *Protopanderodus insculptus* (Br. et M.), *Oulodus* sp. (aff. *O. rohneri* Ething. et Fulk.), *Strachouognathus parvus* Rhodes, *Oneotodus mirtotus* Mosk., *Icriodella* (?) sp. indet. и др. из верхних пачек стратотипа и разрезов по р. Мал. Ою [175]. По совокупности имеющихся палеофаунистических материалов возраст сопчинской свиты карадокско(тыпыльско)–ашгиллский. Мощность свиты на изученной территории составляет 500–550 м.

СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА–ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Этому стратиграфическому интервалу соответствует одно подразделение, развитое в Пайхойской подзоне Зилаиро-Лемвинской СФЗ.

Оюская свита (S-D_{0j}) выделена Т. Н. Корень и В. С. Енокином в 1970 г. [60] с детальной биостратиграфической характеристикой ареального стратотипа по р. Мал. Ою (нижний силур) и берегу Карского моря у мыса Ливанова (верхний силур и нижний девон). Представляет собой переслаивание углеродсодержащих сланцев с кремнистыми и глинисто-кремнистыми известняками. В пределах площади свита выходит на дневную поверхность на обоих крыльях и юго-восточном замыкании Центрально-Пайхойского антиклинория, широкой полосой обрамляя его сводовую часть. В максимальном объеме ее отложения наблюдаются в опорном разрезе по руч. Марейшор (№ 22 на карте) и представлены в следующем обобщенном виде (снизу вверх):

- сланцы углеродисто-глинисто-кремнистые, реже углеродисто-кремнисто-глинистые, кремнисто-глинистые, глинистые с конкрециями гигантозернистых антраконитов, желваками, линзами и прослоями кремнистых известняков; отдельные слои и пачки фосфатсодержащие (особенно на венлокском уровне, где повсеместно присутствует пачка (до 25 м) углеродисто-фосфатно-глинисто-кремнистых сланцев с содержанием 2–9 % P₂O₅)..... 190 м
- ритмичное переслаивание известняков кремнистых, глинисто-кремнистых (часто петельчатых), сланцев глинисто-кремнистых, углеродисто-глинисто-кремнистых, углеродисто-кремнисто-глинистых и их карбонатных разностей с прослоями углеродисто-фосфатно-кремнистых сланцев..... 110 м
- сланцы углеродисто-глинисто-кремнистые, углеродисто-кремнисто-глинистые с прослоями углеродисто-кремнистых известняков 20 м

В стратотипе по появлению в литологически сходных отложениях граптолитов зоны *Monograptus hercynicus* [60] принята нижняя граница вышележащей ливановской свиты. Дополнительным обоснованием данного рубежа эти авторы считают появление тентакулитов на одном и том же стратиграфическом уровне во всех изученных разрезах Зилаиро-Лемвинской зоны Пай-Хоя и Полярного Урала. В опорном разрезе по руч. Марейшор эта граница совпадает с маломощным (1–2 м) субпластовым кососекущим телом долеритов. На других участках описываемой территории наблюдаются лишь фрагменты разреза или разрозненные коренные выходы, элювиальные развалы и высыпки. Наиболее представительный такой фрагмент (мощностью около 200 м) в центральной части антиклинория (р. Хэнгорью) описан геологами Сопчинской ГПСИ [189]. В нем согласный верхний контакт рассматриваемого стратона охарактеризован сборами *Monograptus hercynicus* Ретрег в сланцево-карбонатной пачке нижней части перекрывающей ливановской свиты. Сходный по составу фрагмент разреза изучен геологами Нялпейской ГПСИ [190] по левому притоку р. Бол. Седью на юго-западном крыле Центрально-Пайхойского антиклинория. В стратотипе возраст оюской свиты по граптолитам соответствуют всему силуру и началу лохковского века (зона *Monograptus uniformis*); он установлен с детальностью до граптолитовых зон (с лландовери по ранний лудлов) и характерных комплексов (поздний лудлов–основание лохкова) [60]. На других участках площади листов известны сборы лландоверийских и раннелудловских граптолитов, а также конодонтов нижнего девона [189, 190, 226].

Подробная петрографическая, петрохимическая и геохимическая характеристики пород оюской свиты содержится в отчете Пайхойской ГСП [226] и монографии Я. Э. Юдовича с соавторами [143]. По петрофизическим свойствам [226] углеродисто-глинисто-кремнистые, углеродисто-кремнисто-глинистые сланцы оюской свиты выделяются как низкоплотные (2,45–2,55 г/см³, $\sigma_{cp}=2,52$ г/см³), низкоомные (1–90 Ом·м, $\rho_{cp}=31$ Ом·м) и немагнитные (1–11·10⁻⁵ ед. СИ, $\alpha_{cp}=3\cdot 10^{-5}$ ед. СИ) породы. Наличие в сланцах карбонатной составляющей повышает их плотность до 2,68 г/см³ ($\sigma_{cp}=2,66$ г/см³) и удельное сопротивление до 1 500 Ом·м ($\rho_{cp}=1 028$ Ом·м). Из-за резкого преобладания в разрезе черносланцевых отложений, средне-взвешенная плотность оюской свиты значительно ниже (на 0,06–0,07 г/см³), чем у подстилающих и перекрывающих стратонов. По данным А. В. Балюры [169] она составляет 2,60 г/см³. Мощность свиты 320–330 м.

Оюская и ливановская свиты нерасчлененные (S-D_{0j-lv}). Этот таксон выделяется только на разрезе в северной части Карского района Зилаиро-Лемвинской СФЗ. Соответствующие отложения описаны выше. В обобщенном виде стратон сложен углеродисто-глинисто-кремнистыми, углеродисто-кремнисто-глинистыми сланцами с линзами и конкрециями известняков; на лудловско-пржидольском уровне фиксируется пачка (120–130 м) переслаивания глинисто-кремнистых известняков и сланцев; на пражско-эмсском уровне – пачка (35–40 м) петельчатых известняков. Суммарная мощность объединенного литокомплекса 450–490 м.

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

Представлена всеми отделами; семь самостоятельных подразделений, отвечающих только этому таксону общей шкалы, распространены на территории во всех элементах структурно-формационного районирования, один нерасчлененный таксон представлен только на разрезе.

Ливановская свита (D_{lv}) выделена Т. Н. Корень и В. С. Енокином [60] со стратотипом на мысе Ливанова (берег Карского моря в районе пос. Амдерма). Свита относится к Пайхойской подзоне Зилаиро-Лемвинской СФЗ; на крыльях и замыкании Центрально-Пайхойского антиклинория она картируется узкой полосой, разделяющей выходы оюской и падейской свит. Естественные обнажения и протяженные элювиальные развалы известны по рр. Хэйяха, Сопчаю, Бол. Серью, Бол. Седью, на водоразделе рек Сибирчатаяха и Кара. В опорном разрезе свиты (№ 21 на карте) по руч. Марейшор [222, 226] выдерживается двухчленное строение ливановской свиты сопоставимое со стратотипом (снизу вверх):

- сланцы углеродисто-кремнисто-глинистые, углеродисто-глинисто-кремнистые черные, их карбонатсодержащие разности с тентакулитами; прослой кремнистых и углеродисто-кремнистых известняков85 м
- известняки кремнистые, глинисто-кремнистые, тентакулитовые, петельчатые, серые и светло-серые, нередко «узорчатые» (с петлями, кружевами и узелками желтоватого карбонатно-глинистого материала на выветрелой поверхности); прослой карбонатно-кремнисто-глинистых, кремнисто-глинистых, глинисто-кремнистых сланцев.....35 м

Достаточно представительные разрезы этого подразделения описаны по р. Бол. Серью [190] и р. Хэнгорью [189]. При сходной последовательности породных ассоциаций в последнем случае отмечается незначительное увеличение общей мощности (до 160 м). Заметные фациальные изменения в строении свиты регистрируются к юго-востоку от границ территории, где на склонах хр. Бол. Едуней А. С. Микляевым [226] описаны разрезы «карского» типа – известняковые для всего объема стратона. Кроме того отмечались [92, 218] потоки (до 10–15 м) миндалекаменных базальтов среди петельчатых известняков в бассейне р. Хэйяха. По кровле последних во всех известных случаях согласных контактов проводится граница ливановской и вышележащей падейской свит.

Кроме редких определений граптолитов *Monograptus hercynicus* Perger в нижней (сланцево-карбонатной) пачке на р. Хэнгорью [189] и *Monograptus* sp. indet. на р. Сибирчатаяха [190] в пределах территории свиты не имеет палеонтологического обоснования возраста. По сопоставлению со стратотипом и разрезами на северо-западном Пай-Хое [221] время формирования нижней пачки считается позднелохковским (в объеме местных граптолитовых зон *Monograptus hercynicus* и *M. falcarius*). Пражский и раннеэмский (?) возраст петельчатых известняков характеризуют редкие конодонты: *Ozarkodina* ex gr. *steinhornensis*, *Pandorinellina miae* (Bult.) и др. [136]. Для «карского» (карбонатного) типа разреза ливановской свиты в ходе геологических съемок за пределами территории [226] получено надежное палеофаунистическое обоснование позднелохковско–раннеэмского возраста (в объеме шести конодонтовых зон: от *Ancyrodelloides delta* до *Polygnathus kitabicus*).

По результатам петрофизических исследований [226] обе пачки ливановской свиты существенно различаются по плотности и удельному электрическому сопротивлению. Углеродисто-глинисто-кремнистые сланцы почти аналогичны породам подстилающей оюской свиты: они немагнитные ($\alpha_{cp}=2 \cdot 10^5$ ед. СИ), низкоплотные ($\sigma_{cp}=2,60$ г/см³) и имеют пониженное сопротивление ($\rho_{cp}=891$ Ом·м). Известняковая пачка тоже немагнитная, но более «тяжелая» и высокоомная; внутри нее в зависимости от состава наблюдается дифференциация карбонатных пород по плотности и удельному электрическому сопротивлению. Так, самые высокие значения плотности и сопротивления у глинисто-кремнистых известняков ($\sigma_{cp}=2,71$ г/см³, $\rho_{cp}=4 106$ Ом·м); петельчатые известняки [170] характеризуются пониженными параметрами ($\sigma_{cp}=2,68$ г/см³, $\rho_{cp}=1 750$ Ом·м). Свита в целом немагнитная: $\alpha_{cp}=3 \cdot 10^5$ ед. СИ. Благодаря господствующему распространению известняков расчетная средневзвешенная плотность ее составляет 2,66 г/см³ [169]. Мощность ливановской свиты на территории от 120 до 160 м.

Падейская свита (D_{1-2pd}) относится к Пайхойской подзоне Зилаиро-Лемвинской СФЗ. Название предложено В. И. Устрицким [239] для толщи кварцитовидных песчаников с прослоями «глинистых и кремнисто-глинистых сланцев», прослеженной на первые сотни км от побережья Карского моря до р. Силоваяха; стратотип не указан. Последующими работами того же автора [116], а также А. Б. Юдиной [135], А. А. Беляева [175] в составе свиты установлено постепенное уменьшение доли аллогенных кварцевых песчаников в направлении с северо-запада на юго-восток, соответственно от 30–40 % (северо-запад Пай-Хоя, бассейн р. Бол. Ою) до 15–20 % (центральный Пай-Хой до р. Силоваяха) и 3–5 % (к востоку от р. Силоваяха). На террито-

рии это подразделение широкой полосой прослеживаются на крыльях Центрально-Пайхойского антиклинория с увеличением площади распространения на восточном периклинальном замыкании (бассейны рек Мал. Серью, Силоваяха, ручьев Едунейшор, Аргишный). В основном развит терригенно-кремнисто-сланцевый, (так называемый «марейшорский») фаціальный тип отложений [135]. Опорный разрез, интерпретируемый в качестве парастратотипа, описан А. С. Микляевым [226] в естественных выходах по руч. Марейшор и р. Кара (№ 18 на карте). На глинисто-кремнистых известняках ливановской свиты здесь согласно залегают сланцы кремнистые, кремнисто-глинистые (с прослоями фтанитов, силицитов и кремнисто-глинистых известняков), переслаивающиеся с пачками кварцевых песчаников и алевролитов. Содержание в разрезе основных литотипов: существенно глинистых, существенно кремнистых и обломочных терригенных (кварцевые песчаники и алевролиты) пород определяется (соответственно) значениями 50–55 %; 20–25 % и 15–20 %. Характерны многочисленные конкреционные пропластки (1–10 см) и линзы кремнистых, кремнисто-хлоритовых карбонатов железа и марганца с эволюцией их химического состава от анкеритов и сидеритов ($Fe_2O_3=25-45\%$) на эмском уровне, до олигонитов и кутнагоритов ($MnO=5-13\%$; $Fe_2O_3=13-34\%$) в верхней (эйфельско-живетских) части. В низах стратона известен горизонт (20–22 м) зеленых филлитовидных сланцев с частыми послойными скоплениями баритовых конкреций. На других участках развития «марейшорских» фаций (рр. Путью, Сибирчатаяха, Мал. Серью, Хэйяха) наблюдаются лишь фрагменты разреза мощностью до 50 (редко до 100) метров.

Выходы на дневную поверхность кремнисто-сланцевых «силовских» фаций падейской свиты известны в бассейне р. Силоваяха – от устья руч. Егор-Тывис до южной рамки листа R-41-XXIX. Реконструкция положения, состава и соотношения пород проведена А. С. Микляевым по разобщенным выходам на смежной с юго-востока площади [226]. При сопоставлении «марейшорских» и «силовских» фаций отмечаются следующие характерные особенности последних: а) отсутствие аллогенных обломочных пород в нижней части разреза; б) появление на поздне-эмском–эйфельском уровне двух прослоев (по 10–15 м) обломочно-криноидных известняков с линзами кремней; из-за стойкости к разрушению они часто прослеживаются на большие расстояния и приняты в качестве маркирующего горизонта для площадей развития «силовских» фаций; в) для верхней части свиты (живетский уровень) характерны кремнисто-глинистые сланцы с прослоями кварцевых песчаников, вмещающие редкие (до 3–5 %) маломощные (до 0,2 м) линзы и прослои кремнистых кутнагоритов и сидеро-родохрозитов ($MnO=20-29\%$); соотношение участия в разрезе сланцев, кремнистых пород, известняков и кварцевых песчаников (с алевролитами) составляет соответственно: 65–70 %; 7–10 %; 15 % и 3–10 %.

Верхняя граница падейской свиты согласная; для «марейшорского» фаціального типа проводится по подошве ленточно-слоистых ритмитов перекрывающей путьюской свиты. В «силовских» разрезах она находится в основании пачки кремнисто-глинистых и углеродисто-известковисто-глинисто-кремнистых сланцев с прослоями (0,1–0,2 м) и крупными колесобразными конкрециями кремнистых известняков, (ленточно-слоистые породы появляются несколько выше). Ограниченные палеонтологические материалы указывают на эмский возраст низов свиты «марейшорского» фаціального типа: *Pandorinellina* aff. *miae* в прослоях известняков среди фтанитовой пачки и комплекс конодонтовой зоны *Polygnathus gronbergi* [135] в карбонатных прослоях среди пачки зеленых сланцев с конкрециями баритов в 35–40 м стратиграфически выше подошвы свиты. «Силовские» фации охарактеризованы более представительными сборами конодонтов [226]: комплексами зон *Polygnathus gronbergi* (здесь и ниже – определения В. Г. Халымбаджи) и *P. inversus* в нижней карбонатно-сланцевой пачке; единичными находками *Ozarkodina* ex gr. *steinhornensis* Zieg. в прослоях известняков с тентакулитами среди зеленых филлитовидных сланцев; последовательной сменой комплексов зон позднего эмса–эйфеля: *Polygnathus costatus patulus*, *P. costatus partitus*, *P. costatus costatus*, *Tortodus australis*, *T. kockelianus* и *Polygnathus xylus ensensis* среди кремнистых пород и обломочно-криноидных известняков. По этим материалам, а также конодонтовым датировкам перекрывающих отложений, возраст падейской свиты принят эмско–живетским (в диапазоне от такатинского по ранненепашийское время включительно).

По петрофизическим данным [226] наиболее представительны охарактеризованы сланцевые породы, имеющие господствующее распространение. В зависимости от состава плотность их меняется в широком диапазоне: от 2,51 (2,46–2,59) г/см³, для углеродисто-кремнисто-глинистых до 2,75 (2,69–2,80) г/см³, для кремнисто-хлорит-гидрослюдистых разновидностей. Самые высокие значения – у филлитовидных сланцев с конкрециями баритов: $\sigma_{cp}=3,3$ (3,01–3,50) г/см³. Из подчиненных пород этот параметр определен для глинисто-кремнистых известняков – $\sigma_{cp}=2,69$ (2,66–2,71) г/см³, кварцевых песчаников с кремнисто-хлоритовым цементом – 2,71 (2,70–2,72) г/см³, кварцевых песчаников с карбонатным цементом – 2,65 (2,57–2,71) г/см³.

Средневзвешенная плотность пород падейской свиты составляет $2,60 \text{ г/см}^3$ [169]. По удельному сопротивлению сланцы выделяются как низкоомные: $\rho_{\text{ср}}=620$ (214–1 275) Ом·м; высокими значениями характеризуются известняки – $\rho_{\text{ср}}=5\,071$ (4 140–5 780) Ом·м и песчаники – $\rho_{\text{ср}}=2\,367$ (834–3 630) Ом·м. Породы стратона, как и отложения смежных свит (ливановской и путьюской), немагнитные ($\alpha_{\text{ср}}=15 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ). Мощность подразделения 300–450 м.

Устьлядгейская толща (D_{1-2ul}) распространена в Верхнесиловском районе Бельско-Елецкой СФЗ, на территории листов не обнажена, отображается только на разрезе. Название (по устью р. Лядгейяха, правого притока р. Кара) предложено при составлении легенды Полярно-Уральской серии листов Госгеолкарты-200/2 [208] для карбонатных осадков, ранее картируемых как средний девон (D_2), на отдельных участках расчлененных на эйфельские (D_{2ef}) и живетские (D_{2zv}) отложения. Типовые разрезы изучены по р. Кара и ее притокам [94, 124, 224]; основные результаты исследований обобщены в материалах IV УМСС [105]. При однородном составе толщи (мраморизованные известняки с прослоями доломитов) имеющиеся биостратиграфические материалы позволяют выделить осадки эмса, эйфеля, живета, в т. ч. несколько горизонтов от такатинского до чеславского включительно. В большинстве разрезов верхняя граница толщи маркируется резкой сменой серых, светло-серых известняков черноцветной ассоциацией известняков с прослоями сланцев. Мощность устьлядгейской толщи колеблется от 840 до 950 м.

Путьюская свита (D_{2-3pt}) распространена в обоих районах Пайхойской подзоны Зилаиро-Лемвинской СФЗ; выделена Ю. В. Жуковым [190] со стратотипом по р. Путью (№ 9 на карте). При отсутствии фаунистических остатков первоначально возраст подразделения был принят франским. Современная редакция литолого-петрографического состава свиты и материалы палеофаунистического обоснования возраста получены в результате исследований А. А. Беляева, А. И. Елисеева, А. С. Микляева, Я. Э. Юдовича [79, 82, 139, 188]. На территории листов она узкой полосой оконтуривает поля развития падейской свиты на крыльях и замыкании Центрально-Пайхойского антиклинория. Во всех изученных разрезах свита представлена специфическим тонким (ленточно-слоистым) чередованием серых карбонатно-кремнисто-глинистых и темно-серых (до черных) слабоуглеродистых кремнисто-глинистых сланцев, а также пиритизированных глинисто-карбонатных алевролитов (или глинисто-алевритистых известняков) с косослоистыми и более сложными текстурами. В стратотипе выделяются 8 сравнительно обособленных элементов (слоев, пачек), несколько отличающихся по составу и соотношению слагающих пород. Сходные по строению фрагменты разрезов путьюской свиты наблюдаются по рекам Кара, Бол. Серью, Мал. Серью, Силоваяха. Фациальные различия в пределах листов незначительны. По присутствию в основании свиты прослоев (0,05–0,7 м) и крупных колесовидных конкреций кремнистых известняков (бассейн р. Силоваяха) выделяются «силовские» фации [226]. Площадь их развития расплывчата (условно – от устья руч. Егор-Тывис до южной рамки листа R-41-XXIX). Наиболее представительным является разрез изученный А. С. Микляевым по руч. Едунейшор [226]. На юго-западном крыле антиклинория, (бассейн рр. Сибирчатаяха и Хэйяха) залегание отложений свиты сильно осложняют складчатонадвиговые нарушения, исключающие реконструкцию нормальной стратификации. Наблюдаемые здесь редкие пласты известняковых гравелитов и конглобрекций среди «стандартных» ленточно-слоистых ритмов отражают фациальные особенности Пестаншорского района [31].

Комплексы конодонтов, приведенные в отчете Пайхойской ГСП и Легенде Вайгачско-Пайхойской серии [209, 226], характеризуют возраст путьюской свиты интервалом зон *Palmatolepis disparilis*–*Polygnathus cristatus*, *Ancyrodella binodosa* и *Ancyrodella rotundiloba*, (по современным представлениям – биостратиграфических зон от *Klapperina disparilis* до *Mesotaxis falsiovalis*, что соответствует верхней части пашийского, кыновскому и нижней части саргаевского горизонта. Верхнюю часть последнего охватывает уже фтанитовая пачка основания громашорской свиты. Контакт путьюской и громашорской свит определяется отчетливой сменой листоватых темно-серых пиритизированных кремнисто-глинистых сланцев черными плитчатыми фтанитами с линзами и конкрециями кремнистых известняков. Результаты петрографических исследований подробно изложены в отчете Пайхойской ГСП [226]. Петрофизические характеристики известны для карбонатно-кремнисто-глинистых слабоуглеродистых сланцев [226]. Они немагнитные ($\alpha_{\text{ср}}=19 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ), отличаются значительной плотностью – $2,73$ ($2,68$ – $2,84$) г/см^3 , обладают относительно невысоким сопротивлением ($\rho_{\text{ср}}=1\,146$ Ом·м). Мощность подразделения 70–90 м.

Гурейтывисская толща (D_{2-3gt}) распространена в Верхнесиловском районе Бельско-Елецкой СФЗ; на дневной поверхности не обнажена, показана только на разрезе. Название (по руч. Гурейтывис) дано при составлении легенды Полярно-Уральской серии листов ГК-200/2 для замены местным стратоном ранее картируемых отложений франского яруса (D_3f) [208].

Опорные разрезы изучены [94, 224] по р. Кара с ее притоками (руч. Сизимьюнкошор, Утка-Тывис, Лесьтаимшор), р. Силоваяха и руч. Гурейтивис. Биостратиграфические материалы (по конодонтам) опубликованы в работе В. Г. Халымбаджи и др. [119]. В большинстве разрезов кыновские черноцветные сланцево-карбонатные отложения со стратиграфическим перерывом (пашийское время) залегают на среднеживетских мраморизованных известняках устьялдеггейской толщи. В основании описываемого стратона здесь регистрируются маломощные прослои (до 0,3 м) серых, зеленовато-серых гидрослюдистых и гидрослюдисто-шамозитовых сланцев; локально встречаются линзы аллитов и бокситов. Для нижней части пачки переслаивания углеродистых известняков, углеродисто-глинисто-карбонатных, углеродисто-кремнисто-глинистых сланцев характерны прослои амфипоровых известняков. Мощность отложений, соответствующих кыновскому горизонту, в разрезах варьирует от 20 до 35 м. Возраст характеризуют *Disphyllum emsti* (Wdkd.), *Uchtospirifer purchisonianus* (Vern.) и конодонты зоны *Ancyrodella binodosa*. Полные списки органических остатков приводятся в вышеупомянутых опубликованных и фондовых материалах.

В разрезах по р. Лядгей и руч. Утка-Тывис (приток р. Кара) нижняя (кыновская) часть толщи по составу сходна с устьялдеггейскими отложениями. Эта же ассоциация светло-серых известняков с инкрустационными текстурами, доломитовых и водорослево-строматопоровых известняков (общей мощностью в пределах 170–180 м) развита даже на саргаевском уровне. Биостратиграфически это подтверждают *Uchtospirifer purchisonianus* (Vern.) и *Trupestroma bassleri* Lec. По существенному увеличению мощности карбонатных отложений и сходному составу с подстилающими среднеживетскими известняками в этих разрезах предполагается отсутствие перерыва в пашийское время.

Вся совокупность палеонтологических материалов аттестует возраст гурейтивисской толщи в диапазоне от позднего живета (пашийский или кыновский горизонты) по конец франа (аскынский горизонт). Верхняя граница стратона принята по кровле пачки петельчатых глинистых известняков.

Мощность толщи 170–400 м (в бассейне р. Силоваяха она составляет 170–190 м, в бассейне р. Кара – до 350–400 м).

Громашорская свита (*D_{3gr}*) выделена В. И. Устрицким [239] для «пестрых кремнистых пород», названа по правому притоку р. Силоваяха – руч. Громашор (ныне р. Нядейха). Им дана общая характеристика состава свиты (существенно кремнистого) предположительно франского возраста. Последующими работами [175, 216, 222, 226] установлено локальное развитие чисто кремнистых образований и выявлены широко распространенные карбонатно-кремнистые фации громашорской свиты. В пределах территории она распространена полосами сложной конфигурации на обоих крыльях Центрально-Пайхойского антиклинория (в бассейнах рек Путью, Кара, Хэйяха, Сибирчатаяха и их притоков), и слагает обширные участки на его восточном замыкании (бассейн р. Силоваяха). Принадлежит к Пайхойской подзоне Зилаиро-Лемвинской СФЗ.

На большей части листов таксон характеризуется выдержанным кремнисто-карбонатным составом. Стратотипический разрез свиты в этих фациях детально изучен [226] по скальным выходам в правом борту р. Силоваяха (на карте № 25) и представлен в следующем виде снизу вверх:

- черные фтаниты с пропластками (1–5 мм) листовато-пластинчатых углисто-глинисто-кремнистых сланцев, редкими конкрециями (до 0,2–0,3×0,3–0,5 м) и линзами (толщиной 0,2–0,3 м) темно-серых кремнистых известняков, иногда с гигантозернистыми агрегатами антраконита; в верхней части прослои (1–3 см) светло-серых силицитов30 м
- равномерное чередование тех же черных фтанитов и сланцев, сменяющееся выше плитчатыми светло-серым силицитам, в верхней части с прослоями зеленовато-серых глинисто-кремнистых сланцев25 м
- лентовидно-слоистое чередование зеленовато-серых глинисто-кремнистых сланцев, светло-серых силицитов и черных фтанитов с редкими конкрециями и линзами серых кремнистых известняков40–50 м
- почти белые и темно-серые слоистые кремнистые известняки с прослоями серых силицитов, углеродисто-глинисто-кремнисто-карбонатных сланцев, пористых фтанитов и выше зеленовато-серых тонкослоистых глинисто-карбонатно-кремнистых сланцев и серых глинисто-кремнистых известняков30 м
- черные пиритизированные углеродисто-глинисто-кремнистые известняки с частыми (до 40 %) прослоями черных радиоляриевых фтанитов, углеродисто-глинисто-кремнистых, углеродисто-глинисто-карбонатно-кремнистых сланцев, глинисто-известковистых силицитов, серых глинисто-кремнистых известняков25 м
- глинисто-кремнистые известняки с частыми прослоями черных радиоляриевых фтанитов, углеродисто-глинисто-кремнистых и углеродисто-глинисто-карбонатно-кремнистых сланцев, серых стекловатых и грубо-плитчатых глинисто-известковистых силицитов, реже фтанитов24 м
- темно-серые грубоплитчатые глинисто-известковистые силициты, сменяющиеся выше переслаиванием этих же пород и зеленовато-серых кремнистых или глинисто-кремнистых известняков36 м
- светло-зеленые тонкослоистые глинисто-известковисто-кремнистые и известковисто-глинисто-

кремнистые сланцы с редкими прослоями светло-серых мраморовидных кремнистых известняков и микрозернистых стекловатых силицитов зеленоватой и розовой окраски.....14 м
 – региональный (для Залаиро-Лемвинской зоны Пай-Хоя) маркирующий горизонт полосчатых разноцветных (тонкие прослои от бледно-розовых до сургучно-красных оттенков) яшмоидов (содержание MnO от 1–3 до 9–12 %), включающих три слоя (0,15; 0,5 и 1,0 м) белых мраморовидных кремнистых известняков с пятнами азурита и малахита.....20–25 м

Суммарная вскрытая мощность громашорской свиты в этом разрезе – 240–290 м.

Фациальные ее изменения на территории листов фиксируются так называемыми «переходными» и «суперкремнистыми» типами разрезов громашорской свиты с не вполне ясными закономерностями их распространения. «Суперкремнистые» фации развиты локально на р. Кара (парастратотип, № 17 на карте), по руч. Громашор, в бассейне р. Мадагаяха, вблизи устья руч. Едунейшор, по правым притокам р. Силоваяха. Сводный разрез этого типа по результатам геологических съемок [222, 226] представляется следующим образом (снизу вверх):

– черные плитчатые фтаниты с прослоями углеродисто-глинисто-кремнистых сланцев, выше постепенно сменяющиеся серыми, светло-серыми стекловатыми силицитами.....50 м
 – «пестроцветные» (белые, желтоватые, охристые, розоватые, зеленоватые, сиреневые и др. оттенки с сплошным или узорчато-пятнистым их распределением) силициты и гидрослюдисто-кремнистые сланцы, макроскопически почти не отличимые друг от друга50 м
 – «подъяшмовая» пачка тонкослоистых зеленых гидрослюдисто-кремнистых и кремнисто-гидрослюдистых сланцев с маломощными (1–5 мм) прослоями красноцветных (розовых, лиловых) разностей10 м
 – маркирующий горизонт тонкоплитчатых сургучно-красных яшмоидов.....5–10 м

На участках окварцевания встречаются брекчиевые и массивные пиролюзит-пиломелановые руды. Мощность громашорских «суперкремнистых» ассоциаций в этом районе 90–130 м. Во всех изученных разрезах этого типа яшмоиды перекрываются пестроцветными силицитами силовыхихинской свиты.

Выделяются также «переходные» типы разрезов между «карбонатно-кремнистыми» и «суперкремнистыми» [226]. Площади их развития предполагаются по левобережью р. Силоваяха от левых притоков р. Кара до г. Малуйседа. Вопрос о первичной или вторичной природе подобных ассоциаций остается открытым.

Несколько иной «карбонатный» фациальный тип стратона описан В. И. Устрицким [116, 239] по р. Хэйяха (№ 23 на карте) на юго-западном крыле Центрально-Пайхойского антиклинория, в Пестаншорском районе Пайхойской подзоны. Характерным отличием здесь является присутствие серии пластов склоновых известняковых конглобрекций (с галькой неправильной формы) часто со следами оползневых деформаций. Данная особенность громашорской свиты в этом районе отмечалась также А. А. Беляевым [175], М. А. Шишкиным [249] и др.

Верхняя граница свиты во всех типах разреза проводится по кровле маркирующего горизонта яшмоидов (с преобладающими характерными сургучно-красными цветовыми оттенками). Возраст ее характеризуют весьма многочисленные и представительные комплексы конодонтов с последовательной сменой биостратиграфических зон: *Palmatolepis transitans*–*P. punctata*–*P. hassi*–*P. jamieae*–*P. rhenana*–*P. linguiformis*–*P. triangularis*–*P. crepida*–*P. rhomboidea*–*P. marginifera* [226], что соответствует большей части франа и низам фамена (верхней части саргаевского, доманиковому, мендыскому, аскынскому, барминскому, макаровскому и нижней части мурзакаевского горизонтов).

Подробная петрографическая, петрохимическая и геохимическая характеристики пород громашорской свиты содержится в отчете Пайхойской ГСП [226]. По результатам петрофизических исследований [226] отложения громашорской свиты делятся по плотности на две группы; с низкими ($\sigma_{cp}=2,60 \text{ г/см}^3$) – фтаниты, силициты, сланцы; и высокими значениями – родохрозиты ($\sigma_{cp}=2,92 \text{ г/см}^3$), яшмоиды ($\sigma_{cp}=2,76 \text{ г/см}^3$), известняки ($\sigma_{cp}=2,71 \text{ г/см}^3$). Средневзвешенная плотность пород свиты $2,63 \text{ г/см}^3$ [169]. По удельному электрическому сопротивлению как высокоомные выделяются родохрозиты ($\rho_{cp}=5425 \text{ Ом}\cdot\text{м}$), яшмоиды манганокarbonатные ($\rho_{cp}=5 \cdot 210 \text{ Ом}\cdot\text{м}$) и сургучно-красные ($\rho_{cp}=4 \cdot 221 \text{ Ом}\cdot\text{м}$), известняки ($\rho_{cp}=3 \cdot 320 \text{ Ом}\cdot\text{м}$); как низкоомные – пористые глинисто-кремнисто сланцы ($\rho_{cp}=36 \text{ Ом}\cdot\text{м}$).

Магнитное поле над громашорской свитой на площади листов неодинаковое. В западной ее части, в бассейнах рр. Путью и Хэйяха оно спокойное, яшмоиды не выделяются [179, 228, 234]. На участке Путью [196] окисные руды в основном немагнитные ($\alpha_{cp}=51 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ). Магнитными являются ассоциации, представленные переслаиванием яшмоидных силицитов, кремнистых известняков, кутнагоритсодержащихся сланцев. Магнитная восприимчивость их меняется от 2 до $330 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ ($\alpha_{cp}=129 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ). На участке Хэйяха [196] выделены сильно магнитные сланцы подрудной зоны – $2 \cdot 822 (63-7 \cdot 900) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ. Остальные породы (яшмоиды,

силициты, кутнагоритовые руды, сланцы глинисто-карбонатно-кремнистые, известняки) в основном немагнитные. На востоке площади (руч. Громашор, р. Сёсыяю, р. Силоваяха) по результатам аэромагнитной съемки [213], яшмоиды прослеживаются цепочкой линейных аномалий ΔT от 5 до 46 нТл. По данным наземной магнитной съемки [226] они также выделяются локальными аномалиями (10–50 нТл); на ручье Аргишный их интенсивность достигает 400 нТл. По электроразведке методом СЭП [170] яшмоиды фиксируются зонами повышенных (от 200 Ом·м) и высоких (до 2 500 Ом·м) значений кажущегося сопротивления. Мощность стратона на территории 90–290 м.

Варкатывисская толща (D_3vt) относится к Иргизлинско-Карской подзоне Бельско-Елецкой СФЗ. Обнажена у южной рамки листа. Выделена при составлении легенды Полярно-Уральской серии листов ГК-200/2 [208]; названа по руч. Варкатывис (юго-восточный Пай-Хой, бассейн р. Сибирчатаяха). Сложена своеобразными серыми и светло-серыми тонкополосчатыми мраморизованными известняками (макроскопически сходных с карбонатными отложениями устьядгейской толщи) со стяжениями и линзами доломитов. Прослеживается вдоль тектонического контакта елецких и лемвинских фаций на участке между реками Сибирчатаяха и Силоваяха. Фациальная принадлежность подразделения дискуссионна. Чистота известняков и однородность строения толщи позволяют предполагать [40] их биогермное происхождение. По мнению А. С. Микляева [209], образование тонкой полосчатости и мраморизация пород обусловлены стрессовым метаморфизмом с возникновением «кристаллизационной сланцеватости» вдоль фронта Главного Пайхойского надвига. Из органических остатков определены конодонты, в т. ч. представительным комплексом зоны *crepida* (низы фамена): *Palmatolepis glabra glabra* Ulr. et Bass., *P. regularis* Cooper [224]. Со смежными стратонами известны лишь тектонические контакты. Мощность толщи ориентировочно составляет 450–500 м [209].

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА–КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Пять подразделений с «переходным» возрастом распространены в Михайловско-Вайгачской и Пайхойской подзонах. Среди них присутствуют как самостоятельные стратоны (свиты, толщи), так и один нерасчлененный картируемый таксон. Различен и объем (возрастной интервал) этих подразделений.

Силоваяхинская свита (D_3-C_1sl) выделена А. С. Микляевым [79, 80] (с первоначальным названием «силовская») для карбонатно-черносланцевых отложений ранее картируемых на территории листов как подразделения общей шкалы (C_1t , C_1v_1 , C_1v_{1-2}) [216, 222]. Принадлежит к Карскому району Пайхойской подзоны Залаиро-Лемвинской СФЗ, узкой полосой прослеживаясь на крыльях и замыкании Центрально-Пайхойского антиклинория. Во всех изученных разрезах нижняя (фаменская) часть свиты при существенно кремнистом составе и переменном количестве карбонатов характеризуется светлой окраской пород; выше она постепенно переходит в черносланцевую ассоциацию турне-визе.

В максимальном объеме карбонатно-кремнистый фациальный тип разреза представлен в стратотипе по р. Силоваяха (№ 24 на карте). Основание свиты здесь слагают серые массивные кремнистые известняки с частыми конкрециями темно-серых кремней размером до 0,2–0,3 м; комплексы конодонтов отвечают верхней подзоне зоны *Palmatolepis marginifera* – низам мурказевского горизонта [226]. Нижний контакт пачки тектонический, с частичной потерей мощности (до 5–7 м). Над известняками залегают светло-серые, стекловатые, иногда слабо карбонатные силициты с прослоями серых кремнистых известняков, а также кремневых и розоватых яшмовидных силицитов в низах пачки и фтанитов в ее верхах. Выше они сменяются переслаиванием различных силицитов, углисто-кремнисто-глинистых и глинисто-кремнистых сланцев, черных радиоляриевых фтанитов и марганценосных кремнистых карбонатов переменного состава (манганокальцитов, сидероманганокальцитов, доломитистых манганокальцитов, родохрозит-известковистых и родохрозит-известково-доломитистых силицитов). Еще выше залегают пачка черных плитчатых радиоляриевых фтанитов, углеродисто-глинисто-кремнистых и углеродисто-кремнисто-глинистых сланцев, внизу с прослоями стекловатых силицитов (а также глинисто-манганокарбонатных их разновидностей), кремнисто-известковистых манганодоломитов и марганецсодержащих кремнистых известняков.

Основание турне в стратотипе отождествляется с прослоем мелкообломочных кремнистых известняков с зональным видом *Siphonodella* cf. *sulcata* Huddle. Аналогичные известняки среди существенно черносланцевых отложений на этом стратиграфическом уровне наблюдаются по р. Кара и ее притокам, в бассейнах р. Силоваяха и р. Путью; их мощность варьирует от 1 до 4 м,

иногда достигая 7 м. От других подобных пород они отличаются характерным пятнистым обликом из-за многочисленных включений почти белого карбонатного материала. Стратиграфически выше залегают черные радиолариевые фтаниты с прослоями углисто-глинисто-кремнистых, углеродисто-кремнисто-глинистых и листоватых гидрослюдистых сланцев, а также линзы серых кремнистых известняков с конодонтами зоны *duplicata* (верхи малевского горизонта): *Siphonodella duplicata* Zieg., *S. cf. cooperi* Hass., *Polygnathus communis communis* Br. et M., *Pseudopolygnathus dentilineatus* V. Brans., *Ps. fusiformis* Br. et M. Еще выше фиксируется пачка почти черных углеродисто-кремнистых и серых кремнистых детритовых известняков с прослоями черносланцевых пород. Л. С. Колесник и В. А. Чермных [57] выделяют здесь зону *Dollymae bouckaerti* по определениям коноднтов: *Gnathodus delicatus* Br. et M., *Dollymae bouckaerti* Groess., *Dollymae* sp., *Gnathodus cuneiformis* Mehl et Thom., *Polygnathus communis communis* Br. et M., *Pseudopolygnathus oxypageus* Lane, Sand. et Zieg., *Bactrognathodus cf. angularis* Br. et M. Венчает разрез чередование пакетов (0,5–7 м) кремнистых, в т. ч. углеродсодержащих известняков и черноцветных осадков (фтанитов, углисто-глинисто-кремнистых и углисто-кремнисто-глинистых сланцев, а также их карбонатных разностей) с частыми послонными скоплениями конкреций фосфоритов (P_2O_5 – 25–27 %). Верхнюю часть зоны *anchoralis* (самые верхи турне) характеризует комплекс коноднтов: *Polygnathus inornatus* E. Brans., *P. longiposticus* Br. et M., *P. lobatus* Br. et M., *Gnathodus semiglaber* Bisch., *G. cuneiformis* Mehl et Thom., *G. pseudosemiglaber* Thom. et Fell. Нижняя половина визе (зона *texanus*) определяется коноднтами *Gnathodus texanus* Roundy и *Pseudognathodus symmutatus* (Rhod., Aust. et Druce) [226]. Общая мощность стратотипического разреза около 220 м. После перерыва в обнаженности выше по реке вскрыты уже плитчатые кремнистые известняки карской свиты. Заметные фациальные изменения в «карбонатно-кремнистой» силоваяхинской свите установлены только в низах стратона. К западу от р. Силоваяха однородные кремнистые известняки в ее основании замещаются серыми стекловатыми силицитами с прослоями яшмовидных пород и кремнистых известняков.

Принципиальные фациальные отличия всей верхнефаменской части проявляются в так называемых «суперкремнистых» разрезах [226], не содержащих прослоев известняков. На территории листов они развиты локально без отчетливых границ их площадного развития и в целом совпадают с распространением «суперкремнистых» фаций громашорской свиты – по рекам Кара (вблизи устья р. Силоваяха) и Нядейяха. Состав «суперкремнистых» фаций описан А. С. Микляевым [226] в выходах по р. Кара выше устья р. Бол. Серью (№ 16 на карте). Здесь, над горизонтом яшмоидов (кровля громашорской свиты) залегают пестроцветные силициты (в т. ч. тонкополосчатые), которые выше сменяются пачкой чередования серых стекловатых и пестроцветных силицитов, в верхней части с прослоями (2–3 см) темно-серых (до черных) фтанитов, количество которых возрастает к кровле. Венчают этот разрез преимущественно черные тонкоплитчатые фтаниты с редкими прослоями серых силицитов и конкрециями (0,2–0,5 м) карбонатных их разновидностей; здесь же отмечают марганценовые феррородохрозиты и сидерородохрозитовые силициты.

Кроме того, выделяются переходные типы разрезов [226]. Для каменноугольной части силоваяхинской свиты существенных фациальных различий на территории не обнаружено, неотчетливо улавливаются вариации состава за счет различного количества прослоев кремнистых известняков (от 3 до 15 %) и непостоянного присутствия прослоев доломитов. Взаимоотношения с перекрывающими отложениями носят характер постепенной, но достаточно быстрой смены силоваяхинского переслаивания углеродисто-кремнистых известняков и черноцветных силицитов карскими плитчатыми известняками с линзами, пропластками, конкрециями кремней и редкими маломощными прослоями черных сланцев. По материалам А. С. Микляева [222, 226], В. А. Чермных [121, 122], Л. Н. Белякова [8], Л. С. Колесник [57], А. Б. Юдиной [136] свита имеет надежное биостратиграфическое обеспечение. Возраст обосновывается многочисленными определениями коноднтов (конкретные их формы приведены выше). В верхней части обобщенного разреза известны также сборы турнейско(?)–нижневизейских комплексов фораминифер и аммоноидей [57, 222, 226]. Стратиграфический интервал стратона устанавливается в диапазоне от верхней части мурзакаевского по нижнюю часть тульского горизонтов (большая часть фамена, турне и нижняя половина визе).

Петрографическая характеристика, петрохимические и геохимические особенности основных видов пород приведены в отчетах [175, 189, 190], монографиях В. И. Силаева [103] и Я. Э. Юдовича с соавторами [143]. По петрофизическим свойствам подразделение близко к громашорской и оюской свитам. Так, расчетная средневзвешенная плотность всей силоваяхинской ассоциации пород сопоставима с этими же параметрами для оюских черносланцевых отложений ($2,60 \text{ г/см}^3$). По исследованиям А. С. Микляева [226] самыми плотными и магнитными

в разрезе являются кремнистые феррородохрозиты ($\sigma_{\text{ср}}=2,94 \text{ г/см}^3$, $\alpha_{\text{ср}}=155 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ). Остальные породы практически немагнитные ($\alpha=0-26 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ). В поле $\Delta g_{\text{лок}}$ ($R_{\text{оср}}=3, 6, 9$ км) масштаба 1 : 50 000 [226] свита попадает в зону локального понижения значений (от -2 до -3 мГал), что позволяет предполагать доминирующий в ней состав как черносланцевый. Подошва ее уверенно фиксируется в районе р. Силоваяха, руч. Громашор, руч. Аргишный аномалиями, подчеркивающими маркирующей горизонт магнитных яшмоидов нижележащей громашорской свиты. Мощность подразделения 175–220 м.

Сибирчатаяяхинская толща (D_3-C_1sb) выделена М. А. Шишкиным при подготовке к изданию ГК-1000/3 листа R-41 [31]; распространена в Пестаншорском районе Пайхойской подзоны. Для нее характерны плитчатые кремнистые детритовые известняки (с линзами и прослоями черных кремней и известняковых конглобрекций), переслаивающиеся с глинистыми марганцовистыми известняками. Название дано по реке Сибирчатаяха, где описан относительно полный разрез толщи. Ранее, при ГС-200 и создании второго поколения ГК-1000 листа R-(40)-42 данные отложения расчленились на таксоны общей шкалы – турнейский, визейский, серпуховский (намюрский) ярусы и относились к «елецким» фациям. Впервые на их вероятную принадлежность к «лемвинскому» типу разрезов указали А. И. Елисеев и А. А. Беляев [175, 188], включив эти и подстилающие отложения громашорской и путьюской свит в «переходную пестаншорскую градацию». В составе стратона выделяются две ассоциации пород, которые можно рассматривать в ранге подтолщ.

Нижняя подтолща (более 150 м) сложена ритмично построенными пачками глинистых (часто с поясками и линзами черных кремней) и марганцовистых известняков; последние выделяются бурым цветом выветрелой поверхности. Кроме того, в толще присутствуют прослои глинисто-кремнистых сланцев и пласты (0,5–1,5 м) известняковых конглобрекций. В марганцовистых известняках определены конодонты позднего фамена (здесь и далее определения А. В. Журавлева): *Branmehla inornata* (Branson et Mehl), *Palmatolepis gracilis expansa* Sandberg et Ziegler, *Polygnathus cf. glaber* Ulrich et Bassler, *P. symmetricus* E. Branson, *Pseudopolygnathus micropunctatus* Bischoff et Ziegler, что указывает на одновозрастность данной пачки с низами силоваяяхинской свиты, которые на этом уровне также содержат прослои манганокарбонатов. Выше по разрезу в конглобрекциях найдены фаменские конодонты (с признаками переотложения): *Palmatolepis sp.*, *P. cf. regularis* Cooper.

Верхняя подтолща (более 450 м) сложена преимущественно плитчатыми кремнистыми известняками с линзами черных кремней. Отдельные прослои в основании элементарных ритмов содержат криноидный детрит, встречаются пласты известняковых конглобрекций. Определены конодонты: *Gnathodus typicus* Cooper, *G. pseudosemiglaber* Tompson et Fellows, *Kladognathus sp.*, что указывает на поздне-турнейский возраст отложений (зоны *typicus-anchoralis*). Кроме того, в подтолще определены фораминиферы турне: *Parathuramina dagmarae* Suleimanov, *Suleimanovella suleimanovi* (Lipina); раннего визе: *Priscella ex gr. prisca* (Rauser et Reitlinger), *Paratikhinella carbonica* Malakhova, *Earlandia cf. moderata* (Malakhova) и позднего визе: *Tetrataxis angusta* Vissarionova, *Paleotextularia longiseptata* Lipina, *P. gibbosa minima* Lipina, *Propermodiscus ex gr. krestovnikovii* (Rauser) и др. (определения С. Н. Ремизовой). По характеру отложений разрез верхней подтолщи близок к преимущественно карбонатным пачкам верхов силоваяяхинской и основания карской свит.

Описываемое подразделение согласно залегает на громашорской свите. Верхний возрастной предел сибирчатаяяхинской толщи определяется как ранний серпухов (конодонты: *Gnathodus girtyi collinsoni* Rhodes, Austin et Druce, *G. girtyi simplex* Dunn) [31]. Об относительной глубокowodности данных осадков свидетельствует градационное распределение детрита в ритмах, практически полное отсутствие макрофауны, наличие марганцовистых известняков, пласты склоновых известняковых конглобрекций. Расчетная мощность стратона при нескрытой верхней границе составляет более 600 м.

Сизимьюнкошорская толща (D_3-C_1sz) распространена в Верхнесиловском районе Бельско-Елецкой СФЗ, естественные выходы концентрируются в бассейне рр. Сибирчатаяха, Мадахаю Первая и Мадахаю Вторая. Название толщи по руч. Сизимьюнкошор, левому притоку р. Кара; выделена при составлении легенды Вайгачско-Пайхойской серии листов Госгеолкарты-200/2 [209] для мелководных шельфовых карбонатных отложений фаменского яруса. Представительные разрезы известны юго-восточнее территории листов [195] по р. Силоваяха, ручьям Сизимьюнкошор, Утка-Тывис, Лесьтаимшор (левые притоки р. Кара) и др., где повсеместно отмечается сходное переслаивание известняков, и их доломитовых разновидностей; присутствуют подчиненные прослои доломитов (до 5–10 м) и органогенных известняков.

На территории листов подразделение представлено не в полном объеме и сложено неравномерным чередованием светло-серых детритовых и пелитоморфных известняков с пластообраз-

ными и линзовидными стяжениями кремней и обильной фауной брахиопод, криноидей, кораллов, реже водорослей и мшанок. В нижней части преобладают детритовые известняки, в верхней – пелитоморфные, с водорослевыми желваками и «корками». Органические остатки представлены в основном брахиоподами отряда *Rhynchonellida* и ветвистыми колониями кораллов (в близком к прижизненному положении), крупными (до 5 см) криноидеями, реже водорослями. Характерной особенностью являются многочисленные линзовидные прослои несортированного органогенного детрита.

Наиболее полный разрез был изучен авторами на р. Сибирчатаяха вблизи устья р. Мадахаю (№ 26 на карте). С нескрытым нижним контактом здесь обнажаются (снизу вверх):

- известняки светло-серые пелитоморфные, с пологоволнистой и линзовидно-полосчатой текстурой за счет частых (через 0,1–0,3 м) прослоев (0,2–0,3 м) и линз (0,02–0,03 м), обогащенных органическим детритом, с неотчетливо проявленной градиционной сортировкой обломочного материала; вверх по разрезу уменьшается количество брахиопод и криноидей, известняки становятся преимущественно криноидно-водорослевыми 10 м
- известняки светло-серые, серые тонкодетритовые и пелитоморфные с линзами (до 0,3 м) и гнездами более крупного детрита брахиопод и криноидей 3 м
- известняки светло-серые мелко-среднезернистые (до грубозернистых) с пологоволнистой линзовидной текстурой как в первой пачке 13 м
- известняки светло-серые, серые мелкодетритовые с пелитоморфным цементом с неотчетливо проявленной пологоволнистой слоистостью (неоднородное распределение детрита); на поверхностях напластования эпизодически встречаются раковины и отдельные створки брахиопод (ринхонелл, часто в близком к прижизненному положению), в основной массе – рассеянные членики криноидей, водорослевые «корки»; в основании пачки (0,2 м) – линзовидные кремнисто-известняковые стяжения (до 30 см в поперечнике) темно-серого цвета; в кровле пачки известняки пелитоморфные с рассеянным детритом криноидей и брахиопод 4 м
- известняки светло-серые, серые пелитоморфные массивные с неотчетливо проявленной пологоволнистой слоистостью (как в нижележащей пачке), с рассеянным мелким криноидным детритом и гнездовидными скоплениями грубого детрита криноидей, кораллов, водорослевых корок и брахиопод 5 м
- нескрытый интервал разреза 5 м
- известняки серые тонкодетритово-пелитоморфные с пологоволнистой слоистостью, чуть выше подошвы пачки появляются линзы (0,1–0,2 м), обогащенные органическим детритом, количество которых (как и размер частиц) уменьшается вверх по разрезу 12 м
- известняки серые тонкодетритовые и пелитоморфные с неотчетливо проявленной пологоволнистой слоистостью и рассеянным мелким детритом (обломки криноидей и брахиопод), линзовидными кремнистыми стяжениями черного цвета 7,5 м
- известняки серые пелитоморфные массивные с плохо выраженной пологоволнистой слоистостью; по всему слою рассеянный мелкий детрит криноидей и гнездовидные скопления грубого политаксонного органического детрита 2,5 м

Благодаря складчатым дислокациям ниже по течению наблюдается повторение выходов данной ассоциации, где верхняя граница толщи также не наблюдалась.

Возраст подразделения согласно палеонтологическим определениям установлен в интервале ранний фамен–ранний турне [195, 209]. Мощность (с учетом нескрытых нижней и верхней частей толщи) предварительно оценивается как превышающая 100 м.

Падейская, путьюская, громашорская, силоваяхинская свиты нерасчлененные (D_1-C_1pd-sl). Этот таксон выделяется только на разрезе в восточной части Карского района Зилаиро-Лемвинской СФЗ с целью сохранения в данном масштабе стратификации среднепалеозойских образований. Слагающие его свиты как самостоятельные стратоны описаны выше, в соответствующих подразделах записки. Обобщенный состав подразделения: внизу сланцы кремнисто-глинистые и карбонатно-кремнисто-глинистые с прослоями песчаников, силицитов, известняков, линзами манганокarbonатов и баритов; выше – темно-серые фтаниты, углисто-глинисто-кремнистые и углисто-кремнисто-глинистые сланцы с прослоями кремнистых, глинистых и обломочных известняков. Суммарная мощность 850–1 050 м.

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА

Только к этой системе, (без «переходных» подразделений) относятся два стратона, охватывающие нижние ее отделы.

Карская свита (C_1kr) выделена А. С. Микляевым [80] для кремнисто-карбонатных образований, ранее картируемых как «отложения верхнего визе–намюра» или «верхнего визе–серпухова» [216, 224]. Относится к одноименному району Пайхойской подзоны Зилаиро-Лемвинской СФЗ. На территории листов выходы свиты прослеживаются на северо-восточном крыле Центрально-Пайхойского антиклинория по рекам Путью, Кара и их притокам, а также в приустьевой части р. Силоваяха и в междуречье Силоваяха–Сибирчатаяха. Во всех изученных

обнажениях нижняя ее часть представлена плитчатыми кремнистыми (или слабо окремненными) детритовыми известняками с линзами, «лентами» и стяжениями кремней. Верхняя часть сложена чередованием (гидротермально-осадочной ассоциацией [175]) сферовых (пятнистых) и ритмично слоистых известняков, известковистых доломитов, известняковых брекчий, мраморов и кремнистых пород.

Стратотипический разрез карской свиты (большой нижней ее части) расположен на правом берегу р. Кара ниже устья р. Пэтаркаяха (№ 20 на карте) [226]. Там на подстилающих углеродисто-кремнистых известняках чередующихся с черносланцевыми отложениями (кровля силовояхинской свиты) залегают ритмично переслаивающиеся серые кремнистые (в т. ч. спиколовые) и шламово-детритовые известняки (с частыми линзами, стяжениями и прослоями кремней), черные пиритизированные спиколово-радиоляриевые фтаниты, карбонатные силициты и серые кремнистые доломиты. В основании наблюдаются маломощные прослои черных сланцев. Визейский возраст этой части свиты (в интервале от конца бобриковского по веневское время) обоснован конодонтовой фауной [226].

Стратотипический разрез верхов карской свиты (№ 19 на карте) расположен поблизости, в устье р. Пэтаркаяха. Вышеописанные верхневизейские породы здесь наращиваются пепельно-серыми волнисто- и горизонтально-слоистыми известняками (чередование полос белого и серого, темно-серого карбонатного материала мощностью от 1 до 30 см), которые выше сменяются «пятнистыми» или «сферовыми» известняками и доломитами. Еще выше наблюдается переслаивание темно-серых кремнистых известняков (в т. ч. оолитовых и детритовых разностей), черных радиоляриевых фтанитов и темно-серых известковистых силицитов. В 126 м выше подошвы свиты (в 30 м от основания ее серпуховской части) фиксируется «нижний маркирующий горизонт» – белые (с кремовым или желтоватым оттенком) окремненные тонкозернистые мраморы мощностью 5 м. Непосредственно за восточной границей листов на этом стратиграфическом уровне установлен «нижний горизонт баритов» мощностью 2–5 м [175, 226]. Над этим пластом залегают темно-серые различно окремненные микро-тонкозернистые известняки с прослоями карбонатных силицитов, черных фтанитов, полидетритовых известняков и углито-глинисто-карбонатно-глинистых сланцев; в известняках конодонты верхней половины серпуховского яруса (зона *Gnathodus bollandensis*). Завершает разрез гравийно-конглобрекчиевые известняки с отчетливыми признаками градационной сортировки, детритом криноидей, иногда обломками кораллов и брахиопод, а над ними – «средний маркирующий горизонт» белых и кремово-белых окремненных мраморов мощностью 2 м. Наблюдающиеся далее по долине р. Пэтаркаяха фрагменты прикровельной части карской свиты не позволяют произвести достоверную реконструкцию самых верхов разреза. Этот пробел восполняется в парастратотипе, описанном по р. Кара за восточной границей территории [226]. На «среднем маркирующем горизонте» здесь залегают пачка (25–39 м) детритовых, органогенно-обломочных, кремнистых и углеродисто-кремнистых известняков с прослоями силицитами и черных сланцев, в которой определены конодонты той же зоны *Gnathodus bollandensis*. В кровле этой пачки – «верхний маркирующий горизонт» баритов и баритизированных мраморов мощностью 2 м, согласно перекрываемый карбонатно-черносланцевыми отложениями основания карасиловской свиты.

На территории листов R-XXIX и R-XXVIII выходы «верхнего» пласта не известны. В кровле свиты иногда наблюдается (правый борт долины р. Кара) слой (1,3 м) светло-серых известняков, возможно, являющихся фациальным аналогом верхнего (третьего) горизонта баритов и баритизированных мраморов (на площади надежные признаки сингенетической баритовой минерализации в мраморах к настоящему времени не установлены). Палеофаунистические материалы определяет ее стратиграфический диапазон в интервале от верхов бобриковского по юлдыбаевский горизонты региональной стратиграфической шкалы Западного Урала (верхняя часть нижнего визе-серпухов).

Взаимоотношения с перекрывающей карасиловской свитой согласные. Граница проводится в подошве пачки переслаивания известняков и черных сланцев с редкими конкрециями фосфоритов. Петрографическая, минералогическая и геохимическая характеристика основных типов пород приведена в отчетах Пайхойской ГСП [226] и А. А. Беляева [175].

По результатам петрофизических исследований [226] господствующие в разрезе известняки (кремнистые, детритовые, обломочные) имеют плотность от 2,65 до 2,74 г/см³ ($\sigma_{cp}=2,69$ г/см³). Самые высокие значения плотности у доломитов ($\sigma_{cp}=2,78$ г/см³), самые низкие – для силицитов ($\sigma_{cp}=2,62$ г/см³). Расчетная средневзвешенная плотность ($\sigma_{cp}=2,67$ г/см³) свиты заметно превышает этот же параметр для подстилающих (2,60 г/см³) и перекрывающих (2,62 г/см³) стратонов. Все породы немагнитные ($\alpha_{cp}=0-4 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ) и высокоомные; среднее удельное электрическое сопротивление меняется от 1 761 Ом·м (окремненные мраморы) до 6 160 Ом·м (детрито-

вые известняки). Отложение карской свиты уверенно прослеживаются в электрическом поле (СЭП) [236]. высокоаномальными зонами (до нескольких десятков тысяч Ом·м) на фоне низкомных (1–1 000 Ом·м) сланцев силовых хинской и карасиловской свит. Мощность карской свиты 195–200 м.

Важхановейская, сартъюская и цементнозаводская свиты нерасчлененные (С₁₋₂vž–cz) картируются в Верхнесиловском районе Михайловско-Вайгачской подзоны единым таксоном из-за невозможности раздельного отображения вследствие плохой их обнаженности при сходстве литологического наполнения. Мощность нерасчлененного литокомплекса 670–870 м.

Важхановейская свита выделена Л. С. Колесник в Воркутинском районе при ГДП-200 листов Q-41-V-VI [27]. Основные ее разрезы на территории детально изучены при ГС-50 [224], а также при ГДП-200 Кара-Силовской площади (по р. Силоваяха на крыльях Дерентейшорской антиклинали) [195]. Слагается свита преимущественно темно-серыми массивными слоистыми известняками с пластообразными и линзовидными включениями кремней черного цвета. Возраст подразделения определен как позднепермский [224, 196] на основании находок кораллов, фораминифер и конодонтов: *Pseudognathodus symmutatus* (Rhodes, Austin et Druce), *Eotaphrus bultyncki* (Groessens), *E. burlingtonensis* Pierce et Langenheim, *Polygnathus communis carinus* Hass., *P. proprius* Kononova et Pistchikova, *Pseudopolygnathus multistriatus* M2 Mehl et Thomas, *P. pinnatus* Voges (определения А. В. Журавлева). Взаимоотношения с подстилающими отложениями не установлены (из-за фрагментарной обнаженности), но предполагаются стратиграфически несогласными. Мощность свиты 85–180 м.

Сартъюская свита выделена Л. С. Колесник в том же Воркутинском районе [27], названа по старому наименованию р. Бол. Уса. Ранее эти образования описывались как кератинская толща [209]. Опорный разрез на площади листов – на р. Силоваяха. Наблюдающиеся в бассейнах рек Сибирчатаяха и Хэйяха выходы свиты, как правило, малоинформативны ввиду недостаточной обнаженности и фрагментарности. Подразделение представлено однообразными серыми массивными слоистыми детритовыми известняками (часто доломитизированными), с обильной фауной криноидей, брахиопод, кораллов. В районе р. Сибирчатаяха преобладают сильно перекристаллизованные водорослевые известняки с пластами известняковых брекчий и органогенно-обломочных известняков, содержащих крупные раковины гигантопродуктусов. Из органических остатков кроме брахиопод определены комплексы фораминифер и кораллов, датирующие возраст свиты ранним визе (бобриковское время)–серпуховом [224]. Найденные конодонты: *Lochriea monocostata* (Pazukhin et Nemirovskaya), *Lochriea saharae* Nemirovskaya, *Gnathodus texanus* Roundy (определения А. В. Журавлева) [196], относятся к позднему визе. Мощность сартъюской свиты – 550–650 м.

Цементнозаводская свита выделена Л. С. Колесник в той же стратотипической местности, что и упомянутые выше стратотипы [27]. На территории листов наблюдалась на р. Сибирчатаяха, где представлена темно-серыми разнозернистыми полидетритовыми известняками с рассеянными мелкими обломками брахиопод и криноидей. Возраст цементнозаводской свиты (башкирское–раннемосковское время) определен по комплексам фораминифер [224] и по конодонтам: *Declinognathodus noduliferus* (Ellison et Graves), *D. lateralis* (Higgins) (определения А. В. Журавлева из разреза по р. Сибирчатаяха) [196, 249]. Мощность цементнозаводской свиты 35–40 м.

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА–ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА, ПРИУРАЛЬСКИЙ ОТДЕЛ

Этому возрастному интервалу отвечают два подразделения, распространенные в Карском районе Пайхойской подзоны Зилаиро-Лемвинской СФЗ. В Пестаншорском районе этой же подзоны и в Бельско-Елецкой СФЗ осадки этого «переходного уровня» отсутствуют.

Карасиловская свита (С₂–P₁ks) выделена А. С. Микляевым [80] для преимущественно черносланцевой ассоциации, ранее картируемой как подразделение общей шкалы «средний–верхний карбон» [222]. В пределах территории стратон образует узкую полосу сложной конфигурации на северо-восточном крыле Центрально-Пайхойского антиклинория (бассейн рек Кара и Путью), а также слагает ядра и крылья складок, осложняющих Нимтэмшорскую синклиналь (бассейн р. Силоваяха) у южной рамки листа R-41-XXIX. Стратотип свиты (№ 14 на карте) находится на р. Кара, детально изучен в процессе ГС-50 [222, 226], а также при тематических исследованиях А. А. Беляева [175] и В. С. Рогова с соавторами [102].

При крупномасштабных съемках могут раздельно картироваться три ее основные части (подсвиты). Нижняя «черносланцевая» сложена переслаиванием серых обломочно-детритовых (с линзами кремней) и темно-серых углеродисто-кремнистых известняков, а также спиккуловых и радиоляриевых фтанитов (до спонголитов и радиоляритов) с прослоями черных листоватых, углеродисто-глинисто-кремнистых, углеродисто-кремнисто-глинистых сланцев и их известковистых разновидностей. От основания вверх по разрезу постепенно нарастает количество и мощность пластов силицитов и сланцев. Эпизодически встречаются послойные скопления шаровидных конкреций (2–5 см) фосфоритов (P_2O_5 до 26,7 %). Мощность этой части разреза 25–30 м. Ее характеризуют башкирские, московские, реже позднекаменноугольные конодонты: *Declinognathodus noduliferus* (Ell. et Gr.), *D. lateralis* (Hig. et Bouck.), *D. noduliferus inaequalis* (Hig.), *Idiognathoidus sinuatus* Har. et Hol., *I. sulcatus* Hig. et Bouck., *I. corrugatus* Har. et Hol., *I. tuberculatum* Nem., *Idiognathodus delicatus* Gun., *I. sinuosus* Ell. et Grav., *I. podolskensis* Gor., *Neognathodus symmetricus* (Lane), *N. bothrops* Merr., *N. columbiensis* (Stib.), *N. roundyi* (Gun.), *Gondolella donbassica* Kos., *G. aff. elegantula* St. et Pl., *Streptognathodus parvus* Dunn., Gr., Chr., *S. expansus* Igo et K., *S. suberectus* Dunn., *S. dissectus* Kos., *S. cf. oppletus* Ell. и др. (определения В. Г. Халымбаджи), а также определения башкирские и московские фораминиферы [226].

В основании средней «сероцветной» подсвиты выделяется горизонт (3,5–4 м) серых обломочных известняков, выше которых залегает пачка (28–30 м) зеленовато-серых тонкополосчатых глинисто-кремнистых и кремнисто-глинистых сланцев с прослоями пиритизированных светло-серых глинистых, иногда глинисто-карбонатных силицитов, линзами манганокarbonатных силицитов, кремнистых манганокarbonатов и кремнистых детритовых известняков. Верхняя часть (23–25 м) представлена листоватыми серыми тонкослоистыми кремнисто-глинистыми, реже глинисто-кремнистыми сланцами с послойной пиритизацией и немногочисленными линзами светло-серых глинисто-кремнисто-манганодолмитистых известняков. В кровле этой ассоциации – слой (0,8–1 м) глинисто-кремнисто-известковистых манганодолмитов с характерной густой сетью нитевидных кальцит-кварцевых прожилков. Мощность «сероцветной» части разреза – 55–59 м. Ее возраст определяется позднекаменноугольным комплексом конодонтов: *Streptognathodus aff. wabaunsensis* Gunn., *S. alekseevi* Barsk., *S. simulator* Ell., *S. nodulinearioris* Chern. et Resh., *S. zethus* Chern. et Resh. и др. [175].

В низах верхнекарасиловской подсвиты среди углеродсодержащих сланцев отмечается регионально развитый на Пай-Хое горизонт уплощенных «бомбовидных» мегаконкреций (0,8–3 м) доломитов. Выше залегают черные пиритизированные углесто-глинисто-кремнистые и углесто-кремнисто-глинистые сланцы с эпизодически встречающимися послойными скоплениями фосфоритовых конкреций и (вверху) прослоями радиоляриевых углеродисто-глинисто-кремнисто-доломитистых известняков, углесто-кремнисто-глинисто-известковисто-доломитовых сланцев (мергелей?), углеродисто-глинисто-известковисто-кремнистых доломитов. Время накопления подсвиты (вскрытая ее мощность 80–85 м) характеризуют редкие сборы аммоноидей: *Agathiceras uralicum* Карп., *Artinskia* sp. [102], а также позднекарасиловская фауна в перекрывающей пэтаркаяхинской свите.

Верхняя свиты граница согласная и фиксируется сменой черных сланцев с прослоями карбонатов и фосфоритовыми конкрециями пепельно-серыми аргиллитами пэтаркинской свиты. Возраст подразделения принимается в диапазоне от башкирского века по раннесакмарское время.

Подробная петрографическая, минералогическая и геохимическая характеристика основных литотипов приведена в отчетах и публикациях [102, 226]. По петрофизическим исследованиям [226], господствующие в разрезе черные сланцы и фтаниты низкоплотностные 2,58 (2,42–2,73) г/см³ и низкоомные (3–946 Ом·м). Повышенные средние значения плотности у доломитов ($\sigma_{cp}=2,79$ г/см³), манганодолмитов ($\sigma_{cp}=2,88$ г/см³), известняков ($\sigma_{cp}=2,72$ г/см³). Максимальные – у фосфоритов ($\sigma_{cp}=2,89$ г/см³). Расчетная средневзвешенная плотность стратона составляет 2,62 г/см³. По удельному электрическому сопротивлению карбонатные разности являются средне и высокоомными; их среднее удельное электросопротивление меняется от 1 190 Ом·м (для доломитов) до 3 766 Ом·м для обломочных известняков. Методом ДЭП [236] свита прослеживается в области низких значений ρ_k (от 0 до первых десятков Ом·м), с отдельными аномалиями над маломощными существенно карбонатными пачками.

Общая мощность карасиловской свиты 165–175 м.

Карская и карасиловская свита нерасчлененные (C_1-P_1kr-ks) в таком сочетании выделяются только на востоке Пайхойской подзоны, где полностью перекрыты пермскими отложениями; показаны только на разрезе. Порознь обе эти свиты охарактеризованы выше. Суммарная мощность таксона – до 375 м.

ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА

Представлена только приуральским (нижним) отделом, а в нем – всеми ярусами. Нижнепермские стратоны распространены в Пайхойской подзоне Пайхойско-Западноуральской СФЗ на севере и востоке площади, а также в Коротаихинской подзоне Косью-Коротаихинской СФЗ у южной рамки листа R-41-XXIII. Большинство подразделений (кроме двух) валидные.

Сезымская и гусиная свиты объединенные (P₁sz+gs) картируются единым литокомплексом в виду незначительной мощности первой из них; принадлежат Коротаихинской подзоне Косью-Коротаихинской СФЗ.

Сезымская свита выделена Н. В. Шмелевым [129], ранее рассматривалась как «мергелистая толща (мергелистый горизонт)». Стратотип – на руч. Сезимтьвис; гипостратотип на р. Воркута у Цементного завода. На изученной территории прослеживается у южной рамки листа R-41-XXVIII, слагая ядра линейных синклиналей. Залегает с размывом на разновозрастных отложениях карбона [109, 114]. Непосредственно за западной рамкой листа (на правом притоке р. Хэйяха – руч. Мал. Пестанвож) в основании сезымской свиты наблюдался прослой (мощностью до 40 см) известняковых конгломератов, содержащий многочисленную гальку и валуны подстилающих известняков [109]. Подразделение сложено желтовато-, розовато- и зеленовато-серыми массивными неравномерно глинистыми комковатыми пиритизированными известняками, переслаивающимися с серыми и зеленовато-серыми тонкослоистыми мергелями. Специфический и легко узнаваемый облик придает сезымской свите статус маркирующего стратона для восточной части Коротаихинской подзоны. Известняки имеют среднюю плотность 2,62 г/см³ и обладают относительно низким удельным электрическим сопротивлением. По положению свиты на контакте между подстилающими высокоомными каменноугольными осадками и перекрывающими низкоомными терригенными породами перми позволяет отождествлять ее подошву с первым опорным геоэлектрическим горизонтом. Большое количество фаунистических остатков представлено брахиоподами, фораминиферами, кораллами, реже аммоноидеями и двустворчатыми моллюсками: *Achunoproductus achunovens* (Step.), *Nodosaria clavatoides* Raus., *N. parva* Raus., *N. praecursor* Raus., *Neopronorites rotundaus* (Max.), *Neoglaptyrites satrus* (Max.), *Somoholitus shikhanensis* Ruzh., *S. betiaevi* Voz., указывающими на ассельско-раннесакмарский возраст свиты [11, 27, 84, 93]. Мощность свиты на территории 2–8 м [21, 238].

Гусиная свита выделена А. А. Черновым с названием по р. Гусиная [123]. Подразделяется на две отчетливо различающиеся подсвиты. Нижняя (аргиллитовая) подсвита согласно залегают на сезымской свите с постепенной, но быстрой сменой мергелей (с прослоями известковистых аргиллитов) темно-серыми аргиллитами с редкими прослоями мергелей и известковистых аргиллитов; мощность переходной пачки до 8,0 м [238]. Выше наблюдаются однородные темно-серые до черных аргиллиты с мергельными, пиритными и кремнисто-глинистыми конкрециями. В прикровельной части встречаются тонкие прослои известковистых алевролитов и песчаников с остатками головоногих моллюсков: *Uraloceras involutum* (Voin.), *U. suessi* (Karp.), *Paragastrioceras tshernovii* Ruzh., *Papanoceras annae* Ruzh.; брахиопод, двустворок, а также растительных остатков: *Achunoproductus achunovens* Step., *Yakovlevia* cf. *pseudoartiensis* (Stuck.), *Aviculopecten* aff. *artiensis* (Stuck.), *Palaeoneilo acidental* Gusk. et Demb., *Parallelodon inticus* Gusk., *Cordaites* sp., *Ruflorea* sp., *Samaropsis trequetra* Zal., *S. frigida* Neub., *Sylvella alata* Zal. [11, 18]. Мощность нижней подсвиты оценивается различными авторами от 40 м [27] до 100–130 м [238]. По составу и положению в разрезе эта часть стратона сопоставляется с пэтаркинской свитой Пайхойской подзоны. Верхняя (песчаниковая) подсвита сложена серыми и зеленовато-серыми полимиктовыми, местами сильно известковистыми песчаниками (пласты мощностью 10–20 м) с прослоями (0,01–0,2 м) и редкими пачками (5–20 м) темно-серых алевролитов и аргиллитов; содержит остатки аммоноидей *Uraloceras involutum* (Voin.) и *Paragastrioceras tshernovii* Ruzh. В пределах листов кровли гусиной свиты не наблюдалась. Согласно опубликованным материалам она проводится в кровле пачки песчаников, выше сменяющихся алевролитами бельковской свиты [27 и др.]. Мощность верхней подсвиты оценивается по разному – от 150 м [27] до 250–300 м [238]. По составу и положению в разрезе она сопоставима с терригенным флишем тарханской толщи в Пайхойско-Западноуральской СФЗ.

Органические остатки определяют возраст объединенного таксона как ассельско-раннеартинский, по иргинское время включительно [233]. Мощность объединенного литокомплекса 350–430 м.

Пэтаркинская свита (P₁pt) узкой полосой прослеживается на юге Северо-Пайхойского синклинория, обнажаясь на листе R-41-XXIX в береговых обрывах р. Кара и ее правых притоков, а на листе R-41-XXVIII – в верховьях р. Путью, руч. Путтьвис и Путьяраяха. Выделена В. С. Роговым [102] для карбонатно-глинистых пород, включаемых ранее в нерасчлененные

пермские отложения [216, 222]. Стратотип на р. Пэтаркаяха (правый приток р. Кара, № 15 на карте). По положению в разрезе возраст свиты был ошибочно датирован как артинский. Позднее ее состав определен более детально, получены новые данные для палеофаунистического обоснования возраста [175, 226]. Особенностью стратона является отчетливо проявленная цикличность в двухэлементных (аргиллит-мергель) или трехэлементных (темно-серый алевритистый аргиллит–серый слабоизвестковистый аргиллит–мергель) вариантах. В стратотипе выделяются две подсвиты, в масштабе карты свита закартирована единым геологическим телом.

Нижняя подсвита сложена аргиллитами слабоизвестковистыми пепельно-серыми (включающими каплевидные стяжениями линзовидные гнезда пирита) с линзами и прослоями серых кремнистых мергелей, в которых иногда отмечаются элементы горизонтальной и косой слоистости. По простираюнию пласты мергелей часто замещаются послынным скоплением их конкреций диаметром до 0,5 м. Количество прослоев мергелей колеблется по разрезу. Из них в средней части подсвиты А. А. Беляевым [175] собраны конодонты зонального позднесакмарского вида: *Mesogondolella* ex gr. *bisselli* (Clark et Behnken) в комплексе с *M. sublanceolata* (Gunn), *M. aff. donbassica* (Kos.) и др. (определения А. С. Алексеева, МГУ). В прикровельной части появляются прослои темно-серых бескарбонатных алевритистых аргиллитов. Мощность нижней подсвиты в стратотипе – 120 м.

Верхняя подсвита представлена темно-серыми, как правило, пиритизированными алевритистыми аргиллитами с редкими линзами или прослоями серых кремнистых мергелей. Эпизодически наблюдаются пачки (мощностью до 60 м) ритмичного чередования этих аргиллитов и их светло-серых слабо известковистых разновидностей, где также присутствуют редкие линзы кремнистых мергелей. В прикровельной части подсвиты фиксируются маломощные (3–5 см) пропластки алевролитов. Мощность верхней подсвиты в стратотипе 140–160 м [102].

Контакт с перекрывающей тарханской толщей согласный: флишоидная породная ассоциация постепенно сменяется песчаным терригенным флишем. Граница проводится по первому появлению песчаников в прослоях мощностью 0,5–0,7 м. Детальные петрографические описания и геохимическая характеристика приведены в отчете Карской ГСП [196]. По петрофизическим свойствам [226] породы свиты различаются слабо; средняя плотность известковистых аргиллитов 2,73 (2,72–2,75) г/см³, аргиллитов слабоуглеродистых 2,69 (2,65–2,74) г/см³, кремнистых мергелей 2,72 (2,66–2,75) г/см³. Средневзвешенная плотность стратона 2,71 г/см³. Магнитная восприимчивость пород меняется от 1 до 28·10⁻⁵ ед. СИ [226]. По удельному электрическому сопротивлению почти все они, кроме известковистых аргиллитов ($\rho_{\text{ср}}=675$ Ом·м, $\rho_{\text{мин}}=540$ Ом·м, $\rho_{\text{макс}}=780$ Ом·м) высокоомные: мергели 3 342 (1 960–4 240) Ом·м, углистые аргиллиты $\rho_{\text{ср}}=1 434$ (710–3 730) Ом·м. В электрическом поле (методу ДЭП) [236] свита выделяется высокими значениями $\rho_{\text{к}}$ (1 000–2 000 Ом·м).

Комплексы конодонтов (см. выше) и аммоноидей: *Agathiceras uralicum* Karp., *Artinskia* cf. *nalivkini* Ruzh., *Somoholites beljaevi* (Vogon.), *Eosiniatus* sp. [12, 14] указывают на позднесакмарский возраст нижней подсвиты пэтаркинской свиты. Верхняя подсвита фаунистически не охарактеризована, поэтому возраст всего подразделения условно принимается позднесакмарским. Общая мощность пэтаркинской свиты на территории 260–280 м.

Тарханская толща (P_{1tr}) выделена авторами при ГДП-200 для мощного терригенного флиша с преобладанием в разрезе песчаников; относится к Пайхойско-Западноуральской СФЗ. На территории толща слагает полосу, «разорванную» Карской астроблемой; обнажающуюся в береговых обрывах р. Кара, ее правых притоков и в верховьях р. Путью, руч. Путтывис и Путьяраяха. С некоторой долей условности эти отложения на западе (лист R-41-XXVIII) сопоставимы с ранее картируемой «нижней песчаниковой свитой» [237], а на правом берегу р. Кара – с интервалом разреза, описанным А. С. Микляевым [226] как пачки «песчаниково-аргиллитовая» и «терригенного флиша» кечпельской свиты. В актуализированном варианте легенды Вайгачско-Пайхойской серии листов [166] и на ГК-1000/3 листа R-41 [31] образования, относимые к данному стратону включены в состав «нгбетаяхинской толщи».

В опорном разрезе для нижней части тарханской толщи по правому притоку р. Кара – руч. Тарханаяха (№ 13 на карте), выделяются (снизу вверх) следующие элементы:

– чередование (мощность слоев до 10 м) серых, светло-серых (известковистых) и темно-серых (слабоуглистых) алевритистых аргиллитов; постоянно (через 1–5 м) присутствуют прослои и линзы (0,1–0,3 м) серых кремнистых мергелей с отчетливо выраженной горизонтальной, косой и волнистой слоистостью. По всему разрезу распределены песчано-алевролитовые градационные циклиты (0,3–1,0 м). Наблюдаемая в них гранулометрическая и текстурная последовательность соответствует циклу Боума: песчаники (0,3–0,5 м.) серые (светло-серые) известковистые мелкозернистые однонаправленно косослойчатые, переходящие в алевропесчаники серые, волнистослойчатый (выше в горизонтально-слоистые), а затем в глинистые алевролиты (0,02–0,07 м) темно-серые, неотчетливо субпараллельно-слоистые (до массивных), без резкой границы сменяющие-

ся фоновыми аргиллитами. Для подошвы песчаников характерны волнистые (бугристые) поверхности наложения и резкие контакты с подстилающими аргиллитами 136 м
 – чередование (примерно в равных соотношениях – по 10–20 м) пачек терригенного флиша и пачек существенно аргиллитового состава. В первых мощностях циклов Боума от 0,3 до 2,5–3 м; серые известковистые песчаники, алевропесчаники последовательно сменяются темно-серыми слабо углистыми алевролитистыми аргиллитами и серыми слабоизвестковистыми аргиллитами. Смена текстур характерна для среднезернистых турбидитов. На отдельных участках в основании циклов регистрируются более мощные прослои (1,3–2,7 м) серых полимиктовых песчаников, в подошве которых встречаются уплощенные обломки (1–20 см) аргиллитов. Чередующиеся с флишем тонкозернистые пачки сложены темно-серыми алевролитистыми и серыми известковистыми аргиллитами с редкими прослоями известковистых полимиктовых алевролитов и песчаников, линзами кремнистых мергелей 205 м

В верховьях руч. Путьяраяха и по р. Кара выше по разрезу толщи наблюдаются фрагменты терригенного флиша, в которых преобладают сланцеватые и массивные серые, зеленовато-серые, иногда «перечные» полимиктовые песчаники с тонкими прослоями аргиллитов. В подошве псаммитов иногда встречается плоская галька аргиллитов, в их кровле – линзы (до 0,5 м) известковистых разностей песчаников с желтоватой поверхностью выветривания; в алевролитистых аргиллитах эпизодически отмечается растительный детрит. Фиксируются и более тонкозернистые (аргиллит-алевролитовые) интервалы при подчиненном присутствии прослоев песчаников. Мощность этой части разреза условно оценивается в 50–70 м.

Прикровельные пласты тарханской толщи фрагментарно обнажены в среднем течении руч. Путьяраяха, в каньоне р. Нганорахаяха и в верховьях правых притоков р. Кара. Суммарная доля полимиктовых песчаников уменьшается здесь до 30–40 %, при мощности пачек от 1–2 до 10–15 м; «вмещающие» осадки представлены алевролитистыми, подчиненно серыми слабоизвестковистыми аргиллитами, подобными описанным выше.

Мощность верхней части разреза оценивается в 100–150 м. Верхняя ее граница согласная и проводится в подошве мощной пачки алевролитов перекрывающей сатосинской толщи. Непосредственный контакт этих стратонав наблюдался в скальных выходах по берегам Нганорахаяха и руч. Путьяраяха. Петрографический состав рассматриваемого подразделения детально охарактеризован в отчете Карской ГСП [196].

Возраст отложений по общегеологическим признакам определяется как раннеартинский (в объеме бурцевского и иргинского горизонтов). По составу и положению в разрезе тарханская толща может быть условно скоррелирована с подсвитой гусиной свиты Предуральской мегазоны. Суммарная мощность тарханской толщи – 490–650 м.

Сатосинская толща (P_{st}) выделена авторами в Пайхойской подзоне Пайхойско-Западноуральской СФЗ при ГДП-200; названа по руч. Сатосё, правому притоку р. Саяха. Существенно алевролитовые отложения толщи развиты в междуречье рр. Путьяраяха и Саяха (лист R-41-XXVIII) и на территории от р. Нганорахаяха до пос. Усть-Кара (лист R-41-XXIX). По составу и положению в разрезе сатосинская толща с некоторой долей условности соответствует ранее картируемому здесь бельковской свите (принадлежащей другой мегазоне) [21] или суммарному объему «алевролитовой» и «верхней песчаниковой» свит [237]. В актуализированном варианте легенды Вайгачско-Пайхойской серии листов [166] и на ГК-1000/3 листа R-41 [31] эти отложения включены в состав «нгебетаяхинской толщи».

Непрерывный разрез толщи в районе отсутствует. Многочисленные фрагменты разреза отмечаются по р. Саяха, руч. Путьяраяха, правому притоку руч. Сатосё – руч. Ямбтарка, р. Нганорахаяха, рекам Малая и Большая Вануйта и их притокам. Наиболее представительный из них в верхнем каньоне р. Саяха выбран в качестве опорного разреза стратона (на карте – № 4). На протяжении 3 км (вкост простирания пород) здесь обнажаются темно-серые известковистые алевролиты с массивными текстурами или с неотчетливыми признаками тонкой слоистости. Эпизодически регистрируется замещение алевролитов алевролитистыми аргиллитами. На руч. Путьяраяха среди последних наблюдался прослой известняков мощностью 15 см. На отдельных интервалах разреза среди алевролитов фиксируются тонкие (0,1–3 см) прослои песчаников, или же их сближенные серии; ритмическое переслаивание с алевролитами придает породам характерный полосчатый облик. Некоторые горизонты обогащены стяжениями пирита, известково-фосфоритовыми, кремнисто-известняковыми конкрециями, а также линзами кремнисто-алевролитистых мергелей. Крайне редко встречаются пачки (2–10 м) мелкозернистых известковистых полимиктовых песчаников и алевропесчаников с тонкими одиночными или серийными прослоями алевролитов. В основании отдельных псаммитовых слоев наблюдается гравий и мелкая уплощенная галька аргиллит-алевролитового состава, в кровле – тонкая слойчатость за счет многочисленных намывов глинистого материала. Здесь же известны единичные «экзотические» линзы известковых песчаников с многочисленным детритом криноидей, брахиопод, двустворок и фрагментами стеблей растений. Разрезы верхов стратона описаны в нижнем

каньоне р. Саяха и на руч. Ямбтарка (правом притоке руч. Сатосё). Здесь обнажается мощная пачка темно-серых алевролитов с тонкими прослоями серых песчаников; вверх по разрезу мощность последних увеличивается до 15–20 см. В алевролитах наблюдаются многочисленные ходы илоедов, стяжения пирита, известково-фосфоритовые и кремнисто-известняковые конкреции шаровидной формы (0,1–0,2 м).

Петрографические исследования не показывают существенного различия алевролитистых аргиллитов, известковистых полимиктовых алевролитов и песчаников с аналогичными породами тарханской толщи. Детальная характеристика основных литотипов приводится в отчете Карской ГСП [196]. Согласно граница сатосинской и подстилающей тарханской толщ наблюдалась в скальных выходах по берегам р. Нганорахаяха и руч. Пустьяряха, о характере ее сказано выше. Согласно контакт сатосинской толщи с перекрывающей ее лиурьягинской свитой на правом притоке руч. Сатосе – руч. Ямбтарка регистрируется сменой массивных и горизонтальнослоистых алевролитов линзовидно-полосчатым переслаиванием алевролитов и песчаников с косо-, волнистослоистыми и более сложными текстурами «завихрения» и «взмучивания осадков». Материалы биостратиграфического обеспечения сатосинской толщи отсутствуют, по общегеологическим признакам стратон коррелируется с бельковской свитой Косью-Коротаихинской СФЗ и имеет позднеартинский возраст. Мощность подразделения – 500–550 м.

Бельковская свита (P_1bl) выделена в Коротаихинской подзоне Косью-Коротаихинской СФЗ А. А. Черновым со стратотипом на р. Бельковская [123]. На рассматриваемой территории отложения ее, как правило, картируются по отдельным фрагментам в верховьях правых притоков р. Мадагаю Первая. Особенности состава этого подразделения отражает разрез на р. Янгарей (за западной рамкой листа R-41-XXVIII) [238]. В отличие от подстилающих и перекрывающих образований в бельковской свите резко преобладают алевролиты. В ритмичном переслаивании участвуют также темно-серые алевролитистые аргиллиты, глинистые и кремнисто-глинистые алевролиты, а также (в подчиненном количестве) мелкозернистые полимиктовые песчаники. В основании псаммитовых слоев встречается галька аргиллит-алевролитового состава, в кровле – знаки ряби. По всему разрезу в алевролитах присутствуют послойные скопления мергельных, кремнисто-мергельных, кремнисто-глинистых конкреций. Мощность стратона на территории листов – до 550 м [21, 238].

В свите найдены аммоноидеи, брахиоподы, двустворки, остракоды, реже фораминиферы, мшанки, миоспоры, единичные макромерные растительные остатки. Позднеартинский (саргинский) возраст определяют: *Artinskia artiensis* (Gruen.), *Paragastrioceras jossae* Vern., *Uraloceras suessi* (Karp.), *Waagenina subinterrupta* (Krot.), *Aphanaja* sp., *Margoceras borealis* Borissenkov, *Krotovia pseudoaculeata* Krot., *Sowerbina borealis* (Haught.), *Uraloproductus stuckenbergianus* Krot., *Anidanthus aagardi* Toula, *Yakovlevia mammatiformis* Fred., *Spiriferella saranae* (Vern.) [33, 34, 83, 93, 233].

Лиурьягинская свита (P_1lr) выделена С. К. Пухонто [98] по материалам Л. Л. Хайцера [244], со стратотипом по р. Лиур-Яга с нескрытой нижней границей; относится к Пайхойско-Западноуральской СФЗ. На территории распространена в Северо-Пайхойском синклинории у северной рамки листов. Разрез, интерпретируемый в качестве гипостратотипа свиты – составной, с типовыми разрезами различных частей стратиграфической колонки по среднему и нижнему каньону р. Саяха. При сопоставлении со стратотипом и опубликованными материалами исследований верхней части свиты по р. Табью [61, 128] проявляется двухчленное строение свиты. Нижняя часть представлена алевролитами с редкими пачками песчаников, верхняя – переслаиванием песчаника и алевролитов в равном соотношении или с преобладанием в разрезе первых. Для верхней части стратона в гипостратотипе установлены различия фациального состава; здесь выделяется два типа разрезов (с условными названиями – «западный» и «восточный») без отчетливых границ их площадного распределения и с общей тенденцией увеличения доли псаммитов с запада на восток. Характерным текстурным отличием отложений свиты от образований подстилающей сатосинской толщи является многочисленные косо-, волнистослоистые и более сложные текстуры взмучивания и «завихрения осадков». Здесь же появляется довольно многочисленная фауна хорошей сохранности, отсутствующая ниже.

Опорный разрез нижней части описан в нижнем каньоне р. Саяха (№ 6 на карте), где обнажаются (снизу вверх):

– тонко переслаивающиеся темно-серые известковистые алевролиты и серые известковистые песчаники (в равном соотношении) при общем преобладании алевролитов и обычном увеличении количества и мощности песчаников вверх по разрезу; для подошвы последних характерны волнистые (бугристые) поверхности наслонения, в основании слоев иногда наблюдается уплощенная галька алевролитового состава и линзовидные скопления фауны; в пачке собраны (определения здесь и ниже – Г. В. Котляр, ВСЕГЕИ): *Anemonaria* sp., *Stenosisma pseudoplicata* Ustritsky, *Arcullina editiareatus* (Einor), *A. mica* (Barchotova), *A. timanica* (Barchotova),

<i>Spiriferella saranae</i> (Verneuli).....	60–70 м
– чередование пакетов (по 10–20 м) «полосчатых» темно-серых известковистых алевролитов с разнонаправленным (к подошве или кровле) увеличением количества и мощности прослоев песчаного материала; в наиболее мощных псаммитовых прослоях наблюдаются галька аргиллит-алевролитового состава и линзовидные скопления органических остатков: <i>Anidanthus aagardi</i> (Toula), <i>Yakovlevia artiensis</i> (Tschernyschew), <i>Chaoiella</i> aff. <i>geniculata</i> (Gobbet), <i>Rhynchopora nikitini</i> Tschernyschew, <i>Arcullina timanica</i> (Barchatova)...	
80–90 м	
– темно-серые известковистые алевролиты с редкими тонкими (1,0–5,0 см) прослоями известковистых алевролитистых песчаников, количество и мощность которых увеличивается вверх по разрезу; в нижней половине пачки фиксируются многочисленные ходы илоедов (придающие породе специфический пятнистый облик). Эпизодически в пачке встречаются послойные скопления известковисто-фосфоритовых конкреций. В них, а также в прослоях песчаника найдены: <i>Stenoscisma mutabilis</i> (Tschernyschew), <i>Paeckelmanella</i> aff. <i>dieneri</i> Tschernyschew, <i>Neospirifer</i> sp.	
80–100 м	

Выше по разрезу (и вниз по реке) имеются разрозненные выходы литологически сходных отложений с *Striapustula koninckiana*? (Keyserling), *Anidanthus aagardi* (Toula), *Yakovlevia artiensis* Tschernyschew, *Rhynchopora nikitini* Tschernyschew, *Arcullina mica* (Barchatova), *Neospirifer licharewi* Abramov, *Beecheria* sp.

Разрез нижней части стратона наращивается в среднем каньоне р. Саяха (на карте – № 2), здесь на нижеописанных алевролитах согласно залегают темно-серые массивные известковистые алевролиты, подчиненно черные алевролитистые аргиллиты; в середине пачки (мощность ее 25 м) наблюдаются редкие линзы известковистых песчаников с рассеянным детритом брахиопод, в прикровельной ее части появляются тонкие (до 1 см) прослойки песчаников. Выше залегают пачка (15 м) переслаивания известковых песчаников и алевролитов; эпизодически встречаются интенсивно биотурбированные их разности, маломощные прослои, линзы гравелитов и конгломератов. Гравийно-галечный материал представлен силицитами, известняками, аргиллитами, метаэффузивами. Еще выше залегают темно-серые (подчиненно серые) известковистые алевролиты в разной степени насыщенные тонкими псаммитовыми прослоями. Частота и мощность последних циклически возрастают от подошвы к кровле алевролитовых пакетов и в целом вверх по разрезу; встречаются пласты (1–5 м) черных алевролитистых аргиллитов и серых известковистых песчаников. В этой пачке (мощность – 90–100 м) собраны брахиоподы: *Arctitreta jugorica* (Ustritsky), *Megousia kulik* (Fredericks), *Timaniella vasjagensis* (Ifanova).

Общая расчетная мощность нижней части свиты – 350–400 м. Фаунистическую ее характеристику дополняют сборы по руч. Сатосё: *Lissochonetes spitzbergianus* (Toula), *Kochiproductus porrectus* (Kutorga), *Anidanthus aagardi* (Toula), *Uraloproductus* cf. *stuckenbergianus* (Krotov), *Ovatia* aff. *ufensis* (Fredericks), *Yakovlevia artiensis* Tschernyschew, *Krotovia pseudoaculeata* (Krotov), *Anidanthus aagardi* (Toula), *Costatumulus janischewskiana* (Stepanov), *Rhynchopora nikitini* Tschernyschew, *Paeckelmanella wimani* (Stepanov), *Spiriferella borealica* Kalashnikov, *Permophricodothyris asiatica* (Chao).

Далее в непрерывных выходах вниз по реке и вверх по разрезу обнажается верхняя часть свиты. Она начинается пачкой (100–120 м) чередования песчаников и алевролитов (мощность первых увеличивается, а вторых уменьшается вверх по разрезу) с редкими слоями черных алевролитистых аргиллитов и линзами серых известковых алевролитов. В подошве песчаных пластов обычно наблюдается нарушенная текстурами взмучивания тонкая пологоволнистая слоистость за счет частых «намывов» и слойков глинисто-алевролитового материала, а также галька и уплощенные обломки алевролитов размером до 5 см, в кровле – остатки брахиопод, «постройки» *Zoophycos*. В средней части свиты определены: *Striapustula multicostata* (Solomina), *Kolymaella ogonerensis* (Zav.), *Rhynchopora nikitini* Tschernyschew, *Thuleproductus subarcticus* (Sarytcheva). Венчает разрез пачка (50–70 м) циклического переслаивания с повторением трех элементов: алевролиты с нарастающим количеством тонких песчаник пропластков – равномерное дробное чередование песчаников и алевролитов – песчаники от тонкоплитчатых до грубослоистых; суммарная мощность циклов 10–30 м. Контакты их – резкие. В прикровельной части циклов – песчаники толстослоистые с неотчетливо проявленной косою разнонаправленной слойчатостью, остатками фауны, «постройками» *Zoophycos* и растительным детритом на поверхности напластования. Мощность верхней части лиурьягинской свиты в этом разрезе составляет 150–170 м.

В кровле последней пачки проводится верхняя граница стратона. Литологически граница выражена появлением в кровле вышележащих ритмов табьюской свиты характерных пакетов (0,5–1,5 м) линзовидно-полосчатого переслаивания (по 0,1–0,3 м) известковых песчаников и алевролитов с линзовидными (реже послойными) скоплениями брахиопод и двустворчатых моллюсков.

Общая мощность описываемого подразделения в приведенном разрезе «западного» типа – 500–570 м.

Гипостратотип «восточного» фациального типа лиурягинской свиты (№ 3 на карте) описан в трех километрах ниже по течению р. Саяха. При сохранении двучленного строения здесь отмечается резкое повышение роли песчаников в разрезе. Нижняя его часть по набору и последовательности пород (линзы полимиктовых гравелитов выше базальных алевролитов, чередование существенно алевролитовых пачек и пачек с резким преобладанием песчаников), в целом сопоставима с таковой «западного» типа. Кроме увеличения доли песчаников (пачки до 13 м, отдельные слои до 1,5 м), специфику разреза здесь также составляют пачки песчаников с постепенными верхними и нижними контактами, отсутствующие на этом стратиграфическом уровне западнее. Мощность нижней части стратона в этом разрезе составляет 350 м. Здесь отобраны амmonoидеи *Tumaroceras volkodavi* Andr. (определение К. В. Борисенкова, ВСЕГЕИ); брахиоподы: *Arctitreta pajhoica* Ustritsky, *Orthotetes jugorica* Ustritsky, *Waagenoconcha* sp., *Megousia kuliki* (Fredericks), *Sowerbina* aff. *kozhimensis* Lazarev, *Rhynchopora nikitini* Tschernyschew, *Neospirifer rhomboidalis* Kalashnikov, *N. permicus* Ifanova, *Spiriferella draschei* (Toula), *Permiphricodothyris asiatica* (Chao).

Верхняя часть разреза лиурягинской свиты в «восточных» фациях характеризуется чередованием (примерно в равном соотношении) пачек песчаников (10–30 м) и алевролитов (7–40 м). Хотя и неотчетливо, но проявлены элементы цикличности осадконакопления: повторением либо двухчленных регрессивных ритмоциклов (алевролиты с нарастающим количеством тонких псаммитовых прослоев – песчаники с маломощными прослоями алевролитов), либо триады (песчаники–алевролиты с прослоями песчаников–песчаники) с гранулометрическим минимумом в средней части ритмов; там же появляются темно-серые скорлуповатые и неяснослоистые алевролиты или черные алевритуистые аргиллиты. Эпизодически в разрезе фиксируются редуцированные циклы, алевролитовые пачки с незакономерным распределением псаммитовых прослоев, пачки песчаников с резкими верхним и нижним контактами. Среди алевролитов встречаются прослои их известковистых разностей, послойные скопления известковисто-фосфоритовых конкреций. У подошвы (реже в кровле) песчаников обычно наблюдается тонкая слоистость, текстуры взмучивания и галька (до 5 см) алевролитов. В прикровельной части стратона в песчаниках появляется разнонаправленная косая слоистость и отпечатки флоры. Фаунистические остатки, как правило, приурочены к кровле пачек песчаников (или подошве пачек алевролитов), тут же фиксируются «постройки» *Zoophycos*. Мощность верхней части стратона здесь составляет 240–250 м, в ней отобраны: *Streptorhynchus liuricus* Ustritsky, *Dyoros grandis* Afanasjeva, *Megousia kuliki* (Fredericks), *Thuleproductus arcticus* Sarycheva et Waterhouse, *Spiriferella* cf. *saranae* (Verneuil).

Общая мощность лиурягинской свиты в этом разрезе 600 м. Верхняя ее граница литологически выражена, так же как и в «западном» фациальном типе. Фаунистическую характеристику дополняют сборы на других участках развития таксона: *Arctitreta kempei* (Andersson), *Striapustula koninckiana* (Keyserling), *Waagenoconcha obscura* Solomina, *W. wimani* Fredericks, *Costatumulus janischewskiana* (Stepanov), *Sowerbina kozhimensis* Lazarev, *Megousia aurita* (Solomina), *Elinoria komiensis* Kalashnikov, *Spiriferella draschei* (Toula).

По заключению Г. В. Котляр преобладание типичных кунгурских видов брахиопод Бореальной области указывает на кунгурский возраст верхней части свиты, что подтверждается находкой амmonoидей *Tumaroceras volkodavi* Andr., вида, описанного из орольской свиты тумаринского горизонта кунгурского яруса Верхоянья, а также присутствием характерного кунгурского рода двустворчатых моллюсков *Costatoaphanaia* (зона *Aphanaia andrianovi*, *Megousia kuliki*). Нижнюю часть свиты, содержащую позднеартинский комплекс брахиопод и кораллов следует относить к верхней части артинского яруса. Петрографические характеристики алевритуистых аргиллитов, полимиктовых алевролитов и песчаников близки аналогичными породами сатосинской толщи. Детальная характеристика основных литотипов приводится в отчете Карской ГСП [196]. Мощность лиурягинской свиты на территории листов изменяется в пределах от 500 до 600 м.

Талатинская свита (P_1tl) выделена А. А. Черновым [123] с названием и стратотипом по р. Бол. Талата. Относится к Коротайхинской подзоне Косью-Коротайхинской СФЗ. На территории листа R-41-XXVIII представлена фрагментами разреза по р. Мадагаю Вторая и руч. Нияшор. Свита сложена переслаивающимися пачками толстоплитчатых мелко- и среднезернистых известковистых полимиктовых песчаников серого и зеленовато-серого цвета (мощность их от 10 до 20 м) и пачками тонкополосчатых алевролитов и аргиллитов (4–30 м), содержащих маломощные прослои песчаников. Вверх по разрезу отмечается уменьшение мощности и количества аргиллит-алевролитовых пачек до преобладания в нем песчаников с редкими пачками алевролитов [98, 238].

По петрографическому составу породы сходны с терригенными образованиями песчаникам и алевролитам нижележащих свит. В песчаниках наблюдаются следы жизнедеятельности роющих организмов, характерные разнонаправленные ходы илоедов, углефицированный детрит, знаки ряби. В разрезах встречаются также обугленные остатки стеблей хвощей, каламитов и неопределимого детрита. Конкреции мергельного (преобладают), кремнисто-мергельного и кремнисто-глинистого состава, пользуются в свите незначительным распространением, часто встречаются песчано-известковистые линзы.

Для свиты характерны брахиоподы: *Arctitreta kempei* (Andruss), *Waagenoconcha humboldti* Orb., *Sowerbina borealis* (Haug.), *Anemonaria pseudohorrada* (Wiman), *Thuleproductus arcticus* (Whitf.), *Yakovlevia mammatiformis* (Fred.), *Anidanthus aagardi* (Toula), *Spiriferella saranae* (Vern.); двустворчатые моллюски: *Palaeocosmomia artiensis* (Krot.), *Lithophaga gigantea* (Stuck.) [1, 20, 93, 233]. В нижней части свиты В. И. Устрицким [238] указаны аммоноидеи: *Neopronorites permicus* (Tschernow), *Uraloceras fedorowi* (Karp.), *U. cf. suessi* (Karp.), *Paragastrioceras cf. kojimense* Maximova et Tschernow, *Waagenina krasnopolskyi* (Karp.). По характерным видам органических остатков возраст свиты определяется как позднеартинский–кунгурский. Из-за сложных складчато-разрывных дислокаций объективная оценка мощности свиты по вскрытым на территории фрагментам разреза практически исключена. По аналогии с соседними районами (р. Бол. Талота и р. Васяга) мощность талатинской свиты на изученной территории может быть оценена в 450–500 м [21].

Т а б ь ю с к а я с в и т а (P,tb) включает в себя прибрежно-морские мелководные, лагунные и континентальные отложения, ранее описываемые на северо-восточном Пай-Хое как «воркутская» [21, 115, 237], а до этого как «угленосная» [250] свиты. Под современным названием выделена коллективом авторов [42] со стратотипом на р. Табью. Относится к Пайхойско-Западноуральской СФЗ. По литолого-фациальным особенностям свита разделена на две подсвиты: нижнюю («безугольную»), сложенную преимущественно лагунно-морскими и морскими образованиями и верхнюю («слабоугленосную»), в которой преобладают пресноводно-лагунные и континентальные осадки. На территории известны в основном отложения нижней подсвиты; они выходят на поверхность в ядре Северо-Пайхойского синклинория (бассейн р. Саяха). По противоречивым материалам О. Л. Эйнора [250] предполагаются выходы образований свиты в слабоизученном районе северного обрамления астроблемы.

Наиболее полные разрезы нижней подсвиты описаны в скальных выходах среднего каньона р. Саяха. Изученные отложения в целом наследуют фациальную изменчивость подстилающей лиурьягинской свиты с сохранением большей «песчанности» (и повышенной мощности псаммитов), характерных для «восточных» ее разрезов. Вопросы о латеральных границах и седиментологической интерпретации разнофациальных отложений – остаются открытыми.

«Западный» тип разреза табьюской свиты (№ 1 на карте) характеризуется ритмичным строением, при котором слоевые последовательности образуют пять циклов (от 20 до 70 м мощностью). Типовой цикл имеет следующего строение (в редуцированном виде, снизу вверх):

- «аргиллит-алевролитовая пачка»; в основании с резким контактом залегают алевролитистые аргиллиты (5–50 см), постепенно сменяющиеся вверх по разрезу темно-серыми массивными алевролитами, иногда со скорлуповатой отдельностью, в верхах пачки – с неотчетливой субгоризонтальной и пологоволнистой слоистостью; присутствуют единичные ходы илоедов0,5–2,0 м
- пачка дробного переслаивания темно-серых алевролитов (преобладают в низах) и серых мелкозернистых песчаников (доминируют в верхней части пачки); редкие прослои линзовидно-слоистых известковистых полимиктовых песчаников с увеличением их количества и мощности вверх по разрезу и нечеткий верхними контактами; встречаются горизонты конкреционных линз5–15 м
- пачка равномерного (по 0,5–1 м) чередования мелкозернистых известковистых полимиктовых песчаников и пакетов тонкого переслаивания темно-серых алевролитов и серых алевропесчаников; к кровле мощность последних сокращается, начинают преобладать мелкозернистые полимиктовые песчаники5–10 м
- пачка серых, зеленовато-серых мелкозернистых песчаников с единичными прослоями алевролитов; в верхней части псаммитовых пластов часто наблюдается увеличение зернистости, намывы глинистого материала и мелкая галька аргиллит-алевролитового состава, в кровле встречаются линзовидные скопления раковин брахиопод5–18 м
- венчают цикл характерные, линзовидно-слоистые известковистые полимиктовые песчаники с частыми тонкими прослоями и линзами глинистых алевролитов и обильными послойными скоплениями брахиопод и двустворчатых моллюсков0,5–1,5 м

Расчетная мощность вскрытой части разреза 205–210 м. В этом опорном разрезе отобраны (главным образом из последних пачек каждого цикла): *Kochiproductus saajagensis* Solomina, *Sowerbina* sp. nov., *Timaniella vasjagensis* (Ifanova), *Megousia kuliki* (Fredericks).

Ниже по реке (и вверх по разрезу) в разрозненных выходах сходных породных ассоциаций собраны: *Arctitreta kempei* (Andersson), *A. pajchoica* (Ustritsky), *Glabrichonetina khinlovensis*

(Afanasjeva), *Waagenoconcha obscura* Solomina, *W. cf. wimani* Fredericks, *Rhynchopora nikitini* Tschernyschew, *Cyrtella kulikiana* (Fredericks), *Spiriferella vojnovski* Ifanova, *Neospirifer* sp. Характер обнаженности и наблюдаемые фрагменты мелких складок исключают возможность точного определения истинной мощности нижней подсвиты, приблизительная оценка добавляет к мощности описанного разреза 30–40 м.

Несколько иной («восточный») фациальный тип разреза нижнетабьуской подсвиты наблюдался в 3 километрах ниже по течению р. Саяха. Здесь нижняя часть разреза (180 м) сложена доминирующими серыми песчаниками мелко-среднезернистыми (в основании слоев часто глинистым или известковистым) и резко подчиненными по мощности темно-серых алевролитами, включающими тонкие пропластки песчаников; эпизодически встречаются горизонты конкреционных песчаных линз. В прикровельной части некоторых псаммитовых слоев наблюдаются мелкие уплощенные гальки и частые прослои алевролитов, фиксируются линзовидные скопления остатков брахиопод, «постройки» типа *Zoophycos*, текстуры биотурбирования. Эпизодически встречаются горизонты конкреционных песчаных линз. На этом уровне отобраны: *Arctitreta pajchoica* (Ustritsky), *A. kempei* (Andersson), *A. cf. pajchoica* (Ustritsky), *Dyoros grandis* Afanasjeva, *Megousia kuliki* (Fredericks), *Thuleproductus arcticus* Sarycheva et Waterhous. Вышезалегающая часть изученного разреза (250 м) по набору слоевых последовательностей и характеру их чередования практически не отличается от «западного» типа, за исключением увеличения мощности песчаных элементов циклов. Здесь собраны: *Megousia kuliki* (Fredericks), *Kochiproductus porrectus* (Kutorga), *Cyrtella kulikiana* (Fredericks), *Neospirifer rhomboidalis* Kalashnikov, *Spirelytha borealis* (Mironova).

Верхняя граница нижнетабьуской подсвиты в ходе ГДП-200 не наблюдалась. В соответствии с первоначальным определением она проводится по появлению интинского комплекса флоры [42], на практике, как правило, проводится по первым прослоям углей. Мощность ее 250–430 м. Возраст подсвиты по комплексу органических остатков определяется как позднекунгурско–раннеуфимский, (позднеиренско–соликамское время), хотя существует мнение [55], что объем таксона (по двустворчатым моллюскам) ограничивается низами соликамского горизонта, при этом верхняя подсвита относится к верхам того регионального подразделения, пограничные слои табьуской и ерьягинской свит приурочены к шешминскому горизонту уфимского яруса. Максимальная общая мощность табьуской свиты оценивается различными авторами от 950 м [42] до 1 450 м [31]. В данной работе принят первый вариант.

Лекворкутская свита (P_{1lv}) выделена К. Г. Войновским-Кригером с названием и стратотипом по р. Лек-Воркута. Она принадлежит к Коротайхинской подзоне и подразделяется на две подсвиты – нижнюю (аячьинскую) с пакетами Т, S, R, P и верхнюю (рудницкую) с пакетами O, N, M (стратиграфически снизу вверх). Полная литологическая и палеогеологическая характеристика лекворкутской свиты приведена в многочисленных изданиях [18, 112 и др.].

На изученной территории выходы нерасчлененной лекворкутской свиты предполагаются под кайнозойскими осадками на небольшом участке в юго-западном углу листа R-41-XXVIII. При общей характеристике ее разреза использованы данные В. И. Устрицкого по обнажениям на рр. Хэйяха и Янгарей (за рамкой листов) [238]. В составе стратона резко преобладают серые полимиктовые песчаники с мощностью слоев от 8 до 20 м. В кровле слоев они обычно сильно известковистые, с поверхности покрыты бурой железистой коркой толщиной 3–4 см, содержат многочисленные остатки флоры и фауны. Аргиллиты и алевролиты встречаются в подчиненном количестве. Эпизодически в разрезе наблюдаются прослои и линзы мелкогалечных полимиктовых конгломератов. Прослои углей мощностью 3–20 см встречены в обнажениях на некоторых притоках р. Хэйяха (южнее площади). Состав фауны и флоры [93, 112, 233] свидетельствует о позднекунгурско–соликамском возрасте рудницкой подсвиты, по комплексу двустворчатых моллюсков [55] пограничные слои лекворкутской и интинской свит охарактеризованы единой зоной *Khosedella alta–Kh. permika* (верхняя половина соликамского горизонта уфимского яруса). Мощность разреза на упомянутых водотоках 250–300 м (при тектоническом контакте с подстилающей талатинской свитой), полная мощность свиты на территории неизвестна [238]. По данным С. К. Пухонто [98] в регионе она увеличивается с запада на восток от 230 м на р. Большая Талота до 1 000 м на р. Хальмер-Ю. Для площади данных листов суммарная мощность стратона оценивается как не превышающая 650 м.

МЕЗОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

В рамках этого подразделения общей шкалы условно рассматриваются нестратифицируемые импактные образования позднемелового возраста.

Карский коптогенный комплекс (K_2k) выделен М. С. Машаком и др. [220] для пород Карской и Усть-Карской астроблем, расположенных на востоке Пай-Хоя, в его прибрежной части. Выходы импактитов по рекам Кара, Сибирчатаяха, Сопчаю, Путью, Саяха, Нганораяха (Анарота), Вануйта, Большая и Малая Вануйта маркируют общий круговой контур Карской астроблемы. Усть-Карская астроблема представлена на площади своим крайним западным фрагментом у пос. Усть-Кара (серия обнажений по берегу Байдарацкой губы). На ранних стадиях изучения различными авторами они классифицировались как «вулканические брекчии» [53], «конглобрекчии с примесью туфов и вулканического стекла», «кайнотипные лавы и туфобрекчии» [22, 113]. Образование их связывалось с вулканическим взрывом – при экструзии кислых и средних лав [113, 118] или при магматической активизации с образованием кольцевой вулканотектонической структуры [73, 74]. Позднее, по результатам проведенного в этих районах глубинного геологического картирования, а также тематических и других специализированных исследований была сформулирована модель космогенного происхождения названных структур и обоснована ударно-метаморфическая природа слагающих их пород [70, 71, 217, 219, 226, 230] и др.

Коптогенный комплекс вскрывается преимущественно в глубоких долинах рек по краю Карской астроблемы. В центральной и юго-восточной частях структуры они прослежены скважинами [217, 222, 230]. Выделяется два «горизонта»: нижний слагают клиппеновые брекчии, мегабрекчии, грубообломочные брекчии, глыбовые и глыбово-агломератовые зювиты; в верхнем (основной объем импактных пород) преобладают лапиллиево-агломератовые зювиты. В обоих эпизодически (доли %) встречаются тагамиты. Широко распространены секущие формы – кластические дайки. Породы комплекса перекрываются (по обнажениям и материалам бурения в центральной и северной части астроблемы [217]) осадками саяхинской толщи.

Граница «нижнего горизонта» с «подстилающим» субстратом неровная и неотчетливая; она условно определяется по степени ударно-метаморфических преобразований в породах палеозойского цоколя. Основу его составляют клиппеновые брекчии и мегабрекчии которые образуют на юго-востоке (бассейны рек Кара и Тогорейяха), на юге и юго-западе (рр. Сибирчатаяха, Хановэйяха), на западе (р. Путью, Саяха) и востоке (рр. Бол. и Мал. Вануйта) поля Карской астроблемы.

Клиппеновые брекчии – крупные блоки (чешуи) размером от первых десятков до сотен метров со сложными взаимоотношениями различных по составу и возрасту образований, как правило, привязаны к субстрату подстилающих пород. Так, ниже устья р. Тохорэйяха клиппены (протяженностью до 250 м) сложены пермскими полимиктовыми песчаниками и алевролитами; на отдельных участках они сохраняют «реликты» первичной структуры, которая затушевывается в местах сильного изменения пород, интенсивной трещиноватости и брекчирования. В блоках карской и силоваяхинской свит выше устья р. Тохорэйяха их размеры достигают 300–500 м; клиппены и мегабрекчии пермских пород сопряжены здесь с литовитрокластическими зювитами. Импактиты являются вмещающим материалом между передробленными сглаженными и угловатыми глыбами алевропесчаников тарханской толщи. Сильно измененные, но сохранившие следы слоистости, отложения силоваяхинской свиты «надвинуты» на вышеописанные образования. Плотнo цементированные литовитрокластические зювиты пронизаны включениями импактного стекла, имеющего характерный слабый фиолетовый оттенок и удлиненную «ленточную», «флюидальную» форму, с выветрелой каймой.

Мегабрекчии, часто встречающиеся (рр. Кара, Ханавэйяха, Путью) вместе с клиппеновыми брекчиями, залегают либо на них, либо на породах палеозойского цоколя. Состоят они из многочисленных остроугольных или сглаженных глыб (1–10 м), разобщенных «вмещающим» брекчиевым материалом тех же пород и импактитами. В центральных их частях нередко отчетливо проявлены первичная слоистость при разноплановой ориентировке структурных элементов в каждом из блоков. В полимиктовых песчаниках часто наблюдаются конусы разрушения. По краям обломков мегабрекчий развиты текстуры «грис» с полным исчезновением первичных структурно-текстурных элементов.

Грубообломочные (глыбовые) брекчии развиты локально и исполняют роль цементирующей («вмещающей») массы между клиппенами и мегабрекчиями [71]. Они обнажаются в долинах рек Путью, Сопчаю и Кара, иногда образуя самостоятельные линзовидные тела со скоплениями

глыб преимущественно пермских пород. Преобладающий размер обломков 0,3–0,5 м (с вариациями от 0,1 до 1 м). Часто эти брекчии путают с глыбовыми зювитами, от которых они отличаются лишь меньшим содержанием продуктов ударного плавления при сходном петрографическом составе обломков, что затрудняет диагностику.

Породы «верхнего горизонта» залегают на различных типах аллогенных и аутигенных брекчий. Для этого структурного элемента характерным считается [71] упорядоченное распределение обломочного материала в направлении сверху вниз, которое выражается в нарастании крупности и количества литоидных включений и импактных стекол. Протяженные монотонные коренные выходы зювитов наблюдаются по р. Кара (ниже устья р. Тохорэяха), р. Сибирчатаяха и ее притоку руч. Панутатывис, р. Сопчаю и впадающему в нее руч. Кердосашор, а также по рр. Саяха, Бол. и Мал. Вануйта [219]. Они же вскрыты скважинами в северной и юго-восточной частях структуры [217, 222, 230]. Мощность верхнего горизонта коптогенного комплекса по данным бурения превышает 350 м [230]; по результатам количественной интерпретации гравиметрических материалов и моделирования, выполненных авторами при ГДП-200, она оценивается в 800–900 м.

Для лапиллиево-агломератовых витролитокластических зювитов размеры видимых частиц составляют 0,2–5,0 см, гораздо реже (1–5 %) встречаются крупные обломки (0,1–0,5 м). Обломочный материал (45–50 %) характеризуется низкими содержаниями витрокластов (10–20 %); для литокластов (30–35 %) наиболее типичны остроугольные (оскольчатые, щебенчатые) формы обломков на фоне интенсивной дроблености пород без сохранения первичных структурно-текстурных признаков. В составе обломков преобладают близлежащие породы палеозоя. Среди витрокластов доминируют различные по форме и размерам обломки зеленовато-желтых (в выветрелом состоянии – почти белых) импактных стекол, иногда с признаками зонального строения [226]. Цементированы зювиты пепельно-серой, зеленовато-серой или темно-серой глинисто-кремнистой массой, являющейся продуктом преобразования мельчайших частиц стекол и пород цокольного комплекса [219]. Можно отметить также слабую связность пород (они легко разрушаются при ударе молотком) и присутствие сростков пирита. Разрезы зювитов, изученные в скальных обрывах р. Нганораяха (Анарога) и ее левого притока отличаются более высокими содержаниями витрокластов (20–35 %); импактное стекло здесь часто присутствует в виде крупных (0,5–1,0 м) уплощенных бомб, а также лентовидных (шнуровидных) тяжей мощностью от 2 до 40 см и протяженностью до 1–3 м [226]. Наблюдаемая мощность лапиллиево-агломератовых зювитов в естественных обнажениях превышает 30 м (р. Кара), максимальная их мощность, вскрытая скважинами, составляет 369 м [230].

Тагамиты образуют самостоятельные тела, в верхней части нижнего или в основании верхнего горизонтов. В Карской астроблеме их распространенность оценивается в доли процента от общего объема импактитов [99]. По концентрации включений породных обломков выделяются атакситовые (30–35 %) и массивные (10–15 %) разновидности. Небольшие разрозненные выходы тагамитов наблюдаются в юго-восточном и восточном секторах структуры (рр. Кара, Нганораяха и левый приток последней – руч. Лавовый). В бассейне р. Нганораяха [226] они слагают линзы и сложной формы пластовые тела (мощностью до 15 м и протяженностью до 300 м) среди агломератовых зювитов. В правом борту долины той же реки темно-серые, почти черные (иногда с сиреневым оттенком) брекчиевидные тагамиты прослеживаются на 55 м, образуя сложные выклинивающиеся формы с появлением множества мелких субпараллельных пластовых тел. В центральных частях крупных тел выделяются сложные ветвящиеся линзы массивных тагамитов с мощностью до 3 м. В отличие от плитчато-столбчатой отдельности атакситовых тагамитов в их массивных разновидностях она скорлуповатая и мелко шаровидная; отличаются они также светло-серым цветом и стекловатым обликом. Единственный выход атакситовых тагамитов в составе нижнего горизонта (среди клиппеновых брекчий и мегабрекчий, цементированных литовитрокластическими зювитами) зафиксирован при ГДП-200 [196] на р. Каре, в 1,5 км выше устья р. Тохорэяха.

Кластические дайки широко распространены в пределах коптогенного комплекса – преимущественно в полях развития зювитов, реже среди мегабрекчий. По материалам М. С. Машака [71] они локализованы неравномерно: в западной и восточной частях астроблемы встречаются одиночные тела, на юге и юго-востоке преобладают группы по 3–5 тел; в долине р. Кара, ниже устья р. Тохорэяха отмечено [196] 11 кластических даек, все они крутопадающие (в основном вертикальные) с обычно ровными, четкими контактами. Мощность тел 0,2–0,7 м, редко до 7 м. Дайки, как правило, выполнены слабо литифицированными (иногда в нижних частях более плотными до литифицированных разностей) неслоистыми коричневато-серыми песчаными (кремнистыми) глинами с примесью угловатых несортированных псефитовых обломков (0,1–3,0 см) импактных стекол (до 5 %), палеозойских и мезозойских пород (до 25 %), иногда зюви-

тов. Состав первичных пород смешанный [71]: песчаники, алевролиты, аргиллиты, опоки, угли, карбонаты, силициты. В тонкодисперсной слюдисто-кремнисто-глинистой матрице (60–80 %) встречаются остроугольные обломки кварца и полевых шпатов; в незначительном количестве присутствуют гранат, эпидот, циркон, сфен и другие минералы. Происхождение даек рассматривается как результат пассивного заполнения открытых трещин перемытым материалом импактитов и аллогенных брекчий. Незначительный разрыв во времени между образованием кратера и кластических даек обосновывается секущими прожилками кальцита, пирита и цеолитов, часто пронизывающих как инъекционные тела, так и вмещающие породы [226].

Возраст коптогенного комплекса до сих пор является предметом дискуссий. Ранее М. А. Маслов [217] пришел к выводу, что опоки (с фауной иноцерамов), залегающие выше зювитов на р. Саяха, а также встреченные в скважинах 1 и 2 [217]) существенно глинистые осадки с прослоями опок (содержащие переотложенную микрофауну и микрофлору) относятся к верхнему сантону, возможно низам кампана. Близкой точки зрения придерживался и Г. Я. Пономарев [230]: при ГК-50 скважины 14, 18, 20, 26, 27, пробуренные на юго-востоке площади, также вскрыли над зювитами «суглинки опоквидные с прослоями опок», которые (основываясь на данных микрофаунистического анализа) автор считал верхнемеловыми (сеноманскими).

М. С. Машак [219] «пласты опок» на р. Саяха считал крупными «перемещенными глыбами в составе брекчий», подтверждая это находками в них обломков импактных стекол, аргиллитов, алевролитов и песчаников; возраст коптогенного комплекса он оценивает как палеогеновый. Позднее [71] эти данные были переинтерпретированы и время импактного события коррелировано с границей мела и палеогена. Результаты определений возраста стекол и тагамитов Карской астроблемы калий-аргоновым методом колеблются от 55 млн лет (материалы А. А. Межвилка и др., 1977) до $73,9 \pm 1,1$ млн лет [58]. Наиболее корректными признаны данные изотопного датирования стекол с отбором материала, исключаящим захват радиогенного аргона из палеозойских пород: $65,6 \pm 0,6$ млн лет [86] и $66,1 \pm 0,8$ млн лет [59], то есть поздний мел на рубеже с палеогеном. Детальный анализ К-Аг датировок приводится в диссертации М. А. Назарова (1995 г.), где отмечаются также геохимические свидетельства катастрофического события на границе тех же периодов и характер изменений в это время морской и наземной биоты [226].

При ГДП-200 Карской площади [196] спорные «опоковидные породы», перекрывающие коптогенный комплекс на р. Саяха, были вскрыты серией горных выработок (опорн. 7); их контакт с зювитами определен как нормальный. Осадочные породы у контакта и выше по разрезу не несут следов ударно-метаморфических изменений (петрографические исследования Е. А. Котельниковой, ЦГЛ, Сыктывкар). Более того, на границе с зювитами, подстилая опоквидную толщу, залегают нелитифицированные глины с наиболее богатым для всего разреза комплексом радиолярий (опр. Э. В. Саркисовой, ВНИГРИ): *Orbiculiforma volgensis* (Lipman), *O. renillaeformis* (Campbell et Clark), *O. multa* (Kozlova), *Porodiscus cretaceous* Campbell et Clark, *Gromyodruppa concentrica* Lipman, *Immersothorax marinae* (Gorbovetz), *Spongopyle ecleptos* Renz, *S. insolita* Kozlova, *Diacanthocapsa* sp. cf. aff., *D. teren* (Foreman), *D. foveata* Kozlova, *Theocapsomma* sp. cf. aff., *T. legumen* (Campbell et Clark), *T. amphora* Campbell et Clark, *Stichomitra asymbatos* Foreman, *S. manifesta* Foreman, *Praeconocaryomma* sp., *Cryptamphorella conara* (Foreman), *Amphipyndax uralica* (Gorbovetz), *Dictyomitra multicostata* Zittel, *Lithostrobilus litus* Foreman, *Spongocyclia* sp. cf. aff. Помимо бореальных видов, давно известных для севера Евразии, здесь много тетических форм, характерных для кампан–маастрихтских отложений Калифорнии и средних широт Мирового океана. Часть приведенных таксонов распространена в диапазоне всего позднего мела (сеноман–маастрихт). Хотя зональные виды-индексы не выявлены, совместное присутствие *Diacanthocapsa foveata* Kozlova, *Theocapsomma legumen* (Campbell et Clark), *Stichomitra manifesta* Foreman, *Immersothorax marinae* (Gorbovetz) позволяет предполагать кампан–маастрихтский возраст отложений, перекрывающих импактиты. Комплекс моллюсков, собранный авторами в одном из разрезов, включает *Inoceramus* aff. *pachti* Arkh., *I. aff. lobatus* Goldfus., *I. ex gr. patootensis* Lor., *Oxytoma tenuicostata* Roem., *Bellemnitella* sp., *Pelecypoda* sp., *Lopatinia* sp. (опр. Т. Д. Зоной, ВНИГРИ). *Oxytoma tenuicostata* служит пограничным репером сантона–кампана в европейской России; возраст отложений по заключению определителя отвечает верхам сантона–низам кампана.

Ниже по р. Саяха (ближе к центру астроблемы, опорн. 8) в нормальном залегании встречены аргиллиты с богатым комплексом радиолярий кампана–маастрихта, аналогичным вышеупомянутому. Они, в свою очередь, перекрыты пачкой конгломератов, песков и алевритовых глин с единичными фораминиферами палеоцена (определение Э. В. Саркисовой, ВНИГРИ). Все эти

отложения относятся к перекрывающей саяхинской толще, поэтому время возникновения карского коптогенного комплекса определяется поздне меловым (граница сантона и кампана).

Подробная петрографическая характеристика комплекса дана в материалах ранее проведенных исследований [69, 99, 219, 226 и др.]. По петрофизическим свойствам [214, 217, 226, 230] породы коптогенного комплекса в основном немагнитные, обладают низкой плотностью и удельным электрическим сопротивлением. Отмечается некоторая дифференциация их по этим параметрам. Самые низкие значения плотности у зювитов – 2,15 (1,75–2,54) г/см³; они зависят от содержания стекла ($\sigma_{\text{ср}}=2,11$ г/см³) [230]. Удельное электрическое сопротивление зювитов не превышает 100 Ом·м, исключая отдельные разности (до 160 Ом·м). Среди них же, насыщенных высокотемпературным стеклом, встречаются магнитные породы ($\alpha_{\text{макс}}=202 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ). Брекчии (различного генезиса), из-за большого разнообразного состава сцементированных в них обломков, имеют широкие колебания плотности (1,90–2,95 г/см³), в среднем $\sigma_{\text{ср}}=2,36$ г/см³; они немагнитные (менее $100 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ) и низкоомные (до 450 Ом·м). Наибольшими значениями плотности ($\sigma_{\text{ср}}=2,63$ г/см³, $\sigma_{\text{мин}}=2,52$ г/см³, $\sigma_{\text{макс}}=2,69$ г/см³); удельного сопротивления ($\rho_{\text{ср}}=2440$ Ом·м, $\rho_{\text{мин}}=610$ Ом·м, $\rho_{\text{макс}}=3480$ Ом·м) и магнитной восприимчивости ($\alpha_{\text{ср}}=76 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, $\alpha_{\text{мин}}=35 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, $\alpha_{\text{макс}}=194 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ) обладают высокотемпературные тагамиты, локально распространенные в коптогенном комплексе. Литофицированные кластические дайки по немногочисленным замерам [196] немагнитные – $\alpha_{\text{мин}}=21$ (8–54) $\cdot 10^{-5}$ ед. СИ.

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ–ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА, СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Саяхинская толща (K₂–P₂sh). Название (по р. Саяха) предложено А. С. Микляевым [209]; к ней относятся глины, алевроитистые глины, опоковидные аргиллиты и аргиллиты, алевроиты, разномерные и гравийно-галечные пески, перекрывающие импактные образования Карской астроблемы. При ГК-50 [217] скважинами колонкового бурения вскрыт наиболее представительный разрез толщи, где на литокластических зювитах залегает пачка (40,5 м) серых алевроитов с редкими включениями глинистого материала, гальки, гравия и прослоем (3,5 м) глин в нижней части. Выше они сменяются переслаиванием песчаных глин и плотных алевроитов, в верхней части с маломощными прослоями и стяжениями опок. Мощность пачки 117–128 м. Обе эти части стратона относятся к верхнему мелу. Завершают разрез (85–98 м) серые и темно-серые плотные алевроиты, в низах разномерные с примесью гальки и гравия, в средней части содержащие пласты темно-серых суглинков и алевроитовых глин, а в верхней – песчаных алевроитов и мелко-среднезернистых песков. Эта часть толщи, вероятно, отвечает палеогену. Она зафиксирована также по рр. Саяха и Торикьяха [196] (рис. 3). Мощность саяхинской толщи составляет от 80 до 400 м.

Нижняя и средняя пачки, содержащие опоковидные породы, были отнесены к сенону [217] на основании определений остракод: *Procytheropteron virgineum* (Jones), *Bythocytheromorpha* sp., *Truchinius concentricum* (Reuss), *Clithrocytheridea scwegeri* Liepin; радиолярий: *Cromyodruppa* sp., *Porodiscus vulgaris* Lipman, *Lithostrobos* sp., *Dictyomitra* sp., *Mitrocalpis* sp., *Spongodiscus volgensis* Lipman, *Amphibrachium ornatum* Lipman, *Lithocampemariniae* Gorbovetz; фораминифер: *Haplophramoides* ex gr. *exceavatus* Cushman et Waters, *Ammobaculites agglutinans* (Orb.), *Eponides incognitas* Kipr., *Anomalina* ex gr. *complanata* Reuss, *A. clementiana* Orb., *Pullenia dampelae* Dain, *Nonionella* cf. *kalinini* Volosch., *Globigerinella aspera* (Ehr.), *Ammoscalaria incultus* (Erem.), *Buliminella carseyae* Plummer, *Darbyella barabinskiensis* Balakhm., *Bulimina presli* (Kens.), *Plorilus crassus* Putrja и др. Собранная Г. Я. Пономаревым с соавторами [230] микрофауна: *Spiroplectammia kelleri* Dain., *Frochammia dampelae* Dain, *Arenobulimina presli* Reuss, *Eggerella trochoides* (Reuss), *E. intermeia globulosa* Marie, *Gyroidinoides turgidus* (Hag.), *Monionella eretacea* Cushman., *Pullenia dampelae* Dain., *Gyromorphina allomorphinoides* (Reuss) и др., по заключению Л. А. Тверской датируется маастрихтом.

Ранее [237, 250] в опоках р. Саяха были определены: *Inoceramus cardisoides* Goldf., *I.* cf. *patootensis* Loriol, *Leda* cf. *nitida* Schm., *Pteria* cf. *tenuicostata* Roem., *Anomya* cf. *lamellosa* Roem., *Microbacia* cf. *coronula* Goldf., *Bellemnitella* sp. (определения Н. С. Воронец). При ГДП-200 Карской площади (опорн. 7 [196]) комплекс моллюсков дополнен *Inoceramus* aff. *lobatus* Goldfus., *I.* aff. *pacti* Arkh., *I.* ex gr. *patootensis* Lor., *Oxytoma tenuicostata* Roem. и др. (опр. Т. Д. Зоной, ВНИГРИ; заключение – см. выше). В тонком слое глин, отделяющих опоки от импактитов, обнаружен комплекс радиолярий хорошей сохранности, характерный для кампана–маастрихта (см. описание карского коптогенного комплекса). В алевроитах верхней части

толщи (опорн. 8) обнаружены единичные планктонные фораминиферы датского яруса палеогена (опр. Э. В. Саркисовой, ВНИГРИ).

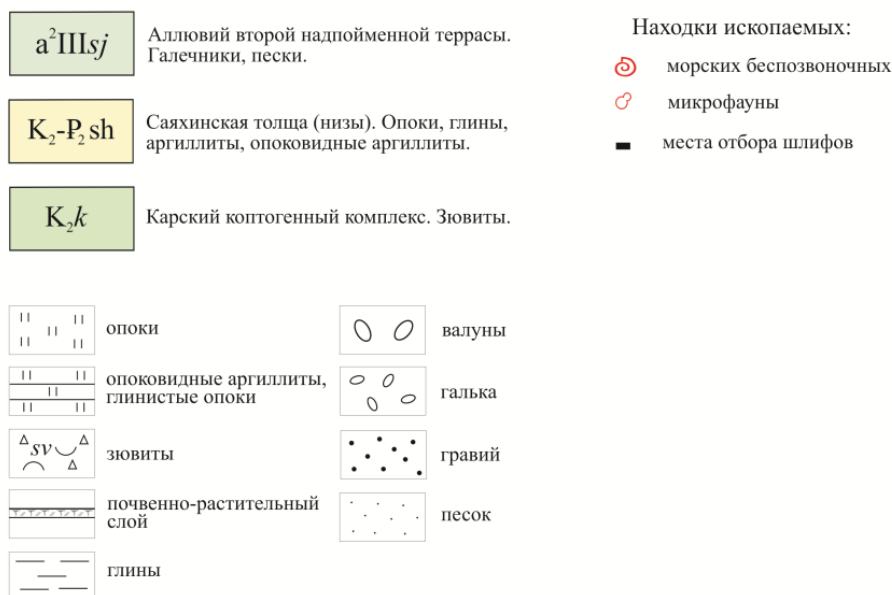
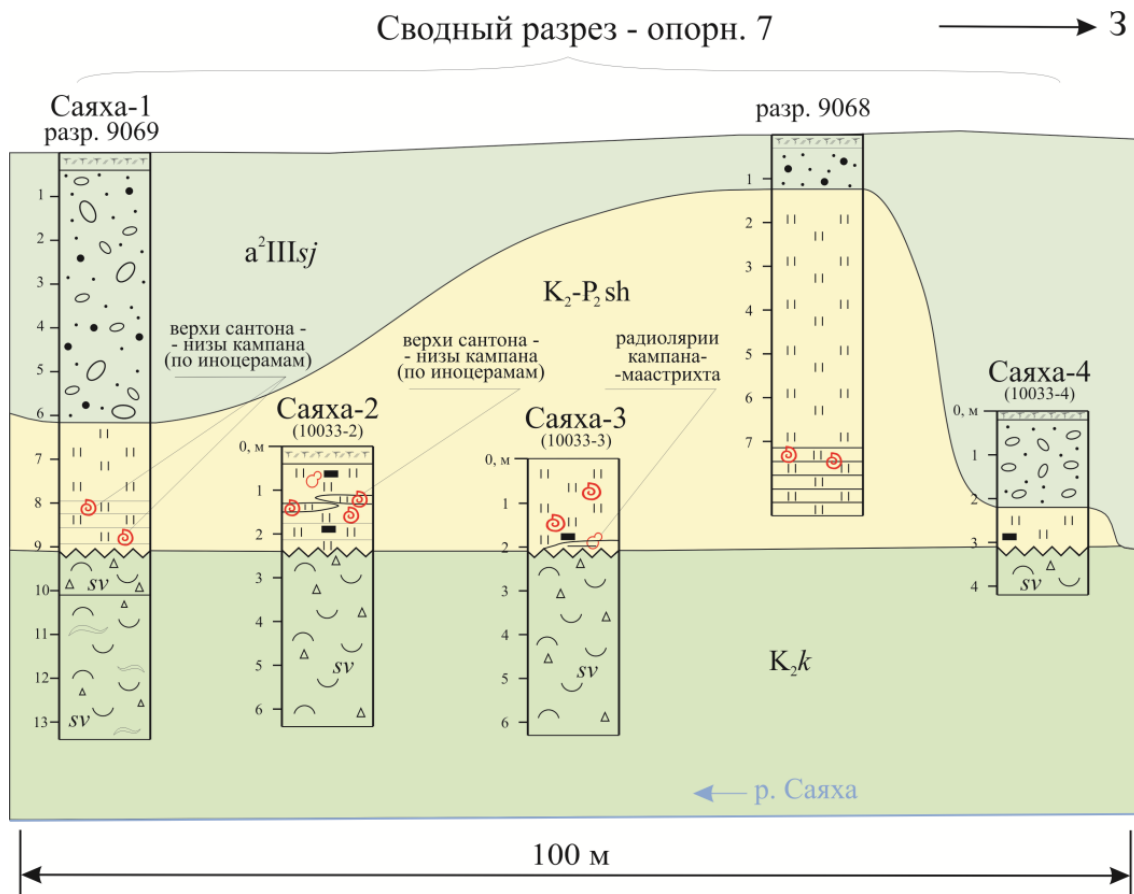


Рис. 3. Опорный разрез саяхинской толщи на р. Саяха (№ 7).

На р. Торикъяха (опорн. 5) палинологическим анализом (Л. Г. Деревянко, ЦГЛ, г. Сыктывкар) в алевритах верхней части стратона выявлены спектры, характеризующие тропическую растительность среднего эоцена. Широколиственные теплолюбивые растения здесь составляют 42–48 % и представлены *Castanea crenataeformis* Samig. (5–7 %), *Quercus gracili-*

formis Boitz., *Q. gracilis* Boitz., *Q. ovalis* Boitz., *Q. sp.* (7–10 %), *Castanopsis pseudocingulum* Boitz. (5–6 %), *Fagus grandifoliiformis* (до 1 %). Характерными для комплекса являются *Rhus regularis* Pan., *R. sp.* (до 1 %), *Liquidambar zaisanica* Pan., *L. sp.* (до 3 %), *Cornus sp.* (1–2 %), *Ulmus sp.* (до 1 %), *Ilex cf. integra* (0–1 %). Пыльца бетулоидного типа также играет заметную роль: *Betula gracilis* Pan., *B. pollenites* (8–10 %), *Alnus sp.*, *A. quadrapollenites* (3–4 %), *Salix sp.*, *S. cf. caprea* (1–3 %), *Corylus sp.* (8–10 %), *Carpinus sp.* (0–1 %), *Myrica elegans* Samer., *M. vera* Samer. (2–4 %), *Comptonia sp.* (1–2 %); сем. *Juglandaceae*: *Pterocarya sp.* (0–1 %), *Carya spackmania* Trav. (2–4 %), *Platycarya sp.* (4–6 %). Из голосеменных определены: *Picea tobolica* Pan., *P. sp.* (5–7 %), *Pinus sub. gen. Haploxyton* (1–2 %), *P. sub. gen. Dyploxyton* (0–1 %), *Taxodium gen. indet.* (2–7 %). Травы представлены в небольшом количестве разнотравьем (4–6 %), сем. *Chenopodiaceae* (0–2 %). Споровых растений в комплексе от 17 до 21 %: сем. *Polypodiaceae* (6–7 %), *Sphagnum sp.* (9–10 %), *Osmunda sp.* (1–3 %), *Cyathea* (1 %), *Lycopodium sp.* (0–1 %). Отмечаются единичные реликтовые формы *Trudopollis*, *Aquilopollenites*, *Orbiculopollis*, *Triatriopollenites*, присутствуют спикулы губок, центрические диатомовые водоросли, водоросли *Hystricosphaeridium*, жгутиковые водоросли *Deflandrea*, переотложенные мезозойские и (редко) палеозойские формы.

По совокупности палеонтологических данных возраст саяхинской толщи принят в границах верхний мел(кампан)–эоцен. Альтернативная точка зрения на данные отложения освещена работами М. С. Машака и др., в которых меловая часть разреза толщи трактуется как коптокластиты и относится к верхней части коптогенного комплекса.

КАЙНОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

Картируемые подразделения, отвечающие только данной эратеме представлены неогеновыми и четвертичными стратонами. Учитывая почти повсеместное развитие этих отложений, тесную морфоструктурную связь и значительное сходство вещественного состава таксоны обеих систем показаны на отдельной карте. В процессе предшествующих геологосъемочных работ среднего и крупного масштаба предлагались различные варианты стратификации кайнозойских образований рассматриваемой площади (рис. 4) [205, 217, 224, 226, 230]. Однако общим для этих построений является установление морских и ледово-морских условий осадконакопления для значительной части подразделений как неогеновой, так и четвертичной систем. В пределах территории при доминирующих значениях мощности рыхлых отложений 2–30 м, иногда она достигает 114 м (1). Основой для расчленения и картирования позднего кайнозоя стали материалы литолого-палеонтологических исследований в скважинах картировочного бурения [190, 217, 224, 226, 230] и результаты комплексного магнито-биостратиграфического изучения серии новых опорных разрезов района [31, 195]. Для обоснования возраста и фациальной принадлежности стратонов использованы палинологические (Л. Г. Деревянко) и микрофаунистические (Л. А. Тверская, Н. Ю. Аникина) определения, результаты изучения морских моллюсков (В. С. Зархидзе, А. В. Крылов), морской и наземной фауны млекопитающих (Ю. В. Заика), а также все имеющиеся по району данные магнито-стратиграфического [31, 195], хеомстратиграфического (А. Б. Кузнецов), OSL (А. Н. Молодьков), радиоуглеродного (Х. А. Арсланов) датирования. Выверено соответствие таксонов Вайгачско-Пайхойской серийной легенде [166, 209], проведена корреляция с подразделениями четвертичной и неогеновой систем ближайших районов Тимано-Уральской области [208, 221]; при этом учтены новейшие материалы ГК-1000/3 листов R-41, Q-41, Q-40, P-40 [26, 28, 31].

Необходимо отметить, что как ранее, так и в настоящее время для северного Предуралья и прилегающих частей Печорской низменности широко распространены стратиграфогенетические представления, альтернативные использованным авторами при построении карты. К сторонникам существования в недавнем прошлом обширных покровных ледников (перекрывавших, в том числе, и Карскую площадь), за последние 100 тыс. лет сформировавших почти весь кайнозойский покров региона, относятся такие исследователи, как Л. Н. Андреичева [2], А. С. Лавров [68], В. И. Астахов и его зарубежные коллеги [3, 157, 158 и др.]. Авторы не согласны с такой интерпретацией местной геологической истории и считают, что используемая здесь сторонниками ледниковой концепции методика исследований недостаточна и не так эффективна для стратификации и картирования реальных геологических тел как классическая лито-биостратиграфия и новые магнито-стратиграфические и хеомстратиграфические методы.

Зархидзе Д.В., по ГДП-200,
2010 г.
листы R-41-XXVIII, XXIX

Шишкин М.А.,
по ГК-1000, 2008 г.,
(в пределах листа
R-41-XXVIII, XXIX)

Микляев А.С.,
по ГС-50, 1998 г.

Микляев А.С.,
по ГС-50, 1979 г.

Смирнов В.Н.
(R-41-XXVII-XXVIII),
Иванова А.М.
(R-41-XXIX-XXX),
ГК-200, 1959 г.

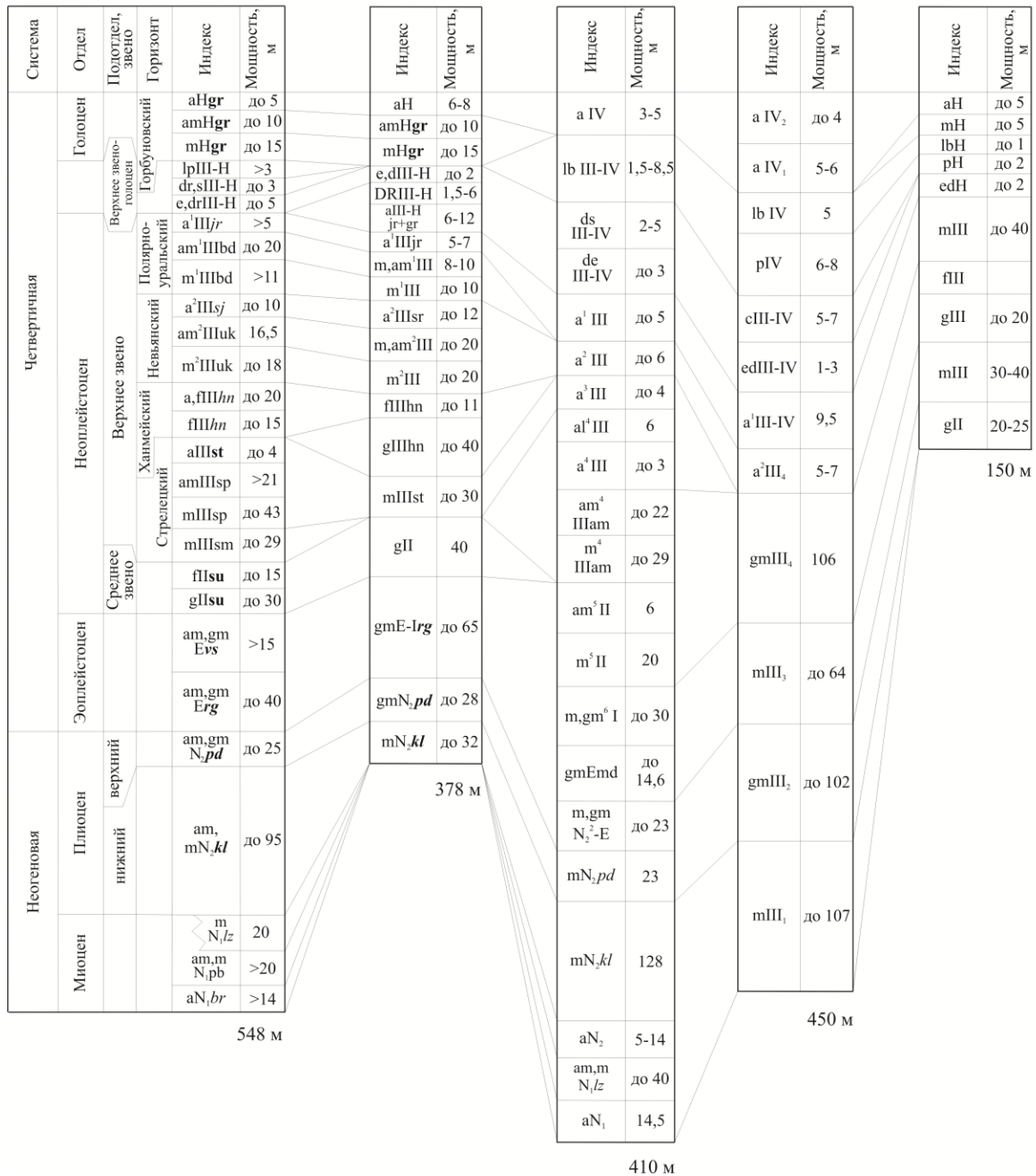


Рис. 4. Корреляция предшествующих и современных представлений на стратификацию неоген-четвертичных образований площади.

Например, известным исследователем Тимано-Уральского региона А. С. Лавровым для расчленения кайнозойских отложений предлагается три основных метода: кинестратиграфический (анализ ориентировки и формы обломочного материала, его состава и количества), геоморфологический и палеогидрологический; «биостратиграфическим исследованиям отводится роль вспомогательных как и различным физическим методам» (с. 3 [68]). При этом отмечается, что характеристики не выходящих на поверхность тел отсутствуют по причине «недоступности для изучения кинестратиграфическим методом». Активизация деятельности зарубежных специалистов с 1992 г. (в рамках проекта PECHORA и др. [3, 151, 152, 157, 158 и др.]) фактически свелась к литологическому описанию разрезов и множественному датированию методами C14 и OSL. По мнению А. С. Лаврова для этих исследований, проведенных в соответствии с постулатами гляциалистской концепции, «малое разнообразие методов компенсируется большим количеством анализов» (с. 8 [68]). Подобный подход характерен и для других геологов, испове-

дующих гипотезу покровных оледенений. Имеющиеся методологические разногласия (в частности, использование или неиспользование приемов классической стратиграфии) затрудняют применение результатов этих работ, приводят к различной интерпретации возраста и генезиса вещественных комплексов на огромных территориях Европейского Северо-Востока, куда относится и площадь рассматриваемых листов.

НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

К этому таксону общей шкалы (без «переходных» отложений) принадлежат два картируемых подразделения: одно относится к миоцену, другое охватывает оба отдела системы.

Буреданшорский аллювий (αN_{br}) развит в Пайхойско-Усинском районе, где заполняет тальвеги глубокооврезанных палеодолин. Известен в разрезах скважин (№ 53 на карте), вскрыт бурением и на соседней к югу территории [226]. Представлен песчано-дресвяными гравийниками с галькой и валунами (до 0,5 м), валунно-галечными конгломератами; разноокатанный обломочный материал – местные породы (силициты, фтаниты, глинисто-кремнистые и углисто-глинисто-кремнистые сланцы, кремнистые известняки, реже песчаники, габбродолериты, жильный кварц). В верхах разреза присутствуют прослой темно-серых песчаных алевритов и черных разноразмерных песков. Древний аллювий встречен также в протяженных обнажениях низких (до 5 м) эрозионных обрывов по берегам левого притока р. Сёсыяю (на карте № 47): там на скальных палеозойских породах залегают горизонтальнослоистые ритмичные валунно-галечные конгломераты. Ритмичность подчеркивается чередующимися уменьшениями вверх по разрезу крупнообломочного материала. Здесь в составе обломков преобладают темно-серые аргиллиты и алевролиты, а также габбродолериты хенгурского комплекса; окатанность преимущественно плохая. В заполнителе – гравийные дресвяники, аналогичные по составу крупнообломочному материалу. По положению в разрезе и согласно серийной легенде возраст аллювия принят миоценовым (предположительно – раннемиоценовым). Мощность его по аналогии со смежными с юга листами – более 14 м [195].

Пембойская толща, лыжская свита и колвинская серия нерасчлененные ($mN_{1-pb-kl}$) относятся к Приарктической области морских трансгрессий. Представлено подразделение морскими глинами, алевритами, суглинками, прибрежно-морскими гравийниками и песками с фауной фораминифер, морских моллюсков и морских млекопитающих. Отложения широко распространены на площади, что подтверждается фактическим материалом по многочисленным горным выработкам, пройденным при ГДП-200 (на р. Кара – 33, 36; на р. Саяха – 4, 7; в бассейне р. Сёсыяю – 45, 46, 48, 50, 56, 57, 62; на правом берегу р. Сибирчатаяха – 49, 54, 55, 58, 60, на ее левобережье – 42–44, 61; в районе р. Хэйяха – 39, 41; в осевой части кряжа в понижениях между грядами – 30, 34, 35; в верховьях р. Сопчаю – 23, 24). Составные части нерасчлененного таксона вскрыты многими скважинами предшествеников (9, 11, 63 [224]; 49, 50, 52–54, 57 и др. [226]). На территории листов пембойская толща, лыжская свита и колвинская серия рассматриваются совместно из-за невозможности на данном этапе изученности провести раздельное их картирование. Выделенное подразделение построено циклично и представлено чередованием мощных пачек преимущественно песчаного состава со столь же мощными пачками существенно глинистых пород. В большинстве случаев оно залегает на разновозрастных донеогеновых образованиях (в узких миоценовых палеодолинах – на буреданшорском аллювии); перекрыто с размывом плиоцен–эоплейстоценовыми отложениями (рис. 5, 6).

Пембойская толща впервые выделена на западном склоне возвышенности Пембой [195]; на рассматриваемой территории отложения представлены в двух фациях – аллювиально-морского и морского генезиса. Они вскрыты горными выработками на западе площади – по рекам Кара (33, 34) и Силоваяха, на севере – по р. Саяха (4, 7). В центральной части и вдоль южной границы листов толща прослежена в береговых уступах озер Савабейто, Сёсыяю, в бортах долины р. Сёсыяю (30, 34, 35 и др.). Во всех этих случаях фрагменты разреза представлены преимущественно морскими глинистыми алевритами, либо прибрежно-бассейновыми песками. В опорном разрезе (4, левый берег р. Саяха) на структурном элювии пермских алевролитов и аргиллитов залегают темно-серые крупнозернистые гравийные пески темно-серые, с рассеянной крупной и средней галькой) мощностью 1,8 м; косая слоистость подчеркивается прослоями (1–2 см) более темного цвета, изменением зернистости, ориентировкой крупных обломков. Выше пески сменяются коричневато-серыми массивными глинистыми алевритами (3,1 м).

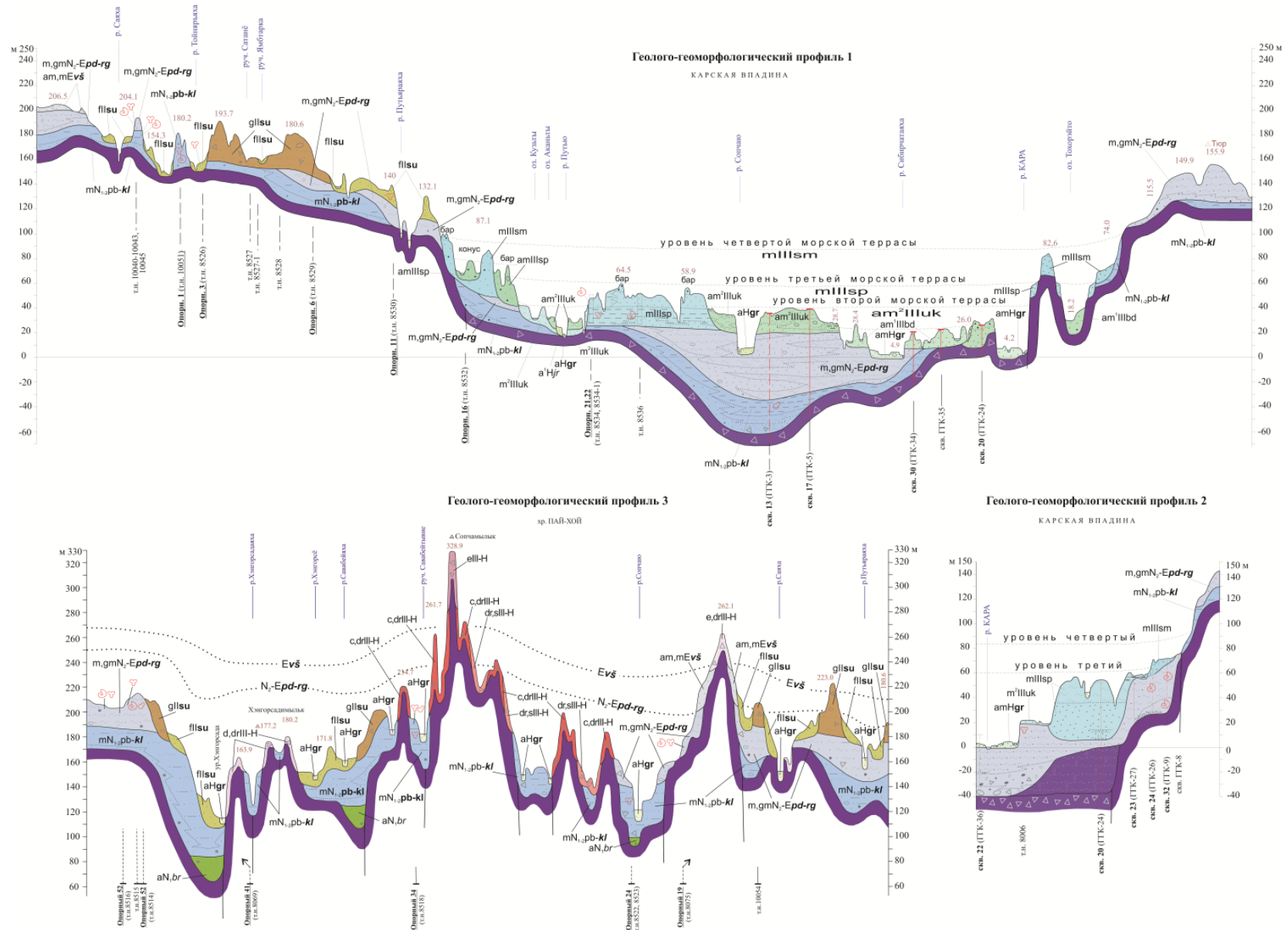


Рис. 5. Геолого-геоморфологические профили 1, 2 и 3 (условные обозначения те же, что и на карте неоген–четвертичных образований масштаба 1 : 200 000).
Расположение профилей – рис. 6.

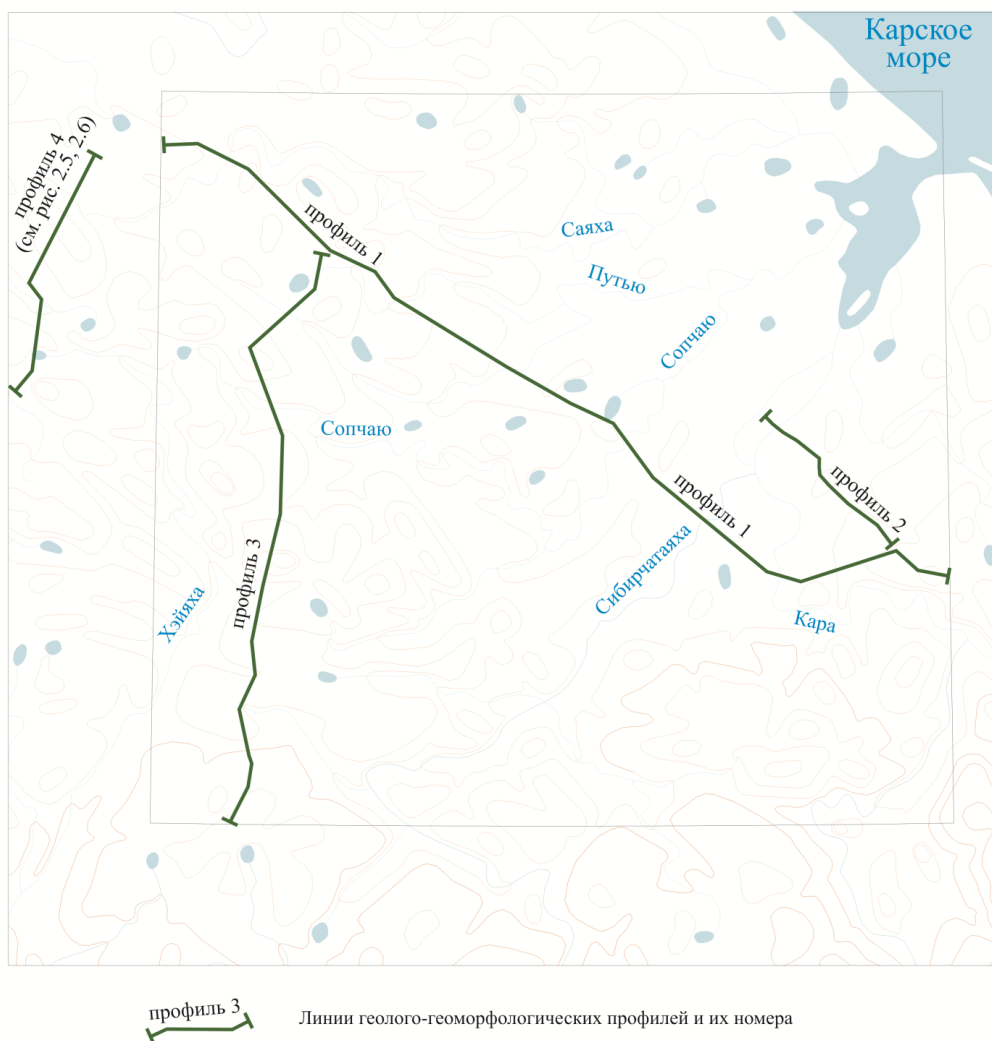


Рис. 6. Схема расположения геолого-геоморфологических профилей.

Перекрывается толща здесь верхненеоплейстоценовыми гравийными галечниками. Ниже по течению р. Саяха в 7 она представлена пачкой переслаивания (слои от 0,5 до 40 см) алевритов, мелкозернистых и алевритовых песков; в средней части пески со знаками ряби, ниже они постепенно переходят в серо-коричневые алевриты, еще ниже – в алевриты голубовато-серые оскольчатые. Пачка разбита множеством мелких разрывов со смещением слоев, породы в средней ее части породы залегают под углом 20°. Мощность толщи в этом разрезе – около 10 м.

Из пачки алевритов в опорном разрезе 4 определены (Л. Г. Деревянко, Сыктывкар) палинокомплексы, свидетельствующие о теплом и влажном климате. Основу спектра составляют лиственные древесные растения (65%), среди которых доминируют умеренно теплолюбивые широколиственные формы (41%); характерна редкая встречаемость спор и пыльцы хвойных. Наибольшего разнообразия достигают представители семейства *Juglandaceae*: *Carya spackmania* Trav., *C. elegans* Manykin, *C. sp.* (8%), *Platycarya sp.* (5%), *Pterocarya sp.* (1%), *Juglans sieboldianiformis* Vojc., *J. sibirica* Vojc. (2%) и *Betulaceae*: *Betula gracilis* Pan., *B. sp.*, *Betulaepollenites* (17%), *Alnus sp.*, *A. quadrapollenites* (6%). Значительная доля принадлежит также семейству *Corylaceae*: *Corylus cf. avellana*, *C. simplex*, *C. sp.* (10%). Определены также *Salix sp.* (1%), *Comptonia sibirica*, *C. sp.* (3%), *Myrica pseudogranulata* Glad., *M. sp.* (4%), *Carpinus sp.* (2%), *Quercus cf. sibirica* Pan., *Q. gracilis* Pan., *Q. sp.* (2%), *Castanea crenataeformis* Samig., *C. sp.* (2%), *Nyssa crassa* Pan. (1%), *Garrya sp.* (1%). На р. Кара (36) в пачке базальных косо- и горизонтально слоистых песков пембойской толщи, палинологически охарактеризованных началом миоцена, обнаружены обломки раковин морских моллюсков, а также костные остатки, которые по заключению Ю. В. Заика (БелНИГРИ) отнесены к тюленю *Puijila sp.*, а их возраст может считаться миоценовым–раннеплиоценовым. Далее по латерали в песчано-галечных гравийниках с линзами средне-мелкозернистых песков найдены остатки умеренно-тепловодных морских моллюсков: *Chlamys islandica* (Muller, 1778), *Mya truncata* (Linnaeus, 1758), *Hiatella arctica* (Linnaeus, 1758), *Arctica islandica* (Linne, 1767), *Macoma baltica* (Linnaeus, 1759) и

Isocrassina basteroti (De la Joinkaire, 1823). Последний – вымерший умеренно-тепловодный и тепловодный руководящий вид; распространен в плиоцене Бельгии, Нидерландов и миоцене (?) – раннем плиоцене Франции (по Marquet, 2005; Pouwer, 2010).

К югу от территории листов при ГДП-200 [195] проведено палеомагнитное опробование глинистых алевроитов из низов разреза и пачки переслаивания песков с алевроитами в верхах пембойской толщи. Для первых 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 верхней части толщи выявлена зона обратной полярности, что говорит о наличии в разрезе более древних магнитозон, чем эпоха Брюнес [195]. Стратон несогласно залегает на разновозрастных палеозойских и мезозойских образованиях, в редких случаях – на буреданшорском аллювии; перекрывается (при согласном залегании) колвинской серией. Возраст его по совокупности биостратиграфических и магнитостратиграфических данных принимается ранне-среднемиоценовым; мощность – более 20 м.

Лыжская свита выделена В. Л. Яхимович, В. С. Зархидзе [209] с названием по р. Лыжа. В составе нерасчлененного стратона развита на юге территории, где вскрыта расчистками на правом берегу р. Кара – 25 и скважинами 50, 53, 54 [226]. В большинстве изученных разрезов свита залегает на палеозойских породах и перекрывается плиоценовыми, либо четвертичными осадками.

В скважинах она сложена светло-серыми, реже зеленовато-серыми алевроитами и серыми, желтовато-серыми мелкозернистыми и алевроитистыми песками с горизонтальной и волнистой слоистостью. В основании свиты нередко отмечается тонкий (до 0,8 м) «базальный» горизонт брекчированных плотных буровато-серых алевроитов с пятнами ожелезнения, многочисленными включениями гравия, дресвы, гальки и конкреционных стяжений лимонита. Для верхней части разреза характерны редкие включения гравия и мелкой гальки. В разрезе 26 свита представлена в низах голубовато-серыми оскольчатými глинами, в верхней части – серыми глинистыми алевроитами с пачкой переслаивания песков и алевроитов. Здесь имеются палиноспектры, характеризующие лесной тип растительности в миоцене: широколиственные леса смешанного типа (зона *Betula–Alnus–Corylus*). Доминируют лиственные: *Betula* ex sect. *Albae* (*Betula gracilis* Pan., *B. suberecta* Pan., *B. sp.*) – 15–17 %, *Alnus* (*A. quadrapollenites*, *A. cf. robus*, *A. sp.*) – 4–13 %, *Salix* sp. – 1–3 %, *Corylus* – 3–8 %, *Juglandaceae* (*Juglans sieboldianiformis* Vojc. – 1–2 %, *Carya spackmania* Trav. – 1–3 %, *Platycarya* sp. – 1–4 %, единичные *Pterocarya* sp., *Engelhardtia* sp.), *Quercus* (*Q. cf. sibirica* Pan., *Q. gracilis* Pan.) – 1–4 %, *Castanea* (*C. crenataeformis* Samig.) – 2–5 %, *Myrica pseudogranulata* Glad. – 2–4 %, *Comptonia* sp. – 0–2 %, единично в отдельных пробах встречаются *Ilex cf. integra*, *Momipites punctatus*, *Fagus grandifoliiformis*, *Nyssa crassa*, *Cornus* sp., *Tilia tomentosiformis*, *Garrya* sp., *Carpinus* sp. Голосеменные играют несущественную роль в комплексе: *Picea tobolica* Pan., *P. sp.* (2–9 %), *Pinus sibirica* (1–3 %), *P. silvestris* (0–2 %), *Taxodium* gen. indet. (1–3 %). Присутствуют переотложенные реликтовые формы *Trudopollis*, *Aquilopollenites*, *Orbiculopollis*. Травы представлены разнотравьем (7–10 %), семействами *Chenopodiaceae* (4–6 %), *Cyperaceae* (0–3 %), единично – *Typha*, *Ephedra*, *Artemisia*, *Liliaceae*, *Compositae*, *Ranunculaceae*, *Caryophyllaceae*; кустарнички *Ericaceae* (0–1 %). Из споровых растений определены: *Sphagnum* (8–12 %), *Polypodiaceae* (5–13 %), *Lycopodium* sp. (0–3 %), *Osmunda* sp. (0–2 %), *Cyathea* (1 %). По заключению Л. Г. Деревянко (ЦГЛ, Сыктывкар) такого рода спектры сопоставляются с палинокомплексами лыжской свиты Предуралья, а также миоценовых отложений абросимовского горизонта Западной Сибири и верхнебельской подсвиты Средней Сибири. В алевроитах и песках лыжской свиты встречаются банковые скопления тонкостенных раковин морских двустворчатых и брюхоногих моллюсков [226]: *Propeamusium groenlandicum* (Sow.), *Nucula tenuis* (Mon.), *Yoldiella lenticula* (Mull.), *Macoma calcarea* (Chemn.), *Nuculana* sp., *Astarte montagui* Dillw., *Serripes cf. groenlandicus* (Mohr), *Admete cf. viridula* Fabr., а также многочисленные комплексы фораминифер, отличающиеся большим видовым разнообразием (до 44 видов и 2392 экз. на пробу в 25 г). Характерно преобладание *Retroelphidium subclavatum* (Gud.), *Cassidulina subaculta* (Gud.) и значительное содержание *Haynesina orbicularis* (Brady), *Toddinella lenticulare* (Gud.), *Alobaminoides mitis* (Gud.), *Astrononion gallowayi* L. et T. Акцессорные виды 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 свойственны относительно мелководным, хорошо прогреваемым бассейнам с пониженной соленостью. В целом же лыжская свита является более глубоководным фаціальным аналогом пембойской толщи. По совокупности данных и в соответствии с СЛ-200 ее возраст принят миоценовым; мощность – до 20 м (скв. 50).

Колвинская серия выделена Б. Л. Афанасьевым и др. (1963 г.) по р. Колва (Большеземельская тундра). На территории листов в ранге свиты она выделялась исследователями с 1970-х годов [216, 222, 226]; и доизучена при ГДП-200 на р. Сесыяю (50, 56), на правом берегу (58, 60) и левом берегу (42, 43, 44) р. Сибирчатаяха, в бассейне р. Хэйяха (39, 41). Представлена морскими плотными (до литифицированными) суглинками с примесью грубообломочного материала. В основании наблюдаются аллювиально-морские и прибрежные алевроитовые и мелкозернистые пески с галькой и гравием различной окатанности. Выше прослежена наиболее богатая микро- и макрофауной нижняя часть колвинского разреза – гаревские слои, а над ними – хорейверские слои. В большинстве случаев базальные пачки описываемого подразделения залегают на пембойской толще (или ее фациальном аналоге – лыжской свите), либо на палеозойском цоколе.

Гаревские слои известны в разрезах картировочных скважин (49, 54, 55, 57 и др. [222, 226]). В низах часто наблюдаются песчанистые алевроиты с разноокатанным обломочным материалом (щебень, дресва, галька, валуны) мощностью 2–3 м. Основной объем слагают темно-серые (до черных) и зеленовато-темно-серые плотные глинистые алевроиты 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 алевроитистых песков. В алевроитах содержание псаммитовой, алевроитовой и глинистой фракций соответственно 20–25 %, 30–45 % и 20–30 % [222, 226]; в верхах они часто оскольчатые. Слабо изученные спорово-пыльцевые комплексы по флористическому составу сходны с миоценовыми спектрами лыжской свиты. Из моллюсков в обнажениях по р. Кара (западнее рамки листов), а также на р. Силовыха (у южной границы) по материалам ранее проведенных работ [216, 222] В. С. Зархидзе определены арктобореальные и бореальные виды с примесью тепловодных: *Mya truncata* Linn., *Astarte montagui* (Dillw.), *A. borealis* Schum., *A. elliptica* (Brown.), *Propeamussium groenlandicum* (Sow.), *Yoldiella lenticula* (Mull.), *Serripes groenlandicus* Mohr, *Littorina littorea* Linn., *Arctica islandica* Linn., *Euspira pallida* (Brod. et Sow.), *Cryptonatica clausa* (Brod. et Sow.), *Modiolus modiolus* Linn., *Balanus* sp. Гаревские комплексы фораминифер в отдельных пробах насчитывают до 20–57 видов и от 300 до 14 000 экземпляров раковин [224, 226]. 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* Cushm., *B. hannai arctica* (Voloshin.), *B. inusitate* And., *B. troitzkii* (Gud.); *Alabaminioides mitis* (Gud.), *Cibicides rotundatus* Stschedr. Разнообразны акцессорные формы: *Quenqueloculina* cf. *borea* (Gud.), *Q.* cf. *arctica* Cushm., *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. [224, 226]. Максимальная мощность гаревских отложений достигает 32 м (57).

На гаревских глинистых алевроитах часто залегают хорейверские слои мощностью до 24 м [226], сложенные мелкозернистыми и алевроитовыми кварцевыми песками с тонкой горизонтальной и косою слоистостью, подчеркнутую скоплениями глинистых и гравийных фракций. Присутствуют мелкие конкреционные стяжения лимонита и прослои (до 1,3 м) серых, буровато-серых брекчированных алевроитов с мелкими гнездообразными включениями белесых «мучнистых» глин. В незначительном количестве (1–2 %) встречается примесь гравийно-мелкогалечного материала. Бедные комплексы фораминифер (до 14 экз., до 9 видов) представлены: *Retroelphidium atlanticum* (Gud.), *R.* cf. *hyalinum* (Brodn.), *Cassidulina subacuta* (Gud.), *C. reniformis* (Norv.), *Fissarina laevigata* Reuss, *Haynesina asferotuberculata* (Voorth.), *Elphidiella* cf. *artica* (Park. et Jones) и др.

Верхняя часть колвинской серии [226] представлена «оскольчатými» и горизонтально-слоистыми алевроитами с включениями гравия, мелкой плоской гальки и, (редко) валунов; фиксируются редкие прослои (от 0,3 до 3,0 м) песков. Характерно присутствие гнездообразных, линзовидных или точечных включений белого «мучнистого» вещества. Комплекс фораминифер, 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 лыммусюрской свите [226]. Однако в стратотипе колвинской серии в центральной

части Печорской низменности [172], имеющем максимальное удаление от береговых линий палеобассейна, верхняя часть разреза мощностью 34 м представлена алевритами и также содержит спорадически распределенную мелкую гальку (и единичные окатанные обломки размером до 5 см) с максимальным количеством грубообломочного материала в десятиметровом интервале по середине этой пачки. Поэтому в разрезах, находящихся вблизи палеобереговых линий (на склонах кряжа Пай-Хой), вышеупомянутая толща алевритов с грубообломочной примесью (лымусюрские слои), при корреляции со стратотипом отнесена к верхам колвинской серии. При ГДП-200 [196] в базальных гравийно-песчаных отложениях (разрезы на р. Кара у устья руч. Тохорэйяха – 36) на р. Силоваяха в 3 км выше устья руч. Едунейшор – 63 и у оз. Сато – 1 обнаружены морские двустворчатые моллюски: *Isocrassina scaldensis* (Jans. et van der Slik), *I. ariejansseni* (Marq.), *I. cf. basteroti* (De la Joink.), *Astarte jenissae* (Sachs), *A. elliptica* (Brown), *Arctica islandica* (Linn.), *Mya truncata* Linn., *Chlamys harmeri* Alter., *Hiatella arctica* Linn., *Littorina littorea* Linn., *Macoma calcarea* Gmel. и ракообразные: *Balanus* sp. [64, 66, 125]. О поздненеогеновом возрасте этих осадков свидетельствуют руководящие виды: *Isocrassina ariejansseni* (Marq.) (иногда определяются как *Astarte fusca* (Poli) и *I. cf. basteroti* (De la Joink.)), широко распространенные в нижнем плиоцене Бельгии [159, 160] и плиоцене Нидерландов [160, 162, 164]. Об этом же говорят находки в колвинских отложениях этого региона *Astarte incerta* Wood, характерных для нижнего плиоцена Бельгии [159], плиоцена Нидерландов и Англии [154, 162, 163, 164, 165], нижнего эоплейстоцена Исландии [19, 161]. Возраст серии по совокупности данных определяется как ранний плиоцен; мощность ее до 95 м [226].

В северо-западной части территории (к юго-западу от озера Сато) развиты извилистые в плане гравийно-песчаные гряды с крутыми склонами и относительным превышением до 10–15 м, простирающиеся цепочками по 3–4 км с северо-запада на юго-восток. Сторонники гляциальной гипотезы считают подобные формы рельефа озами. Однако обнаруженные в ходе ГДП-200 в разрезах этих гряд (1, 16) моллюски *Hiatella arctica* L., *Arctica islandica* L., *Mya truncata* L., *Macoma calcarea* G., соответствующие широкому временному диапазону (от раннего плиоцена до позднего неоплейстоцена), а также известные здесь ранее [205] многочисленные остатки моллюсков указывают на их неледниковую природу. Определение изотопного состава стронция в одной из карбонатных раковин (*Mya truncata* L.) показало, что отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в ней равно 0,70896 (А. Б. Кузнецов, лаборатория изотопной хемотратиграфии и геохронологии осадочных пород ИГГД РАН). Полученное значение соответствует позднемиоценовому времени (около 6,7 млн лет назад).

Аналогичные формы обнаружены и южнее, вблизи р. Мадагавож, где предшествующие исследователи [226] связывали их происхождение с морскими трансгрессиями и выделяли на карте как береговые валы. Авторами записки эти гряды интерпретируются либо как останцы неогеновых осадков, интенсивно эродированные (линейно) флювиогляциальными потоками, сопряженными с моренными полями средне-неоплейстоценового оледенения, либо как прибрежно-морские аккумулятивные валы неоплейстоценовых бассейновых террас.

Временной интервал формирования нерасчлененного картируемого подразделения принят миоцен–раннеплиоценовым по возрасту составляющих его самостоятельных стратонов. Мощность таксона – до 130 м. Еще раз отметим, что ряд исследователей, в частности, В. А. Астахов и его иностранные коллеги [3, 151, 152, 157, 158], М. А. Шишкин [31] не признают площадное распространение на дневной поверхности неогеновых образований на территории листов, так и для региона в целом. Авторами при ГДП-200 проведено целенаправленное детальное изучение рельефа и геологического строения участков развития описываемого подразделения с тщательным описанием и представительным опробованием десятков новых опорных разрезов. Результаты определения моллюсков, млекопитающих, палинологического, микрофаунистического анализов подтвердили его доплейстоценовый возраст, морской генезис и широкое распространение в пределах площади.

НЕОГЕНОВАЯ–ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМЫ

На территории листов выделено одно подразделение, отвечающее «переходному» возрастному интервалу и состоящее из двух стратонов, не расчленяемых по условиям масштаба.

Падимейская и роговская серии нерасчлененные (m,gmN₂–Epd–rg) распространены преимущественно по периферии площади, прослежены маршрутными наблюдениями и вскрыты расчистками на междуречьях рр. Сибирчатаяха и Хэйяха (51, 52, 59) и верховьев рек Сопчаю и Путью (19). Они также слагают цоколи высоких эрозионных и абразионных обрывов в пределах обширной Карской впадины (14, 17, 32, 31 и др., рис. 5, 6), установлены там и кар-

тировочным бурением [217, 230 и др.]. Представлено подразделение пачкой базальных песков и гравийников (мощностью от первых метров до 20 м) и двумя мощными пакетами переслаивающихся суглинков и глин ледово-морского генезиса, разделенных фрагментарно прослеживающейся пачкой песков. Суглинистые и глинистые отложения часто послойно обогащены обломочным материалом. Характерны палинокомплексы лесостепного типа растительности (в верхах разреза с элементами тундры).

Падимейская серия выделена К. К. Воллосовичем (1966 г.) [13] в ранге свиты с названием по р. Падимейты-Вис (бассейн р. Кортаихи). В авторском варианте стратон предложен для песков с бореальной фауной. В дальнейшем в его состав был включен и вышележащие глины и диамиктон. На территории листов серия вскрыта скважинами 15 (инт. 26–34 м) и 24 (инт. 28,4–35,7 м) [230]; сложена морскими и ледово-морскими преимущественно тяжелыми суглинками темно-коричневого, темно-серого и голубоватого (за счет примеси вивианита) цвета, а также глинами. Повсеместно отмечаются прослои с примесью гравия и гальки. В основании наблюдается прибрежно-морской песчаный или гравийный базальный горизонт. Стратон с размывом залегает на породах колвинской серии и субсогласно (со следами локального размыва) перекрывается роговской серией. Проведенная при ГДП-200 ревизия ранее известных [216, 222] мест сбора фауны (непосредственно за восточной границей площади) позволила выявить древние моллюски, коррелирующиеся с таковыми в Западной Европе. Так, в разрезе на правом берегу р. Кара, в 4 км выше устья р. Силоваяха установлены два комплекса органических остатков (опр. А. В. Крылова). Нижний (из желтовато-серых мелкозернистых песков) представлен морскими моллюсками: *Isocrassina* cf. *basteroti* (De la Joink.), *Astarte incerta* Wood, *A. elliptica* (Brown), *A. arctica* (Gray), *A. jenissae* (Sachs), *A. gydanica* (Sachs), *Arctica islandica* (Linn.), *Mya truncata* Linn., *Boreotrophon truncatus* (Storm); червями *Serpula* sp. и ракообразными *Balanus* sp. Верхний комплекс, выделенный из согласно перекрывающих пески темно-серых алевроитов с падимейскими (по заключению Л. Г. Деревянко) палинокомплексами, образуют морские моллюски: *Isocrassina* cf. *basteroti* (De la Joink.), *I. ariejansseni* (Marq.), *Arctica islandica* (Linn.), *A. elliptica* (Brown), *Hiatella arctica* (Linn.) и ракообразные *Balanus* sp. [66]. Приведенные в списке двустворчатые моллюски рода *Isocrassina* и вид *Astarte incerta* Wood являются руководящими для плиоцена–эоплейстоцена Бельгии, Нидерландов и Англии [159, 160, 162, 165], нижнего эоплейстоцена Исландии [19, 161]. Возраст падимейской серии по совокупности данных и в соответствии с серийной легендой определяется как позднеплиоценовый; мощность – до 25 м.

Роговская серия выделена (первоначально в ранге свиты) К. К. Воллосовичем, Б. Л. Афанасьевым и др. (1963 г.). С локальным размывом залегает на падимейской серии, в Карской впадине – на саяхинской толще верхнего мела–эоцена или породах коптогенного комплекса; перекрывается песками вашуткинской серии. На территории листов вскрыта многочисленными скважинами (14–16, 21, 25, 33–35 [230]; 58–62, 64–68 [190]); представлена ледово-морскими плотными серыми и коричневато-серыми суглинками, послойно существенно глинистыми, нередко с включениями грубообломочного материала. В основании – горизонт аллювиально-морских галечных песков. В суглинках выявлены палинокомплексы, отличные от типично падимейских отсутствием теплолюбивых форм, а также несколько большим содержанием *Betula* sect. *Nanae* – 2–5 %, споровых растений и снижением количества хвойных. По заключению Л. Г. Деревянко это свидетельствует о более холодном климате в период осадконакопления (лесостепной тип растительности с элементами тундры), соответствующем в Тимано-Уральском регионе началу роговского времени. 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*, *Picea* sp. (2–4 %), *Pinus sibirica* (4–7 %). В отложениях выделены (опр. Н. Ю. Аникиной) раковины фораминифер, представленные *Haynesina orbicularis* (Brady), *Criboelphidium granatum* Gud., *Retroelphidium propinquum* Gud., *R.* cf. *atlanticum* Gud., *Cassidulina subacuta* (Gud.). В основном это аркто-бореальные и бореально-арктические формы, обитающие на материковой отмели. Кроме фораминифер отмечены геммулы и спикулы губок, единичные радиолярии.

Палеомагнитными исследованиями фрагмента разреза роговской серии на примыкающей с юга территории (западнее г. Пембой), выявлена зона обратной полярности, что говорит о наличии в разрезе магнитозон древнее, чем эпоха Брюнес (заключение А. Н. Храмова и др., ВНИГРИ [195]). Такая палеомагнитная характеристика соответствует магнитостратиграфическим данным по Тимано-Уральской области, согласно которым разрез роговской серии корре-

лируется с низами магнитостратиграфической ортозоны Матуяма в пределах гелазского яруса эоплейстоцена. Мощность серии до около 40 м (22).

Мощность нерасчлененного стратона – до 60 м.

Отметим, что последние годы при подготовке к изданию ГК-1000/3 листов Q-41, Q-40, P-40, а также серии комплектов ГК-200/2 [24, 25, 27, 28, 30, 195, 200] по Тимано-Уральской области получены сходные магнитостратиграфические данные, основанные на многолетних исследованиях ВНИГРИ (отдел магнитостратиграфии и палеомагнитных реконструкций) под руководством А. Н. Храмова. Они указывают на соответствие падимейских разрезов – преимущественно ортохрону Гаусс (пьяченцкий ярус плиоцена), а роговских отложений – низам ортохрона Матуяма (гелазский ярус, ранее относящийся к верхнему плиоцену, ныне – к низам эоплейстоцена). Эти построения в целом подтверждаются упомянутыми выше определениями моллюсков [63, 64, 66] в разрезах Большеземельской тундры и Пай-Хоя.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

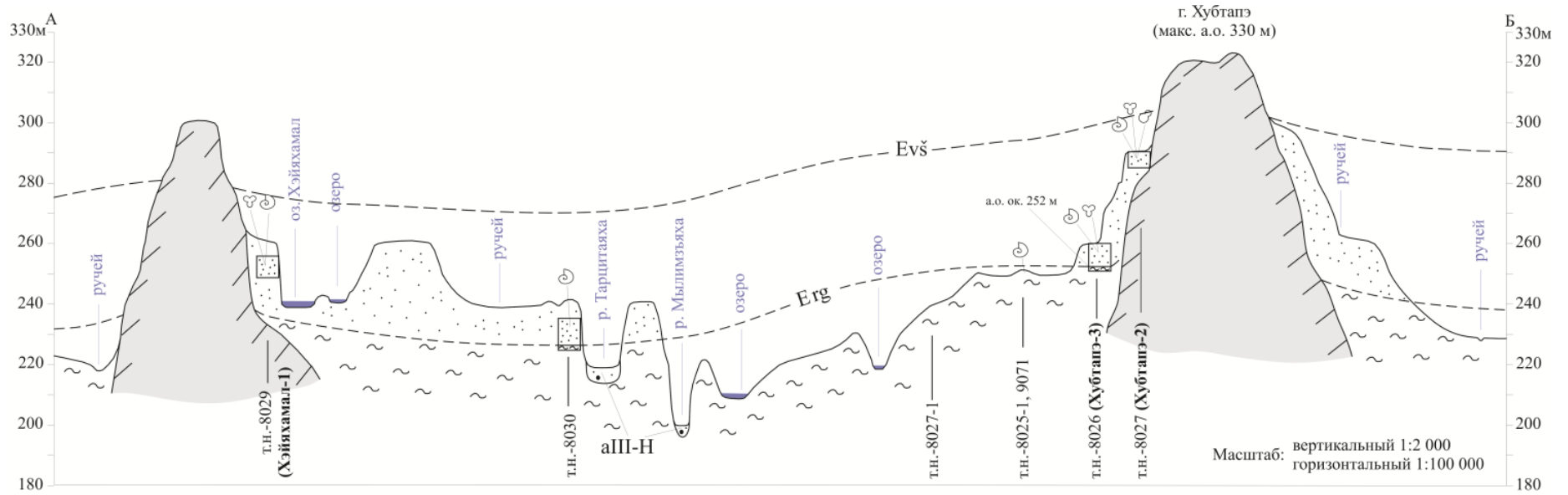
Представлена двумя отделами – плейстоценом и голоценом, первому отвечают два подотдела – эоплейстоцен и неоплейстоцен.

ПЛЕЙСТОЦЕН

ЭОПЛЕЙСТОЦЕН

Эоплейстоцен, картируемый на северо-западе территории, представляет единственное подразделение.

Вашуткинская серия (am, mEvš) выделена первоначально в ранге свиты Б. Л. Афанасьевым и др. [4] с названием по Вашуткиным озерам на севере Большеземельской тундры. Распространена на пологих водоразделах в северо-западной части площади, сложена морскими и аллювиально-морскими песками с прослоями гравийников, алевроитов, гравийными песками, переслаиванием средне- и крупнозернистых песков с алевроитистыми песками. С размытием залегают на нерасчлененных образованиях роговской и падимейской серий, эродирована и частично перекрыта мореной и флювиогляциалом ледника среднеуральского горизонта. Пески вашуткинской серии, закартированные на абсолютных отметках от 190 до 260 м, прослежены при ГДП-200 [196] далее на запад за границу площади до истоков р. Саяха (г. Хубтапэ) и района оз. Хэйяхамал, где они развиты на абс. выс. 240–290 м (рис. 7, 8). Там в наиболее полных разрезах стратона обнаружены богатые комплексы морских моллюсков: *Isocrassina basteroti* (De la Joink.), *Astarte incerta* Wood, *A. elliptica* (Brown), *A. borealis* (Schum.), *A. borealis* f. *placenta* (Morch), *A. montagui* (Dill.), *A. actis* Dall, *A. arctica* (Gray), *A. jenissae* (Sachs), *A. gydanica* (Sachs), *A. paihoicus* sp. nov., *Arctica islandica* (Linn.), *Clinocardium ciliatum* (Fabr.), *Mya truncata* Linn., *Hiatella arctica* (Linn.), *Macoma calcarea* Gmel., *M. balthica* Linn., *Plicifusus croceus* (Dall), *P. rhyssus* (Dall), *Oenopota exarata* (Mull.), *O. nobilis* (Mull.), *O. terelliana* (Turton), *Cryptonatica affinis* (Gmel.), *C. clausa* (Brod. et Sowerb.), *Talochamys pusio* (Linn.), *Chlamys albida* Dall, *C. islandica* (Mull.), *Boreotrophon clathrathus* (Linn.), *Neptunea decemostata* (Say), *Sipho* sp. и ракообразных: *Balanus crenatus* Brig., *B. balanus* Linn., *Semibalanus balanoides* (Linn.). Определения моллюсков выполнены Р. Марке (Бельгия) и А. В. Крыловым [64, 65, 66]. Находки вымерших морских моллюсков *Isocrassina basteroti* (De la Joink.), *Astarte incerta* Wood, *A. actis* Dall, а также характерных *Chlamys albida* Dall, *Talochamys pusio* (Linn.), *Plicifusus croceus* (Dall), *P. rhyssus* (Dall), позволяющих коррелировать отложения с формацией Тъеднес (нижний эоплейстоцен, гелазский ярус) Исландии [19, 161 и др.], плиоценом–эоплейстоценом Нидерландов, Испании и Англии [153, 163 и др.], поздним плиоценом(?)–эоплейстоценом Северной Земли, Аляски, Камчатки и Японии [65 и др.]. Ранее на Центральном Пай-Хое и в бассейне р. Янгарей (гипсометрические уровни от 100 до 200 м) в вашуткинских песках были известны находки морских моллюсков: *Astarte borealis* (Schum.), *A. montagui* Dill., *A. crenata* (Gray), *Mya truncata* Linn., *Hiatella arctica* (Linn.) [48]. В вышеупомянутых разрезах на склонах г. Хубтапэ и в районе оз. Хэйяхамал было отобрано одиннадцать карбонатных раковин, в которых был определен изотопный состав стронция (А. Б. Кузнецов, лаборатория изотопной хемотратиграфии и геохронологии осадочных пород ИГГД РАН). Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в изученных образцах варьирует от 0,70913 до 0,70915, что ограничивает время кристаллизации морских карбонатов интервалом между 0,63–0,74 (5 дат) и 0,96–1,2 млн лет назад (6 дат). Названный интервал соответствует эоплейстоцену–раннему неоплейстоцену.



Условные обозначения: 1 - вашуткинские пески; 2 - роговские суглинки и пачки суглинков в переслаивании с песками, супесями; соответствующие комплексы: 3 - моллюсков; 4 - фораминифер; 5 - спор и пыльцы; 6 - точка наблюдения и ее номер; 7 - гряды, сложенные габбродолеритами хенгурского комплекса и их роговиками.



Рис. 7. Схематизированный профиль 4 (Хэйяхамал-Хубтагэ). Корреляция разрезов Хубтагэ-2 и Хубтагэ 3 на рис. 8.

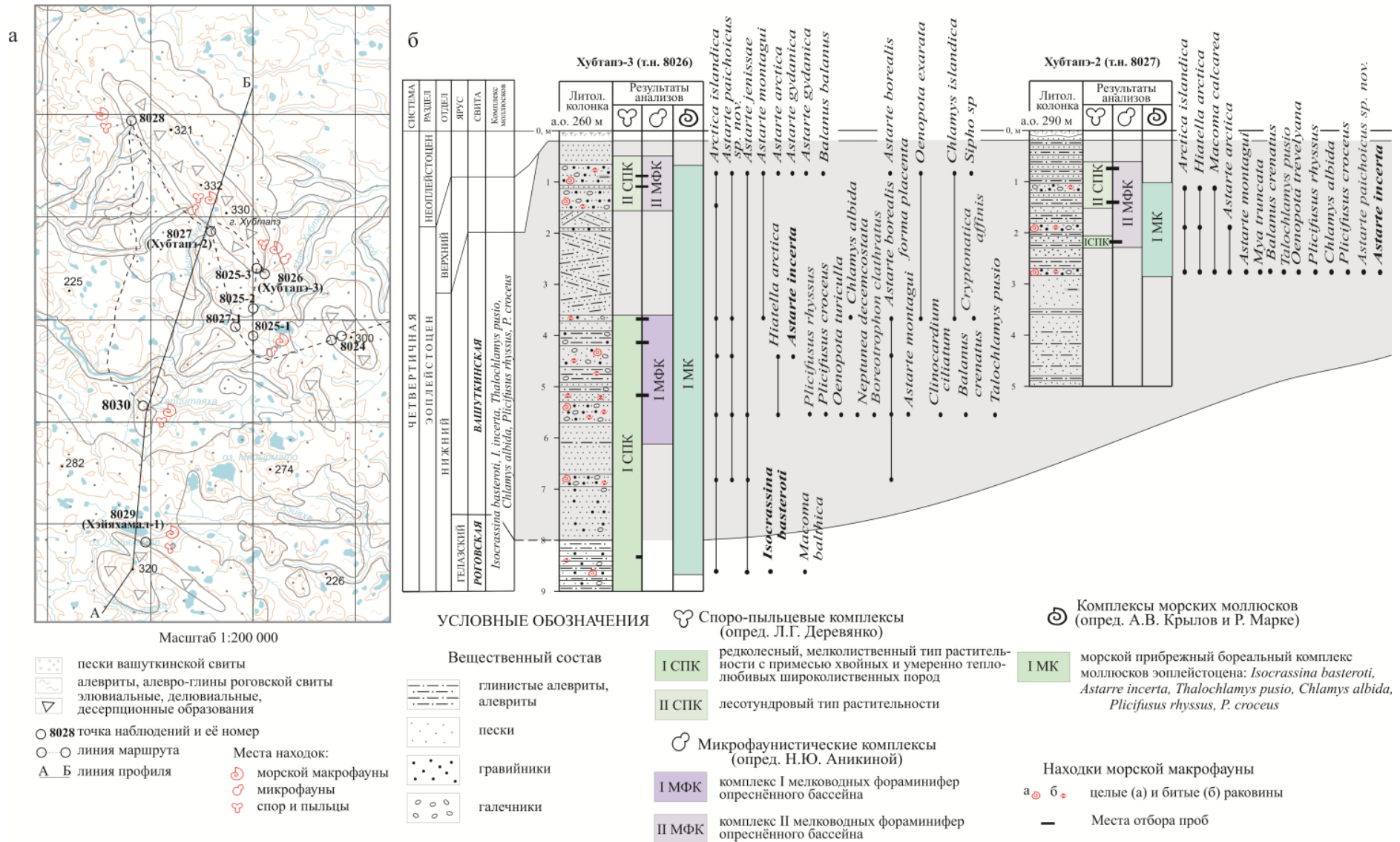


Рис. 8. Корреляция опорных разрезов вашуткинской свиты по профилю 4 (Хэйяхамал-Хубтапэ).

а) схема расположения опорных разрезов; в) схема корреляции разрезов Хубтапэ-2 и Хубтапэ-3.

Вблизи северной границы площади, на водоразделе рек Табью и Нензяха, проведено палеомагнитное опробование вашуткинских псаммитов. «По данным исследований в лаборатории А. Н. Храмова для них характерно чередование прямой и обратной намагниченности, что указывает на формирование осадков в течение ортохрона Матуяма и, тем самым, на эоплейстоценовый возраст» [31]. На сегодня имеющиеся обильные сборы морских моллюсков из водораздельных песков в истоках рр. Саяха и Хэйяха с руководящими видами эоплейстоцена и Sr-хемотратиграфические датировки, с учетом упомянутых палеомагнитных данных позволяют уверенно определить возраст вашуткинской серии как эоплейстоцен. Мощность подразделения более 15 м.

НЕОПЛЕЙСТОЦЕН

Широко распространен на площади, представлен средним и верхним звеньями.

Среднее звено

Среднеуральский надгоризонт. *Морена (gllsu)* развита на западе листа (опорные обнажения 3, 5, 6, 9, 15) и (фрагментарно) в его центральной части – в зоне реконструированного «палеоперехода ледовых масс через Пайхойский кряж» (верховья р. Хэнгорью, ручьи Злосчастный и Подгорный). Сложена суглинками и супесями с валунами, глыбами, щебнем, галькой, залегающими преимущественно на неогеновых и эоплейстоценовых отложениях. Представительный фрагмент разреза вскрыт в окрестностях оз. Сато (№ 3 на карте); здесь морена выполнена темно-серыми или пятнисто-коричневыми неравномернопесчанистыми (до супеси) суглинками, с обилием битой и целой гальки, множеством мелких (до 30 см) битых, реже целых валунов местных пород. Последние представлены пермскими песчаниками и образованиями осевой части Пай-Хоя: габродолеритами хенгурского комплекса, роговиками. Мощность подразделения здесь превышает 5 м. На правом берегу р. Ямбтарка (опорное обнажение 5) в холмах-останцах наблюдаются разнозернистые пески с обилием гравия и редкой очень мелкой (2–3 см) темноцветной гальки (преобладают местные породы). В нижней части холмов – песчанистые глины с обилием гравия, гальки, щебня черных рассланцованных песчаников и алевролитов перми. Ранее на ГК-200 первого поколения [21, 22] также выделялись отложения «среднечетвертичного» оледенения, обнажающиеся по долинам рек Сопчаю, Саяха, Пустьяраяха и представленные неслоистыми моренными суглинками темно-серого и буровато-серого цвета с большим количеством разнообразных по составу и размерам валунов», с линзами песков и наличием мелкой гальки в суглинках. Отмечалось, что в составе обломочного материала присутствуют преимущественно местные породы (пермские и девонские песчаники, диабазы, разнообразные известняки и сланцы), из дальнепринесенных – розовые граниты и сильно измененные ультраосновные породы [21, 22]. В рыхлых отложениях Карской площади действительно фиксируются как местные (пайхойские) разноокатанные обломки, так и валуны уральских пород (определения в шлифах Е. А. Котельниковой (3, 19, 21, 52, 59)): кварцитопесчаников с хлоритом в цементе (3), вишневых кварцевых песчаников (19), метаморфизованных пикритов (21), метавулканитов основного и среднего (52) или кислого (59) состава, а также порфиридных гранитов. Коренным источником гальки и валунов таких гранитов могут служить разные комплексы – от черногорского комплекса поздней перми (архипелаг Новая Земля) до более близких – например, девонского едунейского (возвышенность Большой Едуней) за восточной рамкой листов (рис. 9); в качестве источников могут рассматриваться и гранитные массивы очетинского, лемвинского, пайпудынского, яйюского, елминского и многих других комплексов Пай-Хоя, Полярного и Приполярного Урала [92, 110]. Среднеэоплейстоценовый возраст подразделения определяется по врезанию в моренные поля среднеуральского оледенения аккумулятивного комплекса из четырех верхнеэоплейстоценовых морских террас. Мощность морены предположительно до 30 м.

Флювиогляциал (fllsu) широко развит в западной части территории на абсолютных отметках 160–200 м – в полосе максимального распространения среднеуральского ледника. Обширные поля этих отложений с хорошими разрезами выделяются в бассейне р. Саяха (2, 11, 12), а также в истоках и по левобережью р. Пустью (9), где они выполняют зандровые равнины, переработанные впоследствии комплексной денудацией. Значительные фрагменты подобных полей картируются в бортах долины р. Хэйяха, в верховьях рек Сопчаю (29) и Хэнгорью (38, 40). Отложения представлены различной зернистости песками с линзами гравийников, галечных гравийников, супесей. В одном из опорных разрезов флювиогляциала (2) на руч. Сатосе (приток р. Саяха) под почвенно-растительным слоем вскрыты (сверху вниз):

1. перекрестнослоистые гравийные галечники со средне-крупнозернистым песком в заполнителе; гальки крупные и средние преимущественно плохой окатанности, изредка наблюдаются мелкие слабоокатанные валуны. Отмечаются прослой средне-крупнозернистых (до гравийных) песков с тонкими прослоями алевроитовых песков4,2 м
2. пески светло-желтовато-серые, в основании – гравийные пески0,5 м
3. галечные пески; гальки в основном средние плохой окатанности, песок преимущественно среднезернистый, серый.....0,3 м

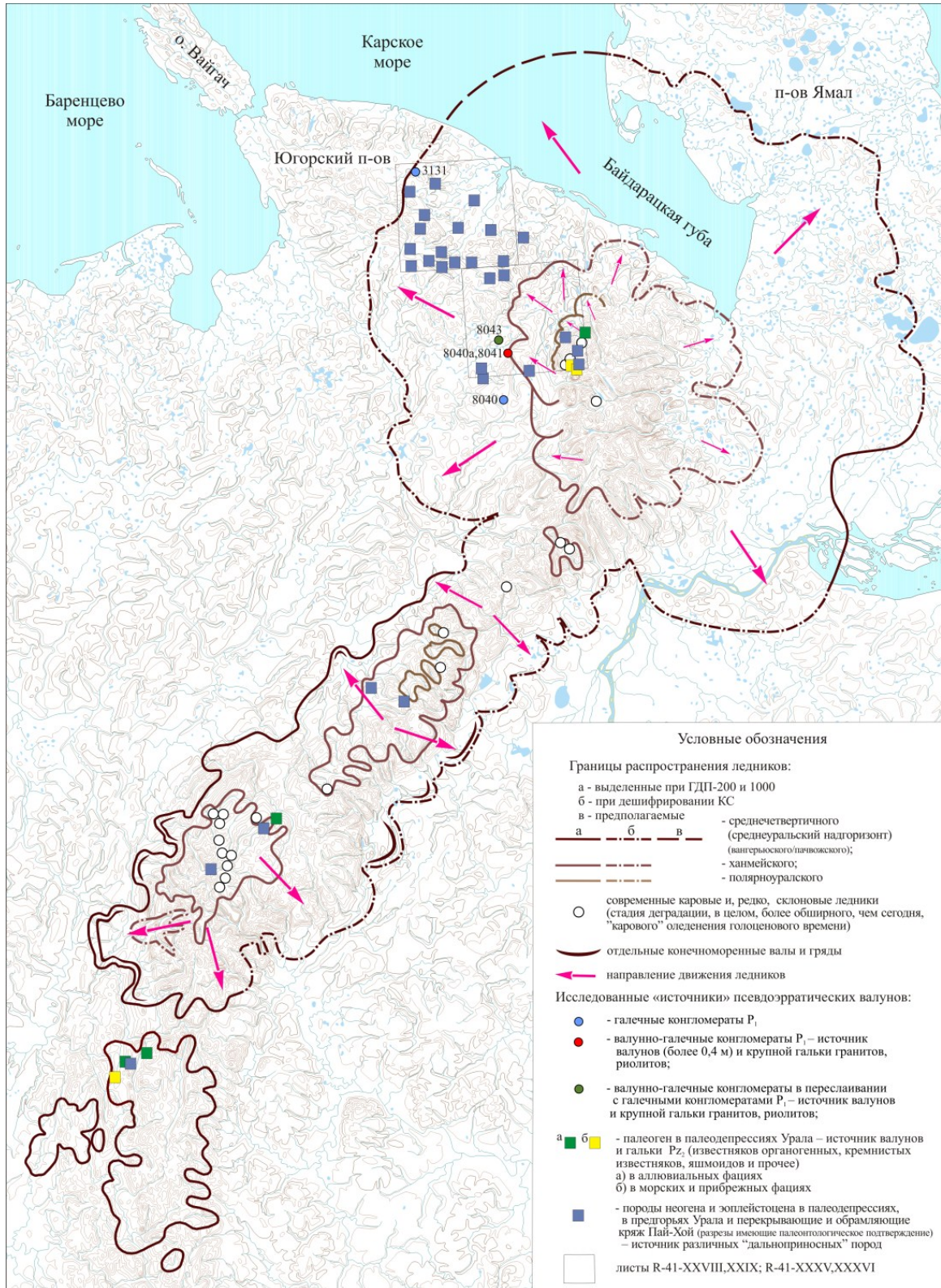


Рис. 9. Реконструкция границ плейстоценовых ледников (по материалам ГК-50, 200, 1000 и авторским данным).

Палинологические спектры из флювиогляциальных отложений характеризуют тундровый тип растительности поздненеоплейстоценового времени (заклЮчение Л. Г. Деревянко). Доминируют травянистые и кустарниковые растения: *Polygonaceae* (33 %), разнотравье (6 %), *Chenopodiaceae* (1 %), *Caryophyllaceae* (4 %), *Pirolaceae* (1 %); споры сем. *Polypodiaceae* (9 %), *Sphagnum* (17 %), *Lycopodium lagopus* (2 %); кустарники: *Betula* sect. *Nanae* (4 %), *Alnaster* sp. (2 %), *Salix* sp. (4 %). Из древесных форм определены *Betula* ex sect. *Albae* (5 %). Принадлежность к среднеуральскому надгоризонту определяется сопряженностью полей флювиогляциала и вышеописанной морены средненеоплейстоценового оледенения. Мощность подразделения до 15 м.

Верхнее звено

Стрелецкий горизонт. *Аллювий* (allst) развит преимущественно на западе территории, в долинах рек Сопчаю, Путью, Саяха, Хэнгорью. Вероятно, он выполнял протоки, соединявшие современные долины рек Саяхи и Путьяраяхи, а также Сопчаю и Хэнгорью, «раскрывавшихся» в сопчаюский аллювиомариний. По мнению авторов записки, этот аллювий формирует аккумулятивную часть третьих надпойменных террас с относительными высотами от 15 до 20 м (в низовьях рек – до 25–35 м). Представлен песками, песчано-гравийными и валунными галечниками (чаще с суглинистым заполнителем), старичными глинами, суглинками. Аллювий вложен в «оскольчатые» песчанистые алевриты роговской свиты, мариний сопчамылькской толщи и перекрывается вложенными в него речными отложениями второй надпойменной террасы. По мнению составителей ГК-1000/3 [31] описываемые образования являются долинным флювиогляциалом ханмейского ледника.

Опорный разрез стрелецкого аллювия вскрыт горными выработками в левом борту долины р. Силоваяха [222]. Там пачка (мощностью 3,1 м) переслаивающихся (пласты по 0,2–0,7 м) галечников различной (бурой и черной) окраски, содержащих примесь валунного материала и включающих прослой среднезернистых кварцевых песков, сменяется ниже ритмичным чередованием желтовато-серых кварцевых песков и серых супесей (вскрытая мощность около 1 м). Возраст аллювия принят стрелецким по геоморфологическому положению относительно площадей распространения морских и аллювиально-морских отложений сопчаюской толщи. Мощность стратона по данным многих исследователей [189, 222, 226] не превышает 4 м.

Сопчамылькская толща. *Мариний* (mllsm). Название дано по сопке Сопчамыльк (102,4 м), вблизи которой изучен опорный разрез морских отложений (24). По нашему мнению толща выполняет аккумулятивную часть обширных четвертых морских террас Карской впадины с максимальным распространением в западном и восточном ее бортах на абсолютных высотах от 80 (70) до 100 (бары – до 110) метров. Отложения представлены песками, песчано-гравийными галечниками (с линзами и прослоями торфа), синевато-серыми супесями, суглинками и глинами. По данным предшественников они наблюдались в серии скважин [230] и в естественных обнажениях [205]; при ГДП-200 проведено их доизучение в разрезе на левому берегу р. Сопчаю (25). На 40-метровом изрезанном оврагами склоне (в обнажениях боковых стенок оврагов, частично перекрытых оползнями) выходят (сверху вниз):

1. пачка тонкого переслаивания песков и глинистых алевритов (мощность 1 м), ниже – мелкозернистые и алевритовые пески; задернованный интервал.....3,5 м
2. переслаивание (мощность слоев до 0,25 м) алевритистых песков и алевритов; толщина алевритовых прослоев и их глинистость увеличиваются вниз по разрезу, образуя постепенный переход к подстилающей пачке.....2 м
3. темно-синевато-серые алевритистые глины (в верхней части – оскольчатые); тонкие (первые мм) прослой алевритовых песков с редкими включениями гравия и гальки, единичными мелкими валунами (некоторые – идеальной окатанности); по разрезу встречаются многочисленные моновидовые обломки раковин морских моллюсков *Arctica islandica*..... более 20 м

Спорово-пыльцевые спектры из пачки 2 указывают на лесной (таежный) тип растительности, типичный для стрелецкого (микулинского) времени позднего неоплейстоцена – с преобладанием хвойных (ель и сосна): *Picea abies*, *Picea* sp. (30–41 %), *Pinus sibirica* (5–10 %), *P. silvestris* (4–5 %). Мелколиственные: *Betula* ex sect. *Albae* (9–17 %), *Alnus* sp. (2–4 %), *Alnaster* sp. (2–3 %), *Salix* sp. (1–4 %), *Betula* sect. *Nanae* (2–3 %). Травянистых растений немного: разнотравье (3–8 %), сем. *Cyperaceae* (0–5 %), *Polygonaceae* (0–1 %), *Chenopodiaceae* (0–2 %), *Caryophyllaceae* (0–1 %), *Ranunculaceae* (2–3 %), *Pirolaceae* (0–3 %). Споровые: *Sphagnum* sp. (6–10 %), сем. *Polypodiaceae* (11–12 %), *Lycopodium* sp. (0–2 %). Ниже по разрезу (в пачке глин) палиноспектры характеризуют уже лесотундровый тип растительности, возможно, отражая

«климатический» переход от среднего неоплейстоцена в начале микулинского времени. Среди древесных здесь преобладает береза (16–18 %); других мелколиственных не много: *Alnus* sp. (1–2 %), *Alnaster* sp. (2–3 %), *Salix* sp. (6 %), *Betula* sect. *Nanae* (3–4 %); хвойные представлены преимущественно сосной (7–9 %), елью (0–3 %). Много травянистых и споровых растений: разнотравье (12–16 %), сем. *Cyperaceae* (2 %), *Chenopodiaceae* (3–5 %), *Caryophyllaceae* (0–2 %), *Ranunculaceae* (3–4 %), *Pirolaceae* (0–2 %), *Sphagnum* sp. (14–16 %), сем. *Polypodiaceae* (17–19 %), *Lycopodium* sp. (0–3 %). Мелководный бореально-арктический комплекс фораминифер (опр. Н. Ю. Аникиной) из глин той же пачки содержит до 40 экземпляров и 17 видов: *Quinqueloculina oviformis*, *Cibicides rotundatus*, *Alabaminoides mitis*, *Melonis zaandamae*, *Retroelphidium atlanticum*, *Haynesina orbicularis*, *Criboelphidium granatum*, *Cassidulina subacuta* и др.

На р. Саяха, в низовьях ее левого безымянного притока описан [205] следующий разрез (сверху вниз):

1. гравийные галечники, заполнитель – желтовато-бурый разнотравный песок 0,9–3 м
2. пески желтовато-серые мелкозернистые, неясногоризонтальнослоистые, в отдельных прослоях и линзах железистые 3–4 м
3. супеси и суглинки синевато-серые плотные (массивные) с очень редкими включениями гравия и гальки 8–10 м

Восточнее, в правом борту р. Саяха вскрыты более глубоководные отложения четвертой морской террасы (сверху вниз):

1. суглинки синевато-серые плотные пластичные с редкой мелкой хорошо окатанной галькой 1,2 м
2. супеси синевато-серые пятнистые плотные с линзами желтовато-серых песков 6 м
3. ржаво-бурые песчано-гравийно-валунные отложения; песок среднетравный, в мелких линзах – неяснослоистый; валуны представлены карскими импактатами и аргиллитами «верхнемелового» облика 0,5 м
4. супеси, аналогичные слою 2 с линзами косослоистых серых мелкозернистых полимиктовых песков 5 м

На соседних территориях [29] в коррелятных описываемым песках и алевритах (с растительным детритом, окатышами оскольчатых глин, железисто-марганцевым «бобовником») также были выявлены палинокомплексы, характеризующие лесотундровый тип растительности. Возраст мариния там определяется началом позднего неоплейстоцена по многочисленным морским моллюскам: *Astarte montagui* (Dill.), *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., *Chlamys* sp. По заключению В. С. Зархидзе [29, 225], они являются типично бореальными, характерными для казанцевского (микулинского, стрелецкого) времени.

Толща залегает либо на палеозойском субстрате (или мезозойских коптогенных породах), либо вложена в позднекайнозойские образования: ледниковые среднего неоплейстоцена, морские – пембойской толщи, лыжской свиты и колвинской серии неогена, ледово-морские – падимейской и роговской серий плиоцена–эоплейстоцена. По положению в разрезе она может быть скоррелирована с нямсинской и паютинской свитами, выделенными Д. В. Назаровым (2011 г.) на востоке Гыданского полуострова и отвечающими нижней части казанцевского горизонта; стратона также представлены морскими осадками с богатой бореальной фауной. Хронологический интервал упомянутых свит определяется автором (2011 г.) по 14 ОСЛ-возрастам со средним значением, равным 139,7 тыс. лет. Сходные даты (от 120 до 189±19 тыс. лет) получены по аллювиально-морским отложениям на мысе Шпиндлер (Lokrantz, Uringolfsson, Forman, 2003). Возраст сопчамылькской толщи по совокупности биостратиграфических данных и радиоизотопного датирования (в т. ч. с учетом сведений по смежным площадям) – ранний термочрон позднего неоплейстоцена (отвечает стрелецкому горизонту). Мощность подразделения меняется от 1,9 (26) до 29 м [230].

Сопчамылькская толща. *Мариний* (mlllsp) широко распространен в пределах Карской впадины; там, по нашему мнению, эти отложения выполняют аккумулятивную составляющую третьей морской террасы Карской губы с характерными абсолютными отметками 40–60 м (для баров от 60 до 75 м). Вскрыт серией скважин [230], а также расчистками на р. Путью (20) и левобережье р. Сопчаю (26). Представлен глинами, суглинками, супесями, песками с линзами гравийных галечников, прослоями гравийных песков, алевритов, глин. Не исключено, что эти отложения вложены в более древние стрелецкие морские породы – вышеописанную сопчамылькскую толщу; в наблюдаемых естественных и искусственных обнажениях залегают на

поздне меловом коптогенном комплексе, а также морских осадках плиоцена–эоплейстоцена (здесь – нерасчлененные падемейская и роговская серии). В свою очередь в сопчаюскую толщу вложены все более молодые стратона морского и аллювиального генезиса. На карте масштаба 1 : 1 000 000 третьего поколения [31] подразделение, выделяемое здесь как мариний сопчаюской толщи, является составной частью «мариния стрелецкого горизонта», перекрывающегося маломощным чехлом ханмейской морены. При ГСР-50 [189, 190, 192, 216, 217, 222, 224, 226, 230], в работах, касающихся четвертичной геологии Карской депрессии [205], ГК-1000/2 [23] данные отложения относились либо к маринию, либо к лимноаллювию ханмейского (зырянского) горизонта. Фактических данных о нахождении на поверхности этой террасы каких либо ледниковых образований в этих работах, а также собственными полевыми наблюдениями не обнаружено.

Описываемые отложения изучены в разрозненных обнажениях по берегам правого безымянного притока р. Путью (21); обобщенный разрез представлен следующими породами (сверху вниз):

1. пески горизонтальнослоистые мелкозернистые и алевритовые с серией регрессивных ритмов более 2 м
2. пески белые мелкозернистые (верхние 2,5 м) и серые алевритистые с палиноспектрами лесного типа, в которых доминируют: *Picea abies* (50 %), *Pinus sibirica* (10 %), *P. silvestris* (2 %), *Betula ex sect. Albae* (12 %), *Betula sect. Nanae* (2 %), *Alnus sp.* (4 %), *Alnaster sp.* (2 %); трав немного: разнотравье (4 %), сем. *Chenopodiaceae* (2 %), *Pirolaceae* (2 %); Споровые: сем. *Polypodiaceae* (4 %), *Sphagnum sp.* (2 %), *Lycopodium sp.* (2 %); отмечены спикулы губок, центрические диатомовые водоросли 4 м
3. алевритовые пески тонкослоистые с прослоями серых алевритов 4 м
4. глины песчаные темно-коричневые, с включениями гравия и гальки, горько-соленые на вкус. В окатанных обломках в основном песчаники (вероятнее всего, пермского возраста), зювиты, роговики по песчанкам и алевритам; в подчиненном количестве встречаются порфиридные граниты и пикриты (определения пород в шлифах Е. А. Котельниковой); отмечаются нацело (до трухи) разложившиеся гальки более 9 м

Общая мощность мариния сопчаюской толщи в разрезе – более 19 м. В яреях на поверхности террасы среди обломков – галька и щебень, в различной степени окатанные валуны преимущественно пермских (серых и темно-серых) песчаников; в единичных гальках и валунах – граниты, а также кварциты светло-серые, сходные визуалью с ордовикскими уральскими. Южнее, по правому берегу р. Сопчаю (в 5,5 км выше устья Хэнгорью) на песках стрелецкого горизонта залегают песчано-гравийно-галечные отложения (мощностью до 5 м) с обломками раковин *Astarte sp.*, *Hiatella sp.* [205]. По положению в разрезе мариний сопчаюской толщи может быть скоррелирован со зверевской свитой, выделенной Д. В. Назаровым (2011 г.) и отвечающей верхней части казанцевского горизонта на востоке Гыданского полуострова; последняя также представлена морскими осадками с богатой бореальной фауной. Хронологический ее интервал определяется автором (2011 г.) по 10 ОСЛ-возрастам в диапазоне от 68 до 88 тыс. лет со средним значением 77 тыс. лет. В данной записке принимается тот же возраст стратона. Максимальная мощность мариния сопчаюской толщи (в скв. 27) достигает 43 м [230].

Аллювиомариний (amlllsp) представляет пространственно локализованную фаціальную разновидность выделенного стратона; в борту долины р. Сопчаю вскрыт выработками его лучший разрез (28). В целом же наиболее широко развит на западе Карской впадины в междуречье рр. Сопчаю и Путью на абсолютных отметках 40–60 м (22, 27 и др.). Прослеживается он и в бортах долины р. Сибирчатаяха (нижнее течение). Выполнен гравийными, разнозернистыми, мелкозернистыми и алевритовыми песками, гравийниками, глинами, алевритами. По мнению авторов записки, наряду с собственно маринием слагает аккумулятивный чехол третьей морской террасы. Залегает на неогеновых и эоплейстоценовых осадках, иногда (с вложением) – на сопчамыльском маринии. В него, в свою очередь, вложены более молодые аллювиально-морские и аллювиальные отложения.

В упомянутом опорном разрезе 28 на высоком левом берегу р. Сопчаю (напротив устья руч. Основного) в серии обнажений вскрываются (сверху вниз):

1. слоистые пески мелкозернистые в переслаивании с алевритистыми песками и алевритами; в нижней части (3 м) – горизонтальнослоистые средне- и крупнозернистые пески с гравием и галькой 5–7 м
2. глины песчаные коричневато-темно-серые с единичным гравием и мелкой галькой. Встречены крупные обломки раковин морских моллюсков. Палинологические спектры характеризуют переходный от лесного к лесотундровому тип растительности, характерный для позднего неоплейстоцена. Мелколиственные древесные и кустарниковые породы представлены: *Betula ex sect. Albae* (10–17 %), *Betula sect. Nanae* (2–4 %), *Alnus sp.* (2–4 %), *Alnaster sp.* (1–2 %), *Salix sp.* (0–6 %); хвойные: *Picea abies* (19–29 %), *Pinus sibirica* (2–5 %), *Pinus silvestris* (0–7 %). Травянистых растений (9–21 %): разнотравье (4–11 %), сем. *Chenopodiaceae* (0–1 %), сем. *Ranunculaceae* (0–3 %), *Cyperaceae* (0–9 %), *Umbelliferae* (0–1 %), *Caryophyllaceae* (0–2 %), *Pirolaceae* (0–

5 %). Споровые: сем. *Polypodiaceae* (10–22 %), *Sphagnum* sp. (6–14 %), *Lycopodium* sp. (0–5 %) 10–11 м
 3. переслаивание алевритистых и мелкозернистых песков с коричневато-серыми песчаными глинами, ниже сменяющиеся песками алевритовыми, реже – мелкозернистыми с тонкими прослоями, обогащенными гравием (и единичной галькой). Пачка уходит под урез воды не менее 5 м

Вскрытая мощность отложений в описанном разрезе – более 21 м (максимальная для таксона). На левом берегу правого безымянного притока р. Путью (22) аллювиально-морские фации представлены пачкой крупнозернистых (с гравием) и разнозернистых песков в переслаивании с галечными гравийниками (заполнитель – крупнозернистый песок) и плотными алевритами с включениями единичной гальки; мощность – более 8 м. Позднестрелецкий возраст сопчюско-го аллювиомариния принимается по геоморфологическому положению и фаціальным взаимоотношениям с одноименным маринием.

Ханмейский горизонт. *Ханмейский флювиогляциал (flllhn)* наиболее широко распространен в долинах и на междуречьях рр. Кара, Силоваяха. В составе подразделения резко преобладают галечники и гравийники с песком и супесью в заполнителе. Прослеживаются фаціальные переходы этого стратогена в «долинный флювиогляциал» (см. ниже). В него вложено два уровня более молодых аллювиальных надпойменных террас. Отложения отвечают одноименному горизонту верхнего неоплейстоцена и синхронны с ханмейской мореной, широко развитой непосредственно к юго-востоку, на листах R-41-XXXV, XXXVI [195]. Мощность флювиогляциала – до 15 м.

Ханмейский аллювий и ханмейский флювиогляциал нерасчлененные (α, flllhn). Подразделение выделяется в юго-восточной части территории – по долинам рек Кара, Силоваяха, Большая и Малая Серью, руч. Аргишный и более мелких водотоков в междуречье рр. Силоваяха и Кара, на абсолютных отметках 60–140 м. Представлено песчанистыми алевритами, а также песками с примесью гравия и гальки. Протяженными «лентами» (длиной до 15 км при ширине 0,3–1,4 км) выполняет пологонаклонный террасовидный уровень, сохранившийся от последующего размыва на различных относительных высотах (преимущественно от 20 до 30 м, иногда более), с четким уклоном в сторону рек Кара и Сибирчатаяха. На соседних к югу листах [195] подобные образования также имеют широкое развитие, но по настоянию эксперта Л. Р. Семёновой были ошибочно отнесены к озерно-аллювиальным образованиям. Формирование этих отложений происходило на этапе деградации ханмейского оледенения и являлось составляющей фаціального ряда: «площадной флювиогляциал»–«долинный флювиогляциал»–«аллювий долин». Они вложены в ханмейский флювиогляциал и, в свою очередь, в них вложен аллювиальный комплекс современных долин. Рассматриваемый таксон отвечает верхней части ханмейского горизонта. Мощность его до 20 м.

Невьянский горизонт. Усть-карская толща. *Мариний второй бассейновой террасы (m²llluk).* Название – по пос. Усть-Кара. Подразделение картируется в пределах Карской впадины, где выполняет аккумулятивную составляющую упомянутой террасы с характерными абсолютными отметками от 25 до 40 м (для баров – от 43 до 53 м). В западной части Карской впадины по изогипсе 40 м отмечаются фрагменты отчетливых абразионных уступов. Отложения представлены желтовато-серыми песками с прослоями и линзами алевритов, глин и гравийников. Характерен бореальный комплекс моллюсков. Осадки наблюдаются как в естественных выходах, так и при картировочном бурении; они залегают либо на плиоцен–эоплейстоценовых образованиях нерасчлененных падимейской и роговской серий (нижний контакт зафиксирован в обнажениях на р. Сопчаю), либо (по скважинам предшественников) на зювитах коптогенного комплекса или породах саяхинской толщи [205, 217, 230]. В них вложены первая морская терраса, первая и пойменная аллювиальные террасы, а также озерно-болотные отложения. Последовательность напластования хорошо выражена в низовьях р. Сопчаю (опорные разрезы 14 и 17): там непосредственно под почвенно-растительным слоем вскрыто переслаивание глинистых алевритов либо с регрессивными косослоистыми галечно-гравийными песками (17, мощность 1,8 м), либо с песками мелкозернистыми (14, мощность 3 м). В последнем разрезе ниже (интервал 3–18,5 м) вскрыты отложения трансгрессивной фазы:

1. переслаивание светло-серых пылеватых алевритистых песков (мощность слоев до 5 см) и того же цвета песков, содержащих гравий (мощность – до 2 см) и единичную мелкую хорошо окатанную гальку; отмечаются редкие прослои (до 1 см) коричневых алевритов. По всей пачке наблюдаются многочисленные раковины морских моллюсков: *Arctica islandica* L., *Macoma balthica* L., *M. calcarea* G., *Cerastoderma glaucum* 12,6 м
2. галечные гравийники (с алевритистым песком в заполнителе), содержащие многочисленные раковины моллюсков: *Arctica islandica* L., *Macoma balthica* L., *M. calcarea* G., *Cerastoderma glaucum*, *Mytilus edule* L., *Cryptonatica clausa* Broderip et Sowerby, *Euspira catena*, *Astarte borealis* S., *A. arctica* G., *Serripes groenlandicus*, *Littorina littorea*. Гальки (преимущественно среднего размера) и крупный гравий хорошо окатаны 0,1 м
3. светло-серые, алевритовые и мелкозернистые пески 0,7 м

4. два маломощных (по 2–4 см) слоя коричневых алевритов, разделенных слоем светло-серых песков с мелким гравием 4 см
5. гравийники с хорошо окатанной мелкой, средней и крупной галькой, содержащие многочисленные раковины морских моллюсков: *Arctica islandica* L., *Macoma balthica* L., *M. calcarea* G., *Cerastoderma glaucum*, *Mytilus edule* L., *Cryptonatica clausa* 5 см
6. пески алевритовые и мелкозернистые слоистые со знаками ряби 1 м
7. пески с хорошо окатанной средней галькой 0,1 м
8. пески средне- и крупнозернистые серо-коричневые перекрестнослоистые с многочисленными раковинами моллюсков: *Arctica islandica* L., *Macoma balthica* L., *M. calcarea* G., *Cerastoderma glaucum*, *Mytilus edule* L., *Cryptonatica clausa* Broderip et Sowerby, *Euspira catena*, *Astarte borealis* S., *A. arctica* G., *Serripes groenlandicus*, *Littorina littorea*. На расстоянии 0,3 м от верхней границы слоя – прослой (мощностью 0,03 м) песков с хорошо окатанной галькой 0,7–0,8 м

Палиноспектры из алевритов регрессивной части разреза и прослоя алевритов пачки 1 трансгрессивной части по заключению Л. Г. Деревянко свидетельствуют о преобладании в период осадконакопления лесотундровых ландшафтов, характерных для позднего неоплейстоценового времени. Доминируют мелколиственные древесные и кустарниковые растения: *Betula ex sect. Albae* (23–40 %), *Alnaster* (11–14 %), *Salix* sp. (0–4 %), *Betula* sect. *Nanae* (7–28 %), *Picea abies* (1–4 %). Среди травянистых растений преобладают споровые сем. *Polypodiaceae* (*Athirium filix femina*, *Onoclea* sp.) (10–24 %), *Sphagnum* sp. (5–16 %), *Lycopodium logopus*, *Lycopodium* sp. (1–6 %); разнотравье (5–10 %), сем. *Cyperaceae* (0–1 %), *Chenopodiaceae* (0–1 %), сем. *Pirolaceae* (0–2 %), *Compositae* (0–1 %). Спорово-пыльцевые спектры из алевритовых прослоев нижней части разреза (слой 4) характерны для периодов похолодания в позднем неоплейстоцене и представлены растительностью тундр.

Характер напластования отложений трансгрессивной стадии в опорном разрезе 17 (интервал 2,4–14 м) выглядит следующим образом (сверху вниз):

1. переслаивание мелко- и среднезернистых песков с мелкой галькой и гравийных песков (с мелкой и средней хорошо окатанной галькой); наблюдаются включения раковин моллюсков: *Arctica islandica* L., *Macoma balthica* L., *M. calcarea* G., *Mytilus edule* L.; в низах субгоризонтальнослоистой пачки прослой (0,5 м) серых алевритов 1,15 м
2. пески серые среднезернистые перекрестнослоистые с линзами и прослоями более темных песков среднекрупнозернистых с галькой и гравием; в кровле и подошве пачки – древесные остатки 2,7 м
3. алевриты коричневатые-серые с тонкими субгоризонтальными прослоями песков среднезернистых светло-серых, ожелезненных по плоскостям напластования, с включениями древесных остатков и стеблей растений; в нижней части слоя – раковины моллюсков 1,0 м
4. галечно-гравийные пески с субгоризонтальной (верхние 0,2 м) и косой (ниже) слоистостью; в кровле включения очень хрупких тонкостенных раковин моллюсков: *Arctica islandica* L., *Macoma balthica* L., *M. calcarea* G., *Mytilus edule* L., *Cerastoderma glaucum* (Poiret, 1798); слоистость обусловлена чередованием разностей с преобладанием гальки (мелкой и средней, хорошо окатанной), гравия или песка; у кровли слоя – углефицированная древесина 1,6 м
5. переслаивание алевритов коричневых ожелезненных комковатых (мощность слоев от 0,15 до 0,7 м) и светло-серых алевритистых песков (мощность 1–4 см); в алевритах включения редкой хорошо окатанной гальки и мелкие обломки раковин моллюсков; в песках раковины двустворок хорошей сохранности: *Arctica islandica* L., *Macoma balthica* L., *M. calcarea* G., *Mytilus edule* L., *Cerastoderma glaucum* (Poiret, 1798) 1,85 м
6. переслаивание светло-серых песков различной гранулометрической размерности (среднезернистых, гравийных, галечно-гравийных) и гравийников; в верхней части – большое количество раковин морских моллюсков: *Arctica islandica* L., *Macoma balthica* L., *M. calcarea* G., *Mytilus edule* L.; в подошве и кровле обломки древесины 3,5 м

По пробе, отобранной из песков пачки 6 в Институте геологии Таллинского технологического университета (лаборатории четвертичной геологии) А. Н. Молодковым получена OSL-датировка $58,7 \pm 4,5$ тыс. лет, с большой долей вероятности позволяющая отнести отложения к низам невьянского горизонта. По остаткам древесины получены следующие определения возраста радиоуглеродным методом: из слоя 3 – $\geq 49,4$ тыс. лет, из слоя 4 – $44,1 \pm 1,48$ тыс. лет и (Х. А. Арсланов, лаборатория палеогеографии и геохронологии четвертичного периода СПбГУ), также позволяющие соотносить породы с невьянским временем. Мощность морских отложений второй террасы в описанных разрезах – не менее 18 м.

Аллювиомариний второй бассейновой террасы (am²IIIuk) развит в пределах Карской впадины по долинам современных рек (Саяха, Путью, Сопчаю, Сибирчатаяха, Кара), где в фациях дельт и эстуариев представлен перекрестнослоистыми мелкозернистыми, разнозернистыми, гравийными песками и суглинками. Вложен в морские и аллювиально-морские отложения сопчаюской и сопчамылькской толщ, залегает также на нерасчлененных образованиях падимейской и роговской серий плиоцен–эоплейстоценового возраста. Частично перекрывается (с вложением) байдарацким и голоценовым аллювиомаринием, а также аллювием первой надпойменной и

пойменной террас. Отложения дельтовой фации закартированы в долинах рек Кара и Саяха (на абсолютных отметках от 30 до 60 м), а по обоим берегам последней вскрыты расчистками (7, 8).

В опорном разрезе 7 (левый берег р. Саяха) верхняя часть разреза представлена следующими породами (сверху вниз):

1. перекрестнослоистые галечно-гравийные пески; плоскостная текстура подчеркивается чередованием тонких слоев с преобладанием гальки (преимущественно мелкой и средней хорошо окатанной), гравия или средне- и крупнозернистого светло-серого песка 1,5 м
2. алевритистые пески светло-коричневато-серые косослоистые с пятнами и полосами ожелезнения. Косая слоистость подчеркивается чередующимися более светлыми и более темными прослоями толщиной до 1 см 0,9 м

Нижняя часть разреза наблюдается в береговом обрыве той же реки в 400 м к юго-востоку, где под почвенно-растительным слоем (0,2 м) в обнажении (сверху вниз):

3. глинистые алевриты коричневые, комковатые 0,6 м
4. переслаивание песков алевритовых светло-коричневато-серых и мелкозернистых светло-серых. Слоистость неотчетливая, выделяется относительно более светлыми и более темными слоями. В интервале глубин 1,6–2,7 м от поверхности породы разбиты трещинами и разрывами с малоамплитудными смещениями слоев. Подошва этой пачки залегает на плиоцена-эоплейстоценовых образованиях. Для пробы, отобранной из алевритовых песков, в Институте Геологии Таллинского технологического университета А. Н. Молодковым выполнено OSL-датирование; полученное значение (47,1±3,7 тыс. лет) позволяет уверенно относить данные отложения к невяньскому горизонту 4,8 м

В опорном разрезе 8 вскрываются породы близкие по составу к верхней части описанных выше отложений; здесь обнажены (сверху вниз):

1. пески перекрестнослоистые среднезернистые и крупнозернистые, разномерные, иногда с хорошо окатанной мелкой галькой; слоистость подчеркивается прослоями черного цвета, гальки ориентированы по напластованию 0,7 м
2. пески субгоризонтальнослоистые средне-мелкозернистые коричневато-серые с прослоями более темных песков 0,45 м
3. пески средне- и крупнозернистые, разномерные (до крупногравийных с единичной средней хорошо окатанной галькой), в верхней части слоя коричневые, ниже – серые. Отмечается прослой пестрых светло-желтовато-серых полимиктовых песков мощностью 0,12 м 0,4 м

Отложения, относимые к фациям палеоэстуариев, выделены при ГДП-200 по долинам рек Путью, Сибирчатаяха, Сопчаю на абсолютных отметках от 25 до 40 м. В 18 они представлены серыми и светло-серыми плотными суглинками мощностью 15 м.

Мощность аллювиомариния усть-карской толщи на территории листов – до 16,5 м.

Сырьяхинский аллювий ($\alpha^2 III sj$) развит в долинах всех крупных рек района – Хэйяха, Сибирчатаяха, Сопчаю, Кара и др.; слагает аккумулятивный чехол второй надпойменной террасы. Представлен песками, песчано-гравийными и валунными галечниками, в основании – с глыбником с песчаным заполнителем. Характерные относительные высоты – бровки террасы 8–12 м, в нижнем течении рек Кара, Сибирчатаяха они могут достигать 17 м (и даже 24 м). Аллювий залегает на коренном (донеогеновом) цоколе или более древних позднекайнозойских образованиях. Срезается аллювием первой надпойменной и пойменной террас, а также русловыми отложениями. В долине р. Хэйяха на относительной высоте 8,5 м поверх скальных пород грощорской свиты вскрыты обе (русовая и пойменная) фации описываемого подразделения. Последняя (мощностью 1,3 м), представлена горизонтальнослоистыми мелкозернистыми песками с обилием линз гумусированных песков, примесью мелких глыб и слабоокатанных валунов преимущественно пайхойских силицитов. Русловая фация (2,2 м) выполнена глыбником с песчаным заполнителем; глыбы фтанитов и яшмоидов достигают 1,5–2 м в поперечнике, отдельные из них несут следы окатывания. Песок заполнителя среднезернистый с примесью гравия, щебня и дресвы.

Более «тонкий» разрез второй надпойменной террасы описан на р. Сопчаю [205], там в береговом обрыве наблюдались (сверху вниз):

1. пески буровато-серые мелкозернистые неотчетливо горизонтальнослоистые, с линзами и пропластками галечных гравийников 1,8 м
2. супеси буровато-серые с включениями гравия и гальки, пятнами и прослоями ожелезненные 3,5 м
3. пески серые мелкозернистые 1 м

На реках Сибирчатая и Сопчаю фиксируется хорошо выраженная русловая часть (4–8 м), представленная ритмично построенными параллельно- и косослоистыми песчано-гравийно-галечными сериями с валунами. Пойменные фации этих разрезов (1–3 м) образованы чередованием мелко-среднезернистых косослоистых песков, супесей, суглинков; при этом в верхней части преобладают суглинки и глины, нередко с линзами торфа [31].

Возраст стратогена принят невьянским по геоморфологическому положению и в соответствии с серийной легендой [166]; мощность его до 10 м.

Полярноуральский горизонт. *Ярвожский аллювий* ($\alpha^{111}jr$) распространен в долинах всех главных (рр. Кара, Силовая, Сибирчатая и др.) и большинства менее крупных водотоков. Выполняет аккумулятивную часть первых надпойменных террас с относительными высотами 5–7 м (на крупных водотоках Карской впадины они повышаются до 9–12 м), в редких случаях до 17 м – низовья р. Сопчаю. Аллювий залегает на цоколе палеозойских пород, импактитов карского комплекса, а также на размытой поверхности подстилающих рыхлых отложениях неогена–квартера. В него вложен голоценовый аллювий. В осевой части Пай-Хоя аллювий представлен наиболее грубыми разностями: в нижней части русловых фаций – преимущественно валунниками и валунными галечниками с гравием и песчаным заполнителем, в средней – галечниками (с обильным гравийно-песчаным заполнителем), гравийными галечниками (с песчаным заполнителем), переходящими в пески средне-мелкозернистые с гравием. Окатанность и сортировка материала ухудшаются при приближении к полям развития элювиальных и десертационных образований.

Опорный разрез описан на левом берегу р. Мадагаю Первая (53), где в протяженном шестиметровом обрыве сверху вниз вскрываются:

1. пески крупнозернистые гравийные в переслаивании (и фациальном замещении по латерали) с галечниками.....0,6 м
2. валунные галечники с гравийно-песчаным заполнителем (валуны местных пород, размером преимущественно 10–25 см)2,2 м
3. протяженный (7 м) выклинивающийся пласт тонкослоистых (старичная фация) песков и серых алевритов, в отдельных частях оторфованных0,8 м
4. гравийники с обилием валунов (размером 10–30 см) и гальки разнообразных местных (преимущественно карбонатных) пород; отмечается неотчетливая грубая наклонная слоистость1,3 м

Мощность отложений в разрезе – 4,9 м. Мощность ярвожского аллювия на территории листов – не менее 5 м

На р. Сибирчатая была отобрана проба из слоя торфа, перекрывающего речные отложения первой террасы; при ее исследовании радиоуглеродным методом (^{14}C , ЦИИ ФГУП «ВСЕГЕИ») получена дата $7,5 \pm 0,25$ тыс. лет [31].

Возраст аллювия принят полярноуральским исходя из геоморфологических критериев и согласно серийной легенде.

Б а й д а р а ц к а я т о л щ а. *Мариний первой бассейновой террасы* ($m^{111}bd$) слагает ее аккумулятивный чехол. Толща названа по Байдарацкой губе (залив Карского моря). Отложения распространены в Карской впадине на абсолютных отметках от 10 до 20 (25) м. Представлены песками, содержащими примесь гравийно-галечного материала и прослой глины. С глубоким размывом залегают преимущественно на неогеновых отложениях, частично перекрываются (с вложением) голоценовыми морскими, аллювиально-морскими и аллювиальными осадками.

На северо-восточном берегу оз. Кердиты в останце первой террасы разрез представлен следующими породами (сверху вниз):

1. галечно-песчаные гравийники0,25 м
2. пески светло-серые средне- и мелкозернистые0,3 м
3. галечно-гравийные пески с обломками раковин морских моллюсков *Arctica islandica* (Linn., 1767), имеющих широкий возрастной диапазон – от раннего плиоцена до позднего неоплейстоцена. Галька мелкая, хорошо окатанная, песок светло-серый, преимущественно среднезернистый0,15 м
4. пески светло-серые мелкозернистые субгоризонтальнослоистые с прослоями (2–3 см) алевритовых песков светло-коричневато-серых4,0 м
5. тонкое субгоризонтальное переслаивание песков серых (2–3 см) и коричневых (до 0,5 см). Верхняя граница пачки постепенная1,4 м
6. тонкое переслаивание (в верхней части – субгоризонтальное, в нижней – волнистое) песков коричневых, рыже-коричневых (ожелезненных), серых, светло-серых с серыми песчаными алевритами. Мощность слоев от 1 мм до 2,5 см, нижний контакт резкий, волнистый0,7 м
7. косослоистые пески (переслаивание светло-серых, серых и коричневатых разностей)0,4 м
8. пески мелкозернистые светло-серые, вверху (0,2 м) пятнами и затеками ожелезненные0,9 м
9. пески средне- и мелкозернистые с горизонтальными рыже-коричневыми полосами ожелезнения (1–7 см), в подошве слоя (0,12 м) – с примазками, линзами (длиной до 2,5 см, мощностью 5–7 мм) глины. В кровле

(0,15 м) – пески косослоистые (слоистость подчеркивается более темными среднезернистыми разностями).....	0,7 м
10. пески среднезернистые и мелкозернистые, полосами и пятнами ожелезненные, с неотчетливой волнистой слоистостью, подчеркивающейся прослоями (до 1 мм) серых алевроитов	1,95 м

Вскрытая (неполная) мощность подразделения – 11 м.

Севернее площади, на побережье Карского моря [31] разрез террасы перекрывают голоценовые озерно-болотные отложения (супеси и суглинки с линзами торфа, растительным детритом, остатками ветвей растений); их возраст по данным радиоуглеродного датирования (^{14}C) – $8,04 \pm 0,4$ тыс. лет. Выше тылового шва первой морской террасы (в современном абразионном срезе вдоль берегового обрыва) тянется другой слоистый горизонт озерно-болотных отложений. В его основании находится слой (0,4 м) гравийно-галечно-песчаных отложений, выше которого фиксируется пачка (0,8 м) тонкого переслаивания песков, супесей и суглинков с растительным детритом (тонкие веточки диаметром до 1,5 мм). При радиоуглеродном датировании в ЦИИ ВСЕГЕИ тем же методом образцов древесины получен возраст $13,5 \pm 0,3$ тыс. лет, отвечающий полярноуральскому времени. Таким образом, наблюдаемый денудационный склон между первой и второй морскими террасами сформировался уже тогда и там накапливался лимно-палюстрий, была кустарниковая растительность. В соответствии с полученными данными время образования мариния первой террасы принимается полярноуральским.

Аллювиомариний первой бассейновой террасы (am¹IIIbd), как и мариний, слагает ее аккумулятивный чехол. В Карской впадине развит в долинах рек Кара и Сибирчатаяха на абсолютных отметках от 10 до 30 м. Отложения представлены преимущественно песками с линзами, резко обогащенными гравийно-галечным материалом, и прослоями глин. Так, в скважине 30 вскрыты алевроитовые пески с прослоями супесей, содержащие гальку в нижней части разреза и линзы гравийных галечников – в верхней. В скважине 21 [222] аллювиомариний байдарацкой толщи представлен однообразными серыми, желтовато-серыми мелко-среднезернистыми кварцевыми песками с признаками горизонтальной слоистости (чередование слоев несколько различной зернистости); в незначительном количестве фиксируется примесь гравия и гальки, отмечаются единичные прослои (до 1,4 м) серых плотных алевроитов, также иногда с редкими гравием и галькой. Здесь встречены редкие раковины фораминифер (определение Л. А. Тверской): *Haynesina orbicularis* (Brady), *Criboelphidium goesi* Stschedr., *Retroelphidium subclavatum* (Gud.), *Gyromorphina allomorphinoides* (Reuss), *Pullenia* sp.

В опорном разрезе 31 на левом берегу р. Сибирчатаяха описываемое подразделение представлено 19-метровой пачкой переслаивания песков и глинистых алевроитов, залегающей на плиоцен–эоплейстоценовых образованиях (нерасчлененные падимейская и роговская серии). Сверху вниз обнажены:

1. ожелезненные песчаные алевроиты с галькой и гравием (до 15 %); галька мелкая средней и хорошей окатанности, ожелезнение в виде пятен и полос, примазок. Нижняя граница слоя четкая, неровная 1 м
2. галечно-гравийные крупнозернистые пески. Галька (до 20 %) мелкая средней и хорошей окатанности, гравий мелкий. Цвет пород – рыже-коричневый из-за ожелезнения, в нижней части – буро-коричневый, почти черный, у подошвы (с резкой границей) – кирпичный 0,6 м
3. переслаивание желтовато-серых, серых мелкозернистых и алевроитовых песков с серо-коричневыми глинистыми алевроитами; в нижней части пачки алевроиты становятся песчанистыми голубовато-серыми; мощность песчаных слоев от 0,2 до 2 м, алевроитовых – 0,1–2,2 м. В песках отмечается тонкая субгоризонтальная или волнистая слоистость, знаки ряби, а также (по всей пачке) многочисленные остатки морской макрофауны: *Arctica islandica*, *Cerastoderma glaucum*, *Macoma calcarea*, *Euspira catena*, *Amauropsis islandica* 17,7 м

Аллювиально-морские отложения байдарацкой толщи залегают преимущественно на неогене или более древнем неоплейстоценовом маринии и аллювиомаринии, частично перекрываются (с вложением) голоценовыми морскими, аллювиально-морскими, аллювиальными образованиями. Мощность подразделения до 20 м.

НЕОПЛЕЙСТОЦЕН, ВЕРХНЕЕ ЗВЕНО–ГОЛОЦЕН

Этот «переходный» возрастной интервал представлен озерно-болотными отложениями, а также образованиями склонового фациального ряда, сформированными по палеозойским породам.

Эловий (eIII–H) развит в южной и юго-западной частях территории на вершинах гряд и холмов хребтов, сложенных палеозойскими породами (хребты Пай-Хой и Малый Едуней) в пределах уплощенных площадок – отпрепарированных фрагментов древних поверхностей выравнивания. Представлен глыбами, щебнем и дресвой дезинтегрированных подстилающих скальных

образований, в заполнителе – лессовидные алевроитистые суглинки и супеси. Мощность разноглыбовых развалов на вершинах скальных гряд – до 5 м.

Элювий и десертций (e,drIII–H). Два генетических типа образований, обычно пространственно сближенных, объединены в общий картируемый таксон из-за невозможности их отдельного показа в среднем масштабе (как и ряд других подобных «пар»). Подразделение развито преимущественно на юге и западе площади на вершинах и пологих склонах гряд и холмов, сложенных среднепалеозойскими карбонатными и терригенными породами, которые нивелированы и моделированы денудацией в течение всего позднего неоплейстоцена и голоцена. Представлено лессовидными суглинками и супесями с обилием глыб, щебня и дресвы подстилающих коренных пород. Нижняя возрастная граница определяется началом активной эрозионной деятельности и плоскостного смыва в позднем неоплейстоцене. Формирование этих образований продолжается в настоящее время. Мощность подразделения до 5 м.

Коллювий и десертций (c,drIII–H) выполняют крутые, часто обрывистые склоны «палеозойских» гряд и холмов на хребте Пай-Хой, а также курумы у их подножий. Представлены щебневыми глыбниками, дресвяниками. Образовались за счет разрушения преимущественно плотных пород габбродолеритов и сопряженных с ними роговиков, распространенных в осевой части Пай-Хоя и одновременного площадного движения по склону материала в связи с сезонными явлениями – замерзанием и оттаиванием пород. Их формирование активизировано в позднем неоплейстоцене после деградации ледового покрова и продолжается поныне. Мощность – 2–4 м.

Делювий и десертций (d,drIII–H) широко развиты в южной и юго-восточной частях территории, где средне-верхнепалеозойские стратиграфические образования в позднем неоплейстоцене и голоцене моделированы денудационными процессами. Подразделение представлено щебнисто-дресвяными суглинками и супесями; мощность его до 5 м.

Десертций и солифлюксий (dr,sIII–H) фрагментарно развиты на экзарационно-денудационных склонах выположенных подножий гряд и холмов осевой зоны кряжа Пай-Хой, а также хребта Малый Едуней, выполненных породами палеозоя. Сформированы в результате перемещения материала по склону под воздействием сезонных и суточных колебаний температуры. Представлены эти совместно картируемые образования глыбово-щебнистыми и дресвяными суглинками. На АФС они характеризуются струйчато-полосчатым рисунком фотоизображения, отчетливо выделяются серповидные выступы солифлюкционных террас. Формирование образований началось в позднем неоплейстоцене после деградации среднепалеозойского ледника и продолжается поныне. Мощность подразделения достигает 3 м.

Делювий и пролювий (d,plIII–H) локально развиты на юго-западе и юго-востоке площади, где наблюдаются по периферии некоторых гряд и массивов, выполненных палеозойскими породами на крыльях Центрально-Пайхойского антиклинория. Слагают конусы выноса и делювиально-пролювиальные шлейфы у подножий возвышенностей, формирующиеся преимущественно за счет выноса материала временными потоками. Представлены суглинками и супесями с обилием дресвы и щебня. Начало их образования связано с этапом активизации эрозионной деятельности водотоков площади после деградации ледника в начале позднего неоплейстоцена, продолжается этот процесс и в настоящее время. Мощность отложений – до 5 м.

Лимнопалюстрий (l,plIII–H). Участки озерной и болотной аккумуляции приурочены к депрессионным формам рельефа, а также могут находиться на водоразделах и террасированных склонах гор, аллювиальных и морских террасах. Учитывая почти повсеместное развитие на площади подобных отложений, на карте показаны лишь те из них, что слагают наиболее крупные заболоченные озерные котловины и имеют значительную мощность. Озерно-болотные образования представлены слоистыми суглинками, супесями, глинами (с обильной органикой), слоями торфа; наиболее полные (опорные) разрезы – 8, 10. Для слоя торфа из осадков, перекрывающих аллювий первой надпойменной террасы р. Сибирчатаяха при радиоуглеродном датировании (^{14}C , ЦИИ ФГУП «ВСЕГЕИ») определен возраст $7,5 \pm 0,25$ тыс. лет [31]. При анализе древесных остатков в лимнопалюстрии смежных территорий получены даты от $3,9 \pm 0,2$ до $13,5 \pm 0,32$ тыс. лет [31]. Для подобных же остатков в торфяниках на правом берегу р. Саяха (8) радиоуглеродный возраст (по ^{14}C) составил $8 \pm 0,06$ тыс. лет (Х. А. Арсланов, лаборатория палеогеографии и геохронологии четвертичного периода СПбГУ). Тем самым, стратиграфический интервал накопления озерно-болотных отложений соответствует, как минимум, полярноуральскому и горбуновскому горизонтам; мощность их свыше 3 м.

ГОЛОЦЕН

Все подразделения отдела отвечают единственному его горизонту (горбуновскому) и составляют последовательный фациальный ряд: аллювий русла и пойменных террас – дельтовые аллювиально-морские отложения – морские отложения пляжей и лайд.

Горбуновский горизонт. *Мариний пляжей и лайд (mHgr)* распространен в северной части площади (побережье Байдарацкой губы Карского моря) на абсолютных отметках от отрицательных до +8 (11) м. Залегает с размывом на породах падимейской и роговской серий, нередко наблюдается его вложение в первую морскую террасу. Представлен песками и гравийными галечниками с линзами намывного торфа, породы включают раковины моллюсков. К западу от территории листов скважиной ГГК-32 [231] вскрыт полный разрез байдарацкого мариния. Формирование отложений продолжается в настоящее время. Мощность – до 15 м (ГГК-32 [231]).

Аллювиомариний (aHgr) развит в приустьевых частях крупных водотоков (реки Кара, Сибирчатая, Сопчаю, Саяха и др.) на абсолютных отметках до +5 м. Представлен дельтовыми песками, алевритами, глинами с линзами гравийных галечников и гравийниками. В опорном разрезе 20 под фрагментарно развитым аллювием пойменной фации вскрывается пачка переслаивания коричневатого-серых, пестрых среднезернистых песков (со слойчатостью волновой ряби) и тонкослоистых темно-серых алевритистых песков. Вскрытая мощность – более 1,6 м. Аллювиомариний с размывом залегают на породах неогена–эоплейстоцена, вложен в морские и аллювиально-морские отложения второй и первой бассейновых террас. Вверх по долинам главных водотоков он фациально замещается аллювием русла и пойм. Формирование отложений продолжается и в настоящее время. Мощность стратогена до 10 м.

Аллювий русла и пойменных террас (aHgr) развит повсеместно в долинах рек и ручьев. Соответствующие отложения выстилают днища водотоков, русловые косы и намывные острова, слагают низкую и высокую поймы. Относительные высоты низкой поймы – 0,5–1 м, высокой – до 3,5 м (для низовий крупных рек в пределах Карской впадины – 5,5–6 м). На порожистых и каньонообразных участках долин аллювий практически отсутствует. Русловая фация представлена преимущественно галечными валунниками и валунными галечниками с песчано-гравийным заполнителем, пойменная – песками, песчаными гравийниками. В низовьях р. Сопчаю (опорный разрез 20) наблюдались отложения пойменной фации (мощностью 1,75 м), залегающие на голоценовых аллювиально-морских песках. Представлены они пачкой переслаивания желтовато-серых среднезернистых песков и серых алевритовых песков; в самых низах разреза в переслаивании участвуют светло-серые среднезернистые пески, серые алевритистые пески и коричневые алевриты с растительными остатками. Формирование отложений продолжается и в настоящее время. Мощность аллювия достигает 5 м.

ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ

На территории листов R-41-XXVIII, XXIX интрузивные образования развиты в Пайхойской подзоне Зилаиро-Лемвинской СФЗ и представлены единственным картируемым подразделением.

Хенгурский габбро-долеритовый комплекс гипабиссальный ($v\beta D_3h$) выделен О. В. Забориным [45] с разделением на дифференцированные и недифференцированные интрузивные тела. Название – по р. Хэнгорью, правому притоку р. Сопчаю (центральный Пай-Хой). В публикациях комплекс также известен под названиями «центральнопайхойский базальтоидный» [90] или «субинтрузивный долеритовый» [144], где подразделялся на гравитационно-дифференцированные, кристаллизационно-дифференцированные и сложно дифференцированные интрузивные тела.

Породы комплекса развиты преимущественно среди отложений ордовика, реже силура и девона. Наиболее широко распространены в осевой части Центрально-Пайхойского антиклинория – от р. Бол. Серью на юго-востоке до западной рамки площади. Кроме того, хенгурские магматиты локализованы в центре Карской астроблемы (установлены в естественных обнажениях и в разрезах скважин) [217]. Геофизическими методами [173, 179, 181, 197, 198, 207, 211, 214, 227, 228, 234, 248] картируются интрузии, скрытые под четвертичными отложениями и под образованиями коптогенного комплекса. Так, по результатам качественной и количественной интерпретации гравиметрических и аэромагнитных данных в центральной части астроблемы выделены и показаны на геолого-геофизическом разрезе два крутопадающих дайкообразных тела в протерозойском основании. По форме интрузий резко преобладают силлы, реже встречаются дайки. По составу это – долериты, габбродолериты (в т. ч. оливинсодержащие) и оливиновые габбронориты. Силлы простираются в северо-западном направлении, их длина варьирует от первых десятков до 2 000 м (иногда десятки км), их мощность от первых метров до 250 м. Некоторые дайки (вероятно, подводящие каналы для силлов) прослеживаются на десятки и сотни метров с мощностью до 60 м. Породы дислоцированы вместе с вмещающими отложениями, подчеркивая характер пликативных структур. Для всех интрузий отмечается поперечная столбчатая или параллелепипедальная отдельность.

Контакты силлов с вмещающими отложениями активные, согласные или субсогласные. Границы резкие, местами осложненные брекчированием. Для всех тел характерно наличие зон термально измененных экзоконтактовых пород мощностью от первых метров до 200 м, что иногда превышает мощность самих интрузий. Меньшая ширина таких зон (до 2 м) наблюдается на крыльях антиклинория, в отложениях силура и девона. Глинистые и известково-глинистые приконтактовые отложений переходят в роговики, среди которых различаются эпидотовые, кварц-мусковит-эпидот-альбитовые, кварц-альбит-эпидот-амфиболовые, актинолит-карбонат-эпидот-кварцевые [217]. Карбонатные осадки скарнируются (гранат-эпидотовые и гранат-эпидот-диопсидовые породы). В отложениях переменного состава нередко образуются полосчатые роговики.

Наибольшее распространение на территории имеют недифференцированные интрузивные тела, структура и состав которых определяются скоростью охлаждения расплава. Это обуславливает симметрично-зональное (реже ассиметричное) их строение: от микродолеритов и порфировых долеритов в эндоконтакте до кварцевых долеритов, средне- и крупнозернистых габбродолеритов со шширами пегматоидных разновидностей – в центральных частях тел. Мелкие тела (0,3 м) могут быть полностью сложены микродолеритами или порфировыми долеритами.

В дифференцированных интрузивных телах благодаря процессам гравитационного фракционирования в подошве появляется «горизонт» оливинсодержащих пород. Типовое строение (от подошвы к кровле) наиболее полно дифференцированной залежи имеет следующий вид (пример – тело вблизи триангуляционного пункта Сопчамыльк): микродолериты и порфировые долериты – мелкозернистые гломеропорфировые кварц- и биотитсодержащие долериты и габбро-

долериты – среднезернистые оливин- и биотитсодержащие габбродолериты в сочетании с порфиридовидными оливиновыми биотит и керсутитсодержащими габброноритами – крупнозернистые кварцсодержащие долериты и габбродолериты со шлирами пегматоидных долеритов – такситовый горизонт (ассоциация пород, резко различных по составу и структуре: долериты, габбродолериты, гранофиновые лейкодолериты, плагиоклазиты и т. д.) – мелкозернистые гломеропорфириновые кварцсодержащие долериты – микродолериты и порфириновые долериты верхнего эндоконтакта. Степень «расслоенности» в телах этого типа не одинакова, иногда наблюдается выпадение из разреза оливинсодержащих пород.

В качестве сложно дифференцированных залежей рассматривается интрузия вблизи устья руч. Мутный [189]. Она представляет собой хонолит [46], при формировании которого в ослабленные приконтактовые зоны ранее образовавшегося недифференцированного интрузивного тела внедрялись более поздние порции магмы. В результате на активном стыке двух интрузий идет интенсивное дробление и местами развиваются роговиковые брекчии, сцементированные долеритовым материалом. Хонолит представлен среднезернистыми кварцевыми долеритами, которые через маломощную (8–12 м) полосу нормальных долеритов переходят (вблизи эндоконтакта) в биотитсодержащие (реже оливинсодержащие) такситовые габбро, интенсивно метаморфизованные и карбонатизированные.

Петрографическое описание всех составляющих комплекса и его геохимическая характеристика детально изложены в материалах предшествующих исследований [47, 90, 218]; в целом они мало отличаются от «стандартных» для этих пород видов. Петрохимически габброиды хенгурского комплекса относятся к нормальному и субщелочному ряду, являются производными толеитовой магмы. Петрохимия зон ороговикования и оруденения приведена в тех же работах. По результатам петрофизических исследований [173, 197, 198, 248] плотность долеритов и габбродолеритов меняется от 2,66 до 3,22 г/см³, в среднем составляя 3,05 г/см³. По данным крупномасштабной наземной гравиметрии [173, 180, 181, 197, 198, 248] породы комплекса уверенно прослеживаются локальными аномалиями Δg интенсивностью от 0,5 до 3,0 мГал. Магнитная восприимчивость находится в прямой зависимости от наличия и интенсивности вкрапленной сульфидной минерализации пирротин-халькопиритового состава. Безрудные долериты немагнитны или слабомагнитны (0–290·10⁻⁵ ед. СИ). При насыщении сульфидами намагниченность достигает 11 000·10⁻⁵ ед. СИ. Даже перекрытые маломощным чехлом они выделяются наземной магниторазведкой масштаба 1 : 50 000 и крупнее [173, 197, 198, 214, 248], прослеживаясь узкими цепочками дискретных аномалий интенсивностью от 100 до 500 нТл. Немагнитные и слабо магнитные долериты (30–50 нТл) часто фиксируются по окаймляющим их роговикам, содержащим пирротиновую минерализацию и создающим магнитные аномалии (300–500 нТл, иногда до 3 000 нТл). При аэромагнитной съемке области развития сульфидизированных долеритов выделяются широкими линейными положительными аномалиями от 70 до 110 нТл. Электрические свойства основных магматитов также связаны с сульфидной вкрапленностью: на графиках ρ_k (метод ЭП-СГ) минерализованные интрузии выделяются значениями 1 500 Ом·м и выше, а роговики – 500–1 500 Ом·м [197].

На АФС породы комплекса отчетливо выделяются среди вмещающих осадков узкими длинными полосовидными возвышенностями в мезорельефе со светло-серым фототонном и точечно-крапчатым фоторисунком.

Предыдущими исследователями делались многочисленные попытки определения возраста хенгурского комплекса К-Аг методом; известны следующие цифры: 382–340 млн лет [117, 144], 382–344 млн лет [219], 362–200 млн лет [190] для недифференцированных тел и 294–268 млн лет [144] – для дифференцированных. По цирконам (U-Pb метод, Shrimp-II) [249] для дифференцированных и недифференцированных интрузий, локализованных в нижне-среднеордовикских отложениях на участке «Первом», получены датировки соответственно 374,6 и 381,4 млн лет. Метод сравнительной дисперсии двупреломления по моноклинным пирроксенам дал значения: 344, 363, 387, 434 млн лет [191, 218]. На основании широкого возрастного диапазона радиоизотопных дат неоднократно выдвигалось предположение о полихронности хенгурского комплекса [90, 167, 219, 226], однако в настоящее время оно не находит геологического подтверждения. Авторами его возраст принят позднедевонским, в соответствии с легендой Вайгачско-Пайхойской серии листов ГК-200/2, что подтверждается большинством полученных датировок, особенно выполненных современными методами.

ТЕКТОНИКА

ГЛАВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ

Все структурно-вещественные комплексы территории распределены по трем структурным этапам: байкальскому (рифейско–среднекембрийскому), каледоно–герцинскому (позднекембрийско–триасовому) и мезозойско–кайнозойскому (позднетриасово–четвертичному). Границы структурных этажей выражены региональными стратиграфическими перерывами в осадконакоплении и структурными несогласиями.

Байкальский структурный этап представлен осадочными и вулканогенными стратифицированными формациями верхнего рифея–венда, выходящими на поверхность за пределами рассматриваемой площади; их положение и структура фиксируются на глубине только по комплексу геофизических данных (гравиразведка, аэромагниторазведка, сейсморазведка) – в осевой части Центрально-Пайхойского антиклинория и в пределах центрального поднятия Карской астроблемы. Вещественные комплексы этого этапа отвечают геодинамическим обстановкам платформы (нижняя треть интервала) и континентального рифта (большая верхняя часть нерасчлененного таксона). По геофизическим данным предполагается блоковое строение байкальского основания под палеозоем на всей территории листов. От следующего вышележащего структурного этапа байкалиды отделены угловым несогласием.

Каледоно–герцинский структурный этап сложен дислоцированными образованиями позднего кембрия–перми, отвечающими последовательной смене геодинамических обстановок: а) континентального рифтогенеза (известняково–терригенная формация позднего кембрия–среднего ордовика); б) пассивной окраины континента; в том числе континентального склона и подножья (известняково–кремнисто–глинистая турбидитовая формация среднего–позднего ордовика, известняково–глинисто–кремнистая формация силура–раннего девона, известняково–кремнисто–терригенная формация раннего–позднего девона, кремнистая и глинисто–известняково–кремнистая формации позднего девона–раннего карбона, карбонатно–глинисто–кремнистая углеродсодержащая формация раннего карбона–ранней перми), а на юго–западе – шельфа (карбонатная формация позднего девона–раннего карбона, известняковая формация раннего–среднего карбона); позднедевонские гипабиссальные магматиты отвечают отраженной активизации на континентальном склоне и выделяются в габбродолеритовую формацию; в) коллизии, в частности, на северо–востоке – формации межгорных депрессий (карбонатно–терригенная флишевая и песчано–алевритовая известковистая моласоидная ранней перми, терригенная угленосная моласоидная ранней–средней перми), а на юго–западе – краевых прогибов (карбонатно–терригенная моласовая (нижняя «морская» моласса) ранней перми и терригенная угленосная моласовая (верхняя, «континентальная» моласса) ранней–верхней перми).

На тектонической схеме под образованиями Карской астроблемы по данным аэромагнитной съемки [207] штриховкой показаны погребенные образования, в целом отвечающие упомянутым структурным этапам: а) континентально–рифтогенные позднекембрийского–среднеордовикского возраста, насыщенные силлами и дайками позднедевонских долеритов; б) нерасчлененные формации континентального склона и подножья среднеордовикского–раннепермского возраста.

Мезозойско–кайнозойский этап на площади листов выражен двумя верхними структурными ярусами: мел–эоценовым и олигоцен–четвертичным. На тектонической схеме первый из них представлен импактитовой формацией позднего мела, а также песчано–алеврито–глинистой формацией позднего мела–эоцена, отвечающей платформенной стадии развития территории (геодинамический подкомплекс внутриконтинентальных бассейнов). Неоген–четвертичные разнофациальные породы, отраженные на специализированной геологической карте и имеющие практически повсеместное площадное развитие, с конкретными формациями не отождествлялись и на схеме не показаны.

Площадь листов R-41-XXVIII, XXIX относится к западному **Урало-Новоземельскому сегменту Урало-Монгольского складчатого пояса**. Она охватывает значительную часть Центрально-Пайхойского антиклинория; юго-юго-западнее его расположен фрагмент Южно-Пайхойского моноклинория, а к северу – южное крыло Северо-Пайхойского синклинория. К главным тектоническим единицам (в ранге наложенных структурных форм первого порядка), кроме того, отнесены две «аномальные» космогенные структуры, деформирующие синклинорий, а также северное крыло антиклинория – Карская и Усть-Карская астроблемы. В составе субрегиональных тектонических подразделений выделяются подчиненные структурные формы, описание которых приводится ниже. Своим происхождением они обязаны интенсивным деформациям.

ДЕФОРМАЦИИ

ХАРАКТЕРИСТИКА СТРУКТУРНЫХ ФОРМ

В составе **Южно-Пайхойского моноклинория** (I_1) выделяются *Северо-Кортаихинская моноклинал* (I_1^1) и *Мадахаю-Сибирчатояхинская пластина* (I_1^2). Первая из них представляет собой структуру запад-северо-западного простирания, выполненную пермской молассой, под которой залегают карбонатные отложения шельфовых формаций среднего палеозоя. Породы осложнены складчатостью высоких порядков с погружением зеркала на юго-запад, а судя по сейсмическим данным – и серией мелких кулисообразных чешуй с северо-восточным падением пологих сместителей [31]. Ограничивающий моноклинал с севера Южно-Пайхойский надвиг (ЮПН) хорошо выделяется по геофизическим данным, а в обнажениях описан у западной рамки листа R-41-XXVIII, в долине р. Хэйяха [110]. Рассматриваемая структурная форма выражена отрицательным гравитационным полем с минимальным значением Δg –22 мГал на юго-западе площади. По данным аэромагнитной съемки ей соответствует спокойное отрицательное поле ΔT интенсивностью от 0 до –50 нТл. Такой характер полей указывает на слабую дифференцированность объекта, обусловленную мощным комплексом немагнитных и низкоплотностных палеозойских отложений (терригенная пермь –2,64 г/см³, карбонатные породы ордовика–карбона –2,70 г/см³) в отличие от плотных (2,80 г/см³) осадочно-вулканогенных образований «байкальского основания». Моноклинал уверенно выделяется и по результатам региональных сейсморазведочных работ методом ОГТ [57].

Мадахаю-Сибирчатояхинская пластина ограничена Южно-Пайхойским надвигом (ЮПН) и фронтальной частью Главного Пайхойского надвига (ГПН). Она представляет собой серию сложно построенных изоклиналильных чешуй, сложенных интенсивно дислоцированными осадками верхнего девона–нижней перми. По ГПН пластина контактирует с Центрально-Пайхойским антиклинорием. В центре ее наблюдается две небольшие антиклинали, в ядрах которых обнажается мадагаюская толща; эти формы имеют асимметричное строение с пологими (30–40°) северо-восточными и более крутыми (40–70°, до запрокидывания) юго-западными крыльями.

В **Центрально-Пайхойском антиклинории** (I_2) на территории выделяются *Пестаншорская* (I_2^1) и *Средне-Силовская* (I_2^2) *пластины*, *Осевая антиклиналь* (I_2^3), *Силовская синклиналь* (I_2^4) и *Едунейская брахиантиклиналь* (I_2^5).

Пестаншорская пластина протягивается полосой, заключенной между фронтальной и тыловой ветвями ГПН. На дневной поверхности преобладают выходы сибирчатаяхинской свиты, ядра небольших антиклиналей сложены падейской, путьюской или громашорской свитами девона. Все они смяты в узкие, изоклиналильные складки «пайхойского» простирания и осложнены многочисленными дизъюнктивами различной морфологии. Структурные формы асимметричные: юго-западные их крылья наклонены под углами 60–85°, северо-восточные – менее крутые, на руч. Правый [110] мелкие складки «послойно» сорваны и опрокинуты на юг.

Средне-Силовская пластина имеет сложную складчато-надвиговую структуру, выполнена батинальными комплексами Зилаиро-Лемвинской СФЗ. Серии чешуй с дисгармоничными мелкими складками фиксируют максимальное на Пай-Хое сжатие; разнопорядковые формы разделены пологими (20–40°) надвигами, вероятно, смыкающимися внизу с фронтальной поверхностью ГПН. Эта характерная чешуйчатая серия тектонически перекрывает Мадахаю-Сибирчатаяхинскую и Пестаншорскую пластины, а с севера граничит с Осевой антиклиналью. В пределах пластины выделяются пликвативные формы второго порядка: Мадагавожская антиклиналь, Сесьюская и Нимтэмшорская синклинали. «Ундулирующее» ядро антиклинали сложено громашорской свитой и в отрицательном поле ΔT выделяется цепочкой узких локальных аномалий (интенсивностью от 10 до 30 нТл), обусловленных магнитными яшмоидами в составе

названного стратона. Слабо асимметричная Сесьюская синклиналь в ядре сложена карасиловской, на крыльях – карской и силоваяхинской свитами. Северо-восточнее по флекуре с ней сопрягается замыкание Нимтэмшорской синклинали, осевая плоскость которой аномально наклонена на северо-восток.

Осевая антиклиналь – наиболее крупная структурная форма Центрально-Пайхойского антиклинория; на юго-западе она имеет дизъюнктивные (надвиговые) соотношения с вышеупомянутыми пластинами, на противоположном крыле пликативно сопрягается с Северо-Пайхойским синклинорием. В гравитационном поле выделяется повышенными и высокими (до 20 мГал) значениями Δg (Сигово-Карский гравитационный максимум) [183]. На севере антиклиналь локально граничит с Карской астроблемой. Ядро этой крупной складки сложено наиболее древними для территории стратонами – нижнепалеозойскими хенгурской и тальбейтывисской свитами; в них же сосредоточен максимальный объем позднедевонских долеритовых силлов. Особенностью описываемой формы является неодинаковая степень дислоцированности: на крыльях возрастает интенсивность складчатых и разрывных дислокаций, усложняется их форма, но уменьшается амплитуда. Отчетливо выделяются линейные узкие блок-антиклинали высоких порядков, часто подчеркиваемые силлами габбродолеритов и долеритов; протяженность их от 5 до 26 км. Юго-западные крылья, более пологие ($15\text{--}45^\circ$) у сводов, резко переходят в запрокинутые и часто сопровождаются надвигами и взбросами; северо-восточные крылья в целом более крутые – $30\text{--}85^\circ$. Некоторые из антиклиналей имеют собственные названия: Длинная, Центральная, Северная Сюдьяхинская и другие. Нередко (в бассейнах рр. Сибирчатаяха, Сесью и Тальбейшор) отмечаются [190] осложняющие их опрокинутые (на северо-восток, реже юго-запад) складки длиной до 3 км и размахом крыльев до 200 м, а также еще более мелкие формы с размахом крыльев 10–15 м и амплитудой не более 10 м. Складки разного порядка оконтуриваются линейными аномалиями ΔT (10–110 нТл) благодаря магнитным (обогащенным пирротинном) долеритовым силлам [207].

Силовская синклиналь расположена на юго-востоке площади; по субмеридиональному Аргишинскому надвигу граничит с Осевой антиклиналью, а на юге по Едунейскому разлому – с одноименной брахиантиклиналью. Она осложняется разнопорядковыми пликативными и складчато-надвиговыми формами северо-северо-восточного, северо-северо-западного и северного простирания; шарниры складок полого ундулируют. Ядро синклинали сложено известняками карской свиты, смятыми в узкие изоклинальные ассиметричные формы; на крыльях выходят породы силоваяхинской и громашорской свит, деформированные мелкими складками, опрокинутыми на запад и север-северо-запад, и сопряженными с ними взбросами и взбросо-надвигами.

Едунейская брахиантиклиналь представлена своим фрагментом в юго-восточном углу площади, имеет дизъюнктивные границы с Силовской синклиналью и Осевой антиклиналью. Наблюдаемая часть северо-западного крыла сложена «лемвинскими» (батыальными) отложениями нижнего–верхнего девона с субмеридиональным простиранием осложняющих складок и падением осевых плоскостей в обе стороны. Наклоненные на север мелкие антиклинали зачастую имеют пологие восточные крылья ($20\text{--}35^\circ$) и значительно более крутые западные ($45\text{--}80^\circ$).

Южное крыло **Северо-Пайхойского синклинория** (I_3) (северная часть территории) на поверхности сложено нижнепермскими орогенными формациями, дислоцированными в линейные формы и в свою очередь осложненные поперечными открытыми и сжатыми складками с крутым погружением шарниров, а также дизъюнктивами различной морфологии и ориентировки. На глубине деформациям подвергнуты среднепалеозойские осадки палеоконтинентального склона и подножья, а также перекрывающего их флиша [31]; последний сопоставляется аналогичным остаточным трогом Полярного Урала, выполненным кечьпельской свитой. Наложеными кольцевыми структурами Карская и Усть-Карская астроблем синклинорий разделяется на две «зоны»: западную и восточную; к востоку преобладают складчатые формы и сопряженные с ними разрывы субмеридионального (уральского) простирания. Северо-Пайхойскому синклинорию отвечает положительное гравитационное поле на уровне 6–8 мГал, что на 12–14 мГал выше значений силы тяжести над описанной ранее Северо-Коротаихинской моноклиналью; согласно расчетам [196] увеличение Δg обусловлено присутствием в основании данной складчатой структуры многочисленных долеритовых силлов со средней плотностью $2,90\text{ г/см}^3$. Еще одним отличием является установленный здесь сейсморазведкой [242, 243] горизонт III (падейские кварцевые песчаники) и отсутствие горизонта I–II (граница карбона и перми) [225].

Наложённые космогенные структурные формы, представлены двумя импактными кратерами (астроблемами). **Карская астроблема** (II_1) расположена почти в центре площади листов, занимая четверть территории. Округлой формы, с отрицательным макрорельефом (впадина

диаметром 50–56 км) по современным представлениям является одним из крупнейших метеоритных кратеров мира [215, 71, 217 и др.]. Структура сформирована в сложнодислоцированных породах палеозоя. В результате длительных процессов она преобразовалась в отлогую Карскую депрессию, открывающуюся на северо-восток, к Карскому морю. В ее составе выделяется *Сопчинское центральное поднятие* (Π_1^2) размером 7×9 км, в котором на поверхность выступают отложения ордовика с силлами позднедевонского хенгурского комплекса; его окружает *Кольцевой желоб* (Π_1^1) шириной 17–26 км. Отсутствие строгой кольцевой симметрии кратерной воронки связано с дифференцированным неоорогеническим поднятием Пай-Хоя в кайнозой (особенно в плиоцене) и, как следствие, с преимущественным воздыманием и денудацией юго-западной части кратера по сравнению с северо-восточной. Породы цоколя раздроблены и пластически деформированы; характерны конусы разрушения высотой до 2 м. В современной структуре коптогенные образования перекрыты позднемеловыми и кайнозойскими осадками, вскрываются они по краям астроблемы в глубоких долинах рек. В гравитационном поле астроблемы отвечает «Усть-Карский гравитационный минимум» [183]. По градиенту Δg можно предположить, что западный борт впадины более пологий (2–2,5 мГал/км), чем восточный и северный (3–4 мГал/км). В центре астроблемы гравитационный минимум осложнен локальным максимумом Δg интенсивностью 8 мГал, а тот в свою очередь – шестью мелкими локальными аномалиями [214]. В поле ΔT Карская структура выделяется своей мозаичностью (знакопеременные локальные аномалии от 5 до 20 нТл) на фоне спокойного отрицательного магнитного поля «вмещающего» Северо-Пайхойского синклиория.

Внутренняя тектоническая зональность детально охарактеризована в материалах предшествующих исследований [217, 71, 215]. Сопутствующими элементами тектоники являются оконтуривающие ее разломы [31].

Западная оконечность **Усть-Карской астроблемы** (Π_2) фиксируется в северо-восточном углу листа R-41-XXIX; представлена серией обнажений коптогенных пород на берегу Байдарацкой губы. Кратер практически целиком скрыт под водами Карского моря, достоверный геологический анализ его структуры отсутствует.

СТРУКТУРНЫЕ СООТНОШЕНИЯ (РАЗРЫВНЫЕ ДИСЛОКАЦИИ)

Предшествующими работами в регионе традиционно выделяются байкальские, каледоно-герцинские, мезозойские и кайнозойские разрывные нарушения.

К **байкальским** предположительно отнесены выделяемые по геофизическим данным зоны разломов в допалеозойском основании складчатого пояса, имеющие северо-восточную и северо-западную ориентировку и разделяющие крупные блоки субстрата фундамента. В верхних этажах напрямую они не проявлены, но их контролирующая роль в чередовании поперечных поднятий и опусканий на площади Центрально-Пайхойского антиклинория очевидна.

Наиболее важными являются **каледоно-герцинские разрывные нарушения**, «продольные» их разновидности участвуют в формировании современного структурного плана района. Главными из них являются пологопадающие дизъюнктивы – **Южно-Пайхойский надвиг** (ЮПН) и **Главный Пайхойский надвиг** (ГПН); последний расщепляется на фронтальную и тыловую ветви и, по мнению А. С. Микляева [226], является сложным ограничением Пайхойского мегашарьяжа. Из второстепенных, но достаточно важных разрывов можно выделить *Панутатинский* и *Ямбытосейский разломы* сложной кинематики и два надвига – *Едунейский* и *Аргишинский*. Южно-Пайхойский надвиг (на отдельных участках – взбросо-надвиг) прослеживается с междуречья рр. Кара и Хальмерью и к югу меняет направление с «пайхойского» на «уральское». В пределах площади амплитуда ЮПН, вероятно, достигает 1–2 км, наклон плоскости сместителя 30–45°. Главный Пайхойский надвиг в зоне сочленения Центрально-Пайхойского антиклинория Южно-Пайхойского моноклинория листрически «выкручивается». Падение сместителя южной его ветви оценивается в пределах 40–65°, погружение северной ветви более крутое – 55–75°. Выделенный по р. Сопчаю сбросо-сдвиг, в зоне которого зафиксированы узкие линейные блоки брекчированных каменноугольных отложений, является одним из ярких представителей крутопадающих разрывных нарушений. Предшественниками здесь выделялась линия «Северо-Пайхойского надвига». При ГДП-200 в пределах этой «тектонической» зоны была закартирована нормальная последовательность отложений без выпадения значительных частей геологического разреза. Тем самым выделение в этой полосе пологого дизъюнктива представляется необоснованным.

Разрывные нарушения мезозойского (раннеюрского) возраста, связанные вероятно, с кратковременным растяжением (локальным рифтогенезом) территории, подновляют разломы каледоно–герцинского этапа. Ранее они уверенно выделялись на смежных с юга территориях, где смещают породы триаса и имеют преимущественно взбросовый и сбросовый характер. Типичный пример – протяженный Ярейю-Халмерьюский сброс, четко отражающийся в геофизических материалах [195] и осложняющий северо-восточное крыло Пембойской брахисинклинали. На территории листов дизъюнктивы этого возраста могут быть выделены только предположительно. Позднемезозойские (сантонского возраста) разломы связаны с Карской астроблемой. Они хорошо дешифрируются как зоны тектонической мегатрециноватости кольцевых разрывных нарушений, опоясывающих метеоритный кратер.

К **кайнозойским разрывам** следует относить все те, что сформировали современный морфоструктурный план района на двух последних этапах неотектонической активизации: в миоцене, а также в конце эоплейстоцена–начале неоплейстоцена. Первые из них – это преимущественно продольные (северо-западной ориентировки) унаследованные ступенчатые взбросы, ограничивающие Пайхойский кряж с севера и юга. Поперечные сбросы и сбросо-сдвиги на рубеже эоплейстоцена и неоплейстоцена завершили блоковую «продольную ундуляцию» морфоструктуры всего Пай-Хоя.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Современное состояние изученности территории листов позволяют достоверно восстановить геологическую эволюцию района с ордовика до кайнозоя. Более древние образования в исследованном районе не вскрываются. По всей видимости, здесь, как и на сопредельных территориях Пай-Хоя несколько разновозрастные базальные отложения хенгурской свиты с разрывом и угловым несогласием залегают на рифейско–вендских отложениях [192]. Последние, представленные известняками (андерминская свита), песчаниками, сланцами и вулканитами (морозовская и сокольнинская свиты) могут рассматриваться как образования платформенного (первые) и континентально-рифтогенного (вторые) комплексов доуралид. Последовавшие в позднем венде–раннем кембрии орогенез и складчатые деформации завершают формирование байкалид; в среднем кембрии территория переходит к платформенному режиму.

В самом конце позднего кембрия в результате растяжения коры начинается новый этап активного рифтогенеза. Раннюю стадию заложения уралид в лемвинских фациях на Пай-Хое характеризуют базальные слои хенгурской свиты с резкой изменчивостью состава и мощности (от 1–3 до 600 м). Начало их формирования имеет скользящий возраст от позднего кембрия до раннего аренига. В позднем арениге система рифтовых грабенов, вероятно, испытывает погружение. Наиболее древние из вскрытых на территории пород – известняки среднехенгурской подсвиты характеризуют относительно глубоководные условия осадконакопления на удалении от береговой линии, значительно ниже уровня воздействия штормовых волн. На это указывают преобладание массивных и тонкослоистых текстур, значительное участие в составе известковистых пород глинистого материала, ритмичное чередование глинистых «петельчатых» известняков и глинисто-известковых сланцев. О проявление активного рифтогенеза на этой стадии свидетельствуют потоки аренигских базальтов, описанные северо-западнее территории, в районе р. Амдерминка [175]. В лланвирне, после зарождения Палеоазиатского океана и возникновения Восточно-Европейского палеоконтинента (ВЕК), с дифференциацией его пассивной окраины на шельф и склон, признаки дальнейшего углубления бассейна проявляются в сланцах верхнехенгурской подсвите. Преимущественно кремнистый состав пород (при существенной роли углесто-глинистой составляющей), микро-тонкослоистые текстуры, радиоляриевые структуры и почти полное отсутствие карбонатов однозначно указывают на принадлежность их к глубоководным частям континентального склона Зилаиро–Лемвинской СФЗ уже в конце среднего ордовика. Продолжающуюся обстановку растяжения (остаточный рифтогенез) характеризует и присутствие на этом уровне потоков базальтов (за пределами территории в бассейнах рр. Мал. и Бол. Ою) [221].

С того же времени на о. Вайгач (вероятно, и на северо-западном Пай-Хое) накапливаются терригенно-карбонатные и карбонатные осадки юноягинской свиты [31]; тем самым формируется область мелководной шельфовой седиментации (Бельско-Елецкая СФЗ). Пайхойский сегмент северо-восточного обрамления ВЕК начинает уверенно развиваться как пассивная окраина.

В позднелланвирнское–раннекарадокское время наметившаяся глубоководная зона еще более обособляется от палеошельфа, в прогибе накапливаются отложения присклоновых контурных течений (контуритов) тальбейтывисской свиты. Известные за пределами листов разрезы того же стратона с известняковыми брекчиями, гравелито-брекчиями и оползневыми текстурами характеризуют более мелководные условия формирования в верхней части континентального склона [175]. Излияния базальтов, присутствующие в свите (бассейны рр. Мал. и Бол. Ою, за пределами территории) [221] свидетельствуют о завершающемся рифтогенном растяжении.

В течении позднекарадокского времени и ашгиллского века в умеренно глубоководных условиях накапливаются глинисто-кремнистые, известковисто-кремнисто-глинистые парагенезы сопчинской свиты. По материалам А. А. Беляева [175] в это время на континентальном склоне отчетливо выделяются как участки относительно мелководной седиментации, приближенные к

палеошельфу («большеюская градация»), так и удаленные от него участки с глубоководным осадконакоплением («сопчаюская градация»). На рассматриваемой территории фациальных изменений в сопчинской свите не обнаружено, все известные выходы характеризуют глубоководные условия. О достижении пассивной окраины в позднем ордовике зрелой стадии свидетельствуют отсутствие вулканизма и полное разграничение шельфа и континентального склона.

С раннего силура в Пайхойской подзоне в застойных анаэробных условиях некомпенсированного прогибания начинают образовываться ассоциации черных углисто-кремнистых, углисто-кремнисто-глинистых сланцев с кремнистыми и глинисто-кремнистыми известняками (оюская свита). Вероятные глубины формирования – первые тысячи метров. Глинистые сланцы и петельчатые известняки вышелегающей ливановской свиты фиксируют некоторое уменьшение глубины бассейна седиментации в раннедевонское время. В пределах континентального склона локально проявился субмаринный вулканизм, давший потоки миндалекаменных базальтов пайхойского комплекса, описанных среди петельчатых известняков ливановской свиты в районе современного бассейна реки Хэйяха [218]. За границами территории локальные слои базальтоидов на этом уровне известны также в Байдарацком районе [36, 81, 92]. Намечаются фациальные различия в строении Пайхойской подзоны: юго-западные разрезы (рр. Мал. Ою, Лыби-Яха, Сиртя-Яха, за пределами территории) как правило, более карбонатные и глинистые, чем расположенные северо-восточнее [175, 221]. Увеличение мощности и существенно карбонатный тип разреза ливановской свиты фиксируется также в районе «Едунейского поднятия» (к юго-востоку от площади) [226]. Как и на предыдущих этапах, резкое увеличение количества известняков в разрезах и текстурные особенности отложений указывают на близость палеошельфа и условия образования в верхней части континентального склона.

Историю геологического развития Пайхойского сегмента окраины ВЕК в диапазоне с эмского века по позднеживетское время характеризует терригенно-кремнистая формация (падейская свита). По присутствию стандартных текстурных последовательностей цикла Боума кварцевые песчаники стратона интерпретируются как глубоководные отложения турбидных потоков; «фоновые» осадки бассейна в этот период представлены кремнистыми сланцами, силицитами и фтанитами. Формирование мощных терригенных турбидитов очевидно коррелируется с обширной регрессией и осушением части шельфа, регистрируемым на смежной территории сохранившимися в палеокарсте фрагментами кор выветривания [195]. Послойные скопления баритовых конкреций, описанные в падейской свите, могут указывать на подводную гидротермальную деятельность, о вероятном приносе вулканического материала свидетельствуют редкие примеры появления песчаников с хлорит-альбитовым цементом. Питающая терригенные турбидиты провинция могла располагаться юго-западнее Пай-Хоя [110]. Для эйфельских обломочных, органогенно-обломочных и криноидных известняков в разрезах падейской свиты на юго-востоке территории также наиболее вероятен снос осадков с шельфа. И в это время бассейн седиментации дифференцирован: выделяются площади относительно глубоководных фаций, формирующиеся у подножья континентального склона, и участки, отложения которых указывают на близость палеошельфа.

В позднеживетско–раннефранское (пашийское–саргаевское) время в Пайхойской подзоне идет накопление ленточных карбонатно-глинистых контуритов путьюской свиты, характеризующих глубоководную обстановку с периодически возникающим активным гидродинамическим режимом у подножья континентального склона. Описанные в Пестаншорском районе редкие пласты известняковых турбидитов свидетельствуют о седиментации в верхних его частях. В доманик происходит некоторое изменение условий: накапливается маломощная пачка черных фтанитов и углисто-глинисто-кремнистых сланцев в анаэробной глубоководной среде некомпенсированной впадины. При смене на дизаэробные условия в мендымском веке до конца позднего девона на большей части площади сохраняется глубоководное осадконакопление с формированием существенно кремнистых или карбонатно-кремнистых осадков громашорской и нижней (фаменской) части силоваяхинской свит. Различаются следующие фациальные области седиментации: железисто-известковисто-кремнистых осадков подножья склона (р. Кара, Силоваяха) и известковисто-кремнистых абиссальных равнин (р. Путью). На юго-западе территории (Пестаншорский район) образуется кремнисто-глинисто-известняковая (с прослоями известняковых конглобрекций) ассоциация, отвечающая верхней части континентального склона – та же громашорская свита и нижняя часть сибирчатаяхинской толщи. В это же время происходит внедрение габбродолеритов хенгурского интрузивного комплекса, изливаются известные за пределами листов базальты и андезибазальты мадагавожского комплекса, осуществляется активная гидротермальная деятельность. Наличие в Пайхойской подзоне среди пассивно-окраинных образований девона «экзотических эндогенных проявлений» (магматизм, повышенная сейсмическая активность, гидротермальные процессы) интерпретируется неоднозначно.

Причины активизации трактуются как «наложенный рифтогенез» [110, 134], «влияние коллизионных процессов на западной окраине ВЕК в связи с закрытием Палеоатлантического океана» [31], либо «активизация процессов деструкции платформы, появление структур сжатия в связи с поздними этапами эволюции палеоокеанического сектора» [226].

По аналогии с прилегающими более обнаженными территориями [195, 249] в Верхнесиловском районе при слабом, но почти непрерывном погружении в силуру–среднем девоне накапливаются мелководные карбонатные осадки. Для верхнеживетской части разреза отмечаются локальные участки перерывов в осадконакоплении с формированием аллитов и бокситов. В пашийское время происходит резкое опускание шельфовой зоны и начинается обширная «франская» трансгрессия. Образуются некомпенсированные впадины, на склонах которых накапливались отложения гурейтивисской толщи, характеризующие типичное для Верхнесиловского района чередование мелководных и относительно глубоководных условий седиментации. В фамене формируется отмельная карбонатная мегабанка, представленная здесь водорослевыми и детритовыми известняками сизимъюнкошорской толщи.

В ранне- и среднекаменноугольное время для Верхнесиловского района сохраняются условия мелкого шельфа с отложением слоистых и органогенных известняков, включающих прослои и пачки доломитов. По косвенным признакам в раннем визе предполагается перерыв в осадконакоплении, после чего в течении визе, серпухова и всего среднего карбона в открытом мелком море накапливаются органогенные, органогенно-обломочные и детритовые карбонаты важхановейской, сартъюской и цементозаводской свит.

В Зилаиро-Лемвинской СФЗ в карбоне наследуется предыдущий план осадконакопления. Для Карского района сохраняются глубоководные условия: турнейско–ранневизейские карбонатно-черносланцевые отложения силоваяхинской свиты интерпретируются как типично батинальные, формирующиеся в анаэробных условиях некомпенсированной впадины на глубинах до первых тысяч метров. Сходные обстановки в позднем визе и серпухове фиксируются прослоями черных кремнистых сланцев и известковистых силицитов карской свиты. Многочисленные детритовые, обломочно-детритовые, органогенные известняки в этом случае представляют собой аллохтонный тип осадков, которые периодически доставляются с шельфа к подножью континентального склона турбидными потоками. Для регионально развитой серпуховской ассоциации мраморов, сферовых и слоистых известняков к настоящему времени наиболее обоснованной представляется сформулированная А. А. Беляевым [175] «гидротермально-осадочная» модель их образования. В Пестаншорском районе (верхняя часть склона) в раннем карбоне продолжается образование склоновых обломочных известняков сибирчатаяхинской толщи. Существенно черносланцевые отложения низов карасиловской свиты свидетельствует о сохранении в Пайхойской подзоне батинальных условий и в среднем–позднем карбоне. Верхнесклоновые фации регистрируются непосредственно за южной рамкой листа существенным присутствием известняков среди черных сланцев [226]. В Пестаншорском районе отложения этого возраста не сохранились.

На рубеже карбона–перми окраина континента испытывает коробление [31], при этом в Кортаихинской подзоне на восточном краю бывшего шельфа образуется островная суша, и отложения карбона частично размываются. Затем этот участок снова погружается и здесь накапливаются мергели сизымской свиты. В Пайхойской подзоне в это время продолжается накопление углисто-кремнисто-глинистых осадков верхов каросиловской свиты. Отсутствие в осадках терригенного материала свидетельствует о том, что в ассельско–раннесакмарское время здесь продолжает существовать незакрытый Пайхойский сегмент Уральского палеоокеана.

Начало интенсивной абдукции на Пай-Хое, вероятно, приходится на середину сакмарского века (стерлитамакское время). С этого времени здесь начинает формироваться краевой прогиб, регистрируемый первым поступлением терригенного материала с надвигающегося с северо-востока коллизионного орогена.

В течении позднеакмарского и раннеартинского (бурцевского, иргинского) времени на территории Пайхойской и Кортаихинских подзон в относительно глубоководных условиях остаточного трога – предорогенного прогиба накапливаются сначала образования дистальных фаций флиша (глинистых турбидитов): петаркинская и нижняя (аргиллитовая) подсвита гусиной свиты, затем и проксимальных песчаных фаций флиша: тарханская толща и верхняя (песчаниковая) подсвита гусиной свиты.

В позднеартинско–раннекунгурское (саргинско–саранинское) время в Пайхойской и Кортаихинских подзонах синхронно начинается накопление мощных глинисто-алевролитовых толщ сатосинской толщи и бельковской свиты соответственно. Большая мощность тонкозернистого материала с редкими линзами и прослоями песчаников, практически полное отсутствие в разрезе турбидитов указывают на несомненное сходство отложений с альпийской шпировой

формацией, образовавшейся в условиях авандельты и склона дельты. В верхней части разреза названных стратонов появляются слои с мелководной фауной и алевроитопесчаные слоевые последовательности, по комплексу признаков характеризующие регрессию бассейна.

Со второй половины кунгурского века относительно глубоководный прогиб эволюционировал в мелководное эпиконтинентальное море. В течение филипповского–иренского времени формируются отложения лиуриягинской (в Пайхойской подзоне) и талатинской (в Коротайхинских подзоне) свиты. В их составе присутствуют многочисленные слои с мелководной морской фауной, прослои литоральных «штормовых» отложений (темпеститов), чередующиеся с алевропелитовыми пачками. Тестурные признаки и характер цикличности разреза свидетельствует о периодических изменениях глубины бассейна и частой смене относительно глубоководных обстановок открытого морского шельфа мелководными прибрежными фациями.

В конце кунгурского века (позднеиренское время) интенсивное осадконакопление в Коротайхинской подзоне полностью компенсирует непрерывно продолжающееся погружение. Прогиб, как морфоструктура, фактически, здесь уже отсутствует. В лагунно-континентальных условиях в течение позднеиренского–соликамского времени формируется угленосная моласса лекворкутской свиты. В это же время в Пайхойской подзоне в условиях многократной смены обстановок открытого морского шельфа, баров, лагун и побережий формируется нижняя подсвита табьуской свиты. В верхах табьуской свиты (не представленных на территории) по данным Ф. И. Енцовой, В. П. Куклева [42] в разрезе появляются пласты угля рабочей мощности. Их формирование, очевидно, связано с торфонакоплением на берегах крупных лагун, сформировавшихся на финальном этапе табьуской регрессии в уфимском веке.

Геологические свидетельства эволюции территории в поздней перми–триасе отсутствуют. На основании данных по соседним районам [31] в казанском веке на территории Пайхойской подзоны Западноуральской СФЗ формируется угленосная моласса (ерьягинская свита). Более молодые отложения здесь не известны; скорее всего, территория Пай-Хоя в конце перми полностью вовлекается в орогенное поднятие и является уже областью денудации. На площади Коротайхинской подзоны в казанский и татарский века в континентальных условиях накапливается мощная моласса угленосная печорская серия. Небольшие излияния базальтов (траппов) в раннем триасе на смежных с юга листах трактуются как проявление локального рифтогенеза в тыловой зоне орогена [31]. В среднем–позднем триасе в пределах бывшей пассивной окраины ВЕК с наибольшей интенсивностью проявились процессы складкообразования и дизъюнктивной тектоники, завершившиеся в начале юры.

К началу юры Новоземельско-Уральская мобильная область завершила свое существование. Горная страна интенсивно разрушается с формированием в депрессиях и трогах первых мезозойских осадков. Образовавшаяся складчатая система становится частью фундаментом Урало-Сибирской эпигерцинской платформы в составе Евразийского континента. В платформенный период (поздняя юра–мел) происходит пенеппенизация территории, о чем свидетельствуют остатки кор выветривания на фрагментах допозднемеловой поверхности выравнивания за пределами территории.

В конце позднего мела на описываемой территории произошло падение крупного метеорита, результатом чего явилось образование двух крупных ударных кратеров – Карского и Усть-Карского, выполненных импактными образованиями. Впоследствии (по эоцен включительно) эти впадины заполнялись опоками и глинами саяхинской толщи. С олигоцена западная часть бывшей Урало-Сибирской молодой платформы вовлекается в дифференцированные неорогенные поднятия с почти полным уничтожением чехольных образований. Серия морских трансгрессий и регрессий в неогене–квартере завершает историю геологического развития территории. Новейшие тектонические движения сформировавшие современный кряж, и история развития рельефа освещены в главе «Геоморфология».

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

ГЛАВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ

На территории листов выделяются три основных геоморфологических района: кряж Пай-Хой (максимальная абсолютная отметка здесь – 328,0 м), высокая аккумулятивно-денудационная равнина (преобладающие абсолютные высоты – 150–200 м) и Карская впадина (от 0 до 110 м). Первые два из них принято относить к Пайхойскому неорогеному поднятию.

Низкогорные массивы кряжа Пай-Хой занимают наиболее возвышенные участки площади; для них характерны протяженные гряды (превышения от 20 до 120 м) и сопряженные узкие депрессии, ориентированные по основному (северо-западному) простиранию структурных форм Центрально-Пайхойского антиклинория. Названные элементы нередко являются реликтами более древнего (мезозойского) денудационного рельефа, разрабатываемого и в настоящее время. **Холмисто-западинная высокая аккумулятивно-денудационная равнина** (с максимальным размахом высот 120–280 м) расположена по обе стороны от кряжа. Сформированная первоначально в результате неогеновых и эоплейстоценовых морских трансгрессий, она местами перекрыта ледниковыми образованиями, частично переработана экзарационными и эрозионными процессами. **Карская впадина** с системой аллювиально-морских и морских террас позднего неоплейстоцена образована на месте обширной (около 60 км в диаметре) позднемеловой Карской астроблемы.

Все три геоморфологических района разной степени расчленены речной эрозией. Гидросеть территории построена по радиальному центростремительному типу. Наиболее крупные реки (Кара, Силоваяха, Сибирчатаяха) впадают в Карское море. На отдельных отрезках долины водотоков унаследованно связаны с разрывной тектоникой, обусловившей их прямолинейность и общее направление. Основные водные артерии характеризуются чередованием узких и расширенных участков долин, как при секущей, так и согласной ориентировке русла по отношению к структурам палеозойского субстрата.

ТИПЫ И ФОРМЫ РЕЛЬЕФА

В целом Пайхойское поднятие характеризуется линейными простираниями морфоструктур с ундуляцией отдельных блоков, обусловленной дифференцированными неотектоническими движениями. Это не единственный фактор, определяющий рельефообразование. В неоген-четвертичное время имела место серия морских трансгрессий, протекавших на фоне усиливавшихся похолоданий. В неоплейстоцене периодически происходили значительные оледенения. Все это предопределило высокую влажность и резкие колебания температурного режима в регионе. Таким образом, тектоническими подвижками и климатом как основными факторами морфогенеза контролировались главные рельефообразующие процессы – денудация и аккумуляция. Наблюдаемые типы и формы рельефа явились результатом их совместной или же попеременной деятельности в отдельные этапы. По преобладанию тех или иных процессов и в соответствии с типовой легендой геоморфологических карт [16] в пределах территории выделены следующие основные генетические категории рельефа: структурно-денудационный, денудационный, аккумулятивно-денудационный, денудационно-аккумулятивный и аккумулятивный.

СТРУКТУРНО-ДЕНУДАЦИОННЫЙ РЕЛЬЕФ

В водораздельной части кряжа он проявлен в виде *гряд и массивов, предопределенных препаиривкой (J–Q): крупных пластовых тел габбродолеритов и близких мелких интрузивных тел.* Указанные подтипы сформированы по массивным и относительно крепким габброи-

дам хенгурского комплекса и ороговикованным или парапородам ордовика–силура (часто роговики широкими полосами бронируют склоны гряд) в пределах глубоко срезанного ядра антиклинория. Эти вытянутые (от 1 до 16 км), часто асимметричные (куэстообразные) формы со склонами различной крутизны (от пологих до обрывистых), возвышаются над окружающей поверхностью кряжа на 60–120 м (гг. Сопчамыльк, Черный-Из и др.). Особенно выразительны они (по протяженности и высоте) в ядрах и на крыльях некоторых антиклиналей второго порядка (Длинная, Центральная, Северная). Для гряд и массивов здесь характерны уплощенные вершины шириной 0,5–1 км и крутые склоны с коллювиальными и пролювиально-солифлюкционными шлейфами у подножий. Препарированные более мелкие силлы (бассейны рек Сибирчатаяха, Хэнгорью, Хэйяха и др.) обычно образуют серии узких (100–200 м), удлиненных (1–5 км), сравнительно невысоких (15–30 м) субпараллельных форм, разобщенных межрядовыми понижениями. Сближенные их скопления иногда формируют массивы высотой до 70 м (гг. Сендебэйиз, Оидланмыльк, Ыджыд-Веретье и др.). Обособление большинства литоморфных гряд как элементов мезорельефа, вероятно, произошло еще на этапе максимальной денудации территории – в юрско–меловое время. Дальнейшее их развитие в качестве структурно-предопределенных форм, связано с неотектоническим возрождением Пай-Хоя и продолжается до настоящего времени. Тем самым длительность формирования структурно-денудационного рельефа – с юры по квартал.

В данной категории помимо описанных (линейных выпуклых) выделяются и однонаправленные формы (в масштабе схемы самостоятельно не показываются), среди которых наиболее распространены следующие:

Уступы и склоны, предопределенные препарировкой на крыльях и замыкании антиклинория, приурочены к границе оюской (преимущественно сланцевой) и падейской (существенно кварцитопесчаниковой) свит. Породы последней, в силу своей устойчивости к выветриванию являются «пассивным» отражением геологической структуры и образуют согласные с простиранием уступы и склоны (высотой от 5 до 50 м), обычно слегка вогнутые, часто ступенчатые (в результате чередования литологических разностей различной компетентности). Обрывистые уступы формируются также на крыльях узких синклинальных складок, сложенных известняками карбона, подстилаемых кремнисто-сланцевыми отложениями силоваяхинской свиты.

Уступы и склоны, предопределенные препарировкой рельефоконтролирующих разрывных нарушений, прослеживаются на крыльях Центрально-Карского антиклинория и в Южно-Пайхойском моноклинории. Зоны дробления разломов (в основном, надвигов) легко подвергаются избирательной денудации и предопределяют заложение эрозионных врезов многих долин и прямолинейных денудационных склонов преобладающего северо-западного простиранья. Высота их до 20 м, протяженность – до 50 км.

Влияние новейшей разрывной тектоники сказалось в пространственной ориентировке линейных элементов рельефа: прямых границ возвышенных блоков педиплена, береговых линий морских террас и т. п. Сочетанием разнонаправленных дизъюнктивных систем обусловлены форма речных долин, конфигурация русел водотоков (меандры, образование петель, перехватов и т. д.), ложбин стока, ориентированных «цепочек» озер.

ДЕНУДАЦИОННЫЙ РЕЛЬЕФ

Среди поверхностей и склонов описываемого района, которые сформированы под воздействием сложного комплекса экзогенных процессов, происходивших в условиях интенсивно развивающегося морозного выветривания, выделяются три основные группы денудационных форм рельефа.

Денудационные склоны различной крутизны (Q_{II-H}) прослеживаются на отметках 80–140 м (иногда до 170 м) и обрамляют полосами (шириной до 1,5 км) возвышенные блоки педиплена (Едунейшорский, Мало-Едунейский и др.). К ним также может быть отнесена серия небольших фрагментов более низких поверхностей выравнивания в междуречьях Кара-Сибирчатаяха, Сибирчатаяха-Хэнгорью и на левобережье р. Кара. Сформированные комплексом склоновых процессов, в дальнейшем они были частично переработаны либо абразией, либо экзарацией; в настоящее время здесь протекают процессы солифлюкции, а также заметная эрозия в ложбинах ручьев и временных водотоков. Бровки и подножья склонов отчетливые, часто сглаженные, хотя крутизна их иногда достигает 15–20°. Участками склоны отчетливо прямолинейные, что свидетельствует об их тектонической предопределенности; на более крутых из них развиты глыбовые развалы. Характерны полукруглые эрозионные ниши. Активное формирование склонов началось в среднем неоплейстоцене и продолжается поныне.

Эрозионные склоны речных долин (Q_{II-H}) приурочены к бортам большинства современных водотоков. Характеризуются различными углами наклона – от пологих до крутых и обрывистых; высота их резко изменчива: от первых десятков метров (для мелких водотоков) до 100 и более метров. На крупных реках, таких как Кара, Сибирчатаяха, Саяха, Мадагавож, Хэйяха, в пределах отрезков долин, расположенных вкост простирания пород, выработаны каньонообразные (высота обрывов 15–60 м) русла, часто порожистые, с водопадами высотой от 2 до 14 м. В местах линейной эрозии рыхлых отложений долины часто расширяются (до 1 км, в редких случаях до 3 км); глубина рек 0,5–3 м, в «котлах вымывания» – до 5 и более метров. Рассматриваемые склоны и сопряженные с ними в верховьях водотоков эрозионные ниши осложняют субгоризонтальные поверхности водоразделов и усиливают пологоволнистый (пологоувалистый) характер рельефа. В целом же крутизна склонов зависит от разрабатываемого коренного субстрата (в местах его выходов к поверхности): при наличии компетентных пород они бывают обрывистыми (даже при совпадении русел с направлением структур) и преобразованы многочисленными курумами, обвалами, осыпями. Узкие и крутые эрозионные склоны образуются на участках, где водотоки подрезают аккумулятивные морские террасы. Здесь они имеют вогнуто-выпуклую форму, с обрывами в верхней части (у бровки), с осыпями в песках и оползнями в глинах, с крупными блоками просевшей породы. Склоны изрезаны промоинами временных потоков с небольшими конусами выноса в основании. В масштабе геоморфологической схемы эрозионные склоны и ниши речных долин показаны ограниченно – в верховьях отдельных крупных и средних водотоков. Время образования этих форм – средний неоплейстоцен–голоцен.

Наиболее возвышенные участки водораздельных пространств кряжа Пай-Хой занимает *холмисто-грядовая поверхность «откопанного» цокольного педиплена*, распространенная здесь на абсолютных отметках от 100 (150) до 328 м (г. Сопчамыльк). Представляет собой остаточную поверхность выравнивания (местами осложненную литоморфными грядами); сформирована она в процессе комплексной препарировки складчатых пород Центрально-Карского антиклинория. Мощность рыхлых кайнозойских отложений здесь мала (от 1 до 15 м, редко – более 20 м), и они не затушевывают особенности рельефа, выработанного в коренных породах. Сохранившиеся фрагменты кайнозойского чехла в пределах остаточной поверхности в масштабе схемы не выделены. Лишь к северо-западной границе площади по мере уменьшения роли денудации (в частности, экзарации и разрушающей деятельности многочисленных водно-ледниковых потоков) мощность этих образований увеличивается; появляются более молодые стратоны плиоцена и эоплейстоцена – вплоть до вашуткинских песков на склонах г. Черный-Из.

В зависимости от степени воздействия экзарационной и аккумулятивной деятельности среднеплейстоценового ледника выделяются два характерных участка (подвида) описываемой поверхности педиплена. В западной части территории (междуречье рр. Хэйяхи и Сопчаю) на абсолютных высотах 180–260 м наблюдается поверхность «откопанного» цокольного педиплена, *осложненная литоморфными грядами интрузивных тел* (J–K₁). Она характеризуется холмисто-грядовым и, в меньшей степени, холмисто-увалистым рельефом с относительными высотами холмов, гряд и увалов до 20 м (реже – 40 м), изобилует денудационными и структурно-денудационными останцами; время формирования – юра–нижний мел. Та же поверхность, но уже *значительно переработанная экзарацией среднеплейстоценового оледенения* (J–Q_{II}), выделяется по оси кряжа в юго-восточной части площади на абсолютных высотах 100–280 м (в пределах распространения соответствующего ледникового покрова). Характеризуется более сглаженным холмистым и холмисто-грядовым рельефом с превышениями возвышенностей над долинами до 50 м, но также содержит немало денудационных и структурно-денудационных останцов. Время ее формирования отвечает – юре–среднему неоплейстоцену.

ДЕНУДАЦИОННО-АККУМУЛЯТИВНЫЙ РЕЛЬЕФ

Эрозионно-аккумулятивный рельеф речных долин (Q_{III-H}) имеет широкое распространение в верховьях и среднем течении большинства рек района. В масштабе схемы невозможно показать частые взаимопереходы и сложные сочетания каньонообразных отрезков, чередующихся с веерообразными расширениями «аккумулятивных участков» долин. Поэтому они объединяются в этот специфический морфологический подтип рельефа. Поперечный профиль долин (в зависимости от разрабатываемого субстрата) U-образный или же V-образный. Благодаря низкому базису эрозии, в своих низовьях крупные реки Кара, Сибирчатаяха, Сопчаю, Саяха в половодье интенсивно разрабатывают берега, а с уходом воды на средний и низкий уровень превращаются в вялотекущие мелководные потоки, меандрирующие по дну корытообразных долин с обрыви-

стыми склонами (высотой до 40 м). Там, где они пересекают выходы более крепких пород, образуются перекааты и пороги с водопадами. Немалую роль в образовании эрозионных склонов долин играют снежники, которые иногда сохраняются годами. Время формирования рельефа охватывает интервал от позднего неоплейстоцена по голоцен.

Грядово-холмистая поверхность экзарационно-аккумулятивного рельефа, сформированная среднеплейстоценовым оледенением (Q_{II}), располагается на западе и северо-западе территории, обрамляет структурно-денудационные поверхности хребта Пай-Хой. Она занимает приводораздельные склоны долин рек Путью, Сопчаю и Саяхи, протягиваясь за северную границу площади. Характерный грядово-холмистый, холмисто-западинный рельеф сформирован как в результате экзарационной деятельности ледника, так и при накоплении ледниковых и водноледниковых отложений (маломощные моренные супеси и суглинки, флювиогляциальные пески с гравием и галькой). Часть равнины к северу от р. Саяха, в целом, пологоволнистая, характеризуется сглаженными склонами, субгоризонтальными плоскими водораздельными поверхностями. В южном направлении равнина становится холмистой, понижения между холмами часто заболочены. Рельеф изобилует озерными ваннами, торфяными буграми, широко развит тундровый микрорельеф (медальоны вымораживания, полигональные грунты). Время его формирования – средний неоплейстоцен.

АККУМУЛЯТИВНО-ДЕНУДАЦИОННЫЙ РЕЛЬЕФ

Поверхность морской равнины, переработанная экзарацией и водно-ледниковыми потоками среднечетвертичного и ханмейского ледников (Q_{II-III}) развита на абсолютных отметках от 80 до 170 м. Опоясывает все приподнятые блоки Пайхойского педиплена в междуречье рек Кара, Силоваяха, Сибирчатаяха и Хэйяха, а также широкой полосой протягивается по северо-западному склону Карской впадины. Формирование этого расчлененного сложно построенного рельефа происходило под воздействием многих экзогенных процессов. Поверхность, перекрытая к концу эоплейстоцена осадками морских бассейнов, позже подверглась денудации, а затем (в среднем и позднем неоплейстоцене) выпаживающей и эрозионной деятельности ледников, уничтоживших на отдельных участках не только накопленный мариний (до низов плиоцена и даже миоцена), но и коренной палеозойский субстрат. Об этом свидетельствуют и прерывистый, локально сохранившийся чехол миоцен–нижнеплиоценовых отложений (колвинская и лыжская свиты), и обширные поля элювиальных, делювиальных и десерпционных образований, развитых на уплощенных водораздельных пространствах, характерных для этого типа рельефа. Время формирования поверхности – средний–поздний неоплейстоцен.

Поверхность морской равнины, частично переработанная эрозионными процессами ($N-Q_{II}$), располагается на абсолютных высотах от 180 до 240 м в северо-западной части листа (верховья реки Саяха, междуречья Терсядаяха, Нгэмтарка, Бол. и Мал. Хубтасе). Ее холмистый и холмисто-грядовый рельеф отличается заболоченными понижениями и расчленен ветвистыми эрозионными долинами. Холмы с уплощенными вершинами (на отметках более 200 м) имеют высоту 15–20 м (реже – до 30 м) пологие и средней крутизны склоны (до 15°), осложненные ложбинами временных водотоков. Заболоченные западины – плоские или пологовогнутые – часто оконтуривают холмы и гряды. Врезы V-образных долин (до 20 м) характеризуются многочисленными эрозионными нишами в верховьях. Поверхность также осложнена множеством мелких озер термокарстового происхождения с торфяным крупнобугристым микрорельефом. Время ее формирования – неоген–голоцен.

Поверхность морской равнины, частично переработанной экзарационными процессами ($N-Q_{II}$), представлена здесь обширными фрагментами (на абсолютных высотах 130–280 м); прослеживается южнее рек Мадахаю Первая (приток р. Хэйяха) и Мадахаю Вторая (приток р. Сибирчатаяха), а также на правобережье р. Кара (верховье руч. Нганорахаяха). Сформирована на песчаных, супесчано-глинистых отложениях неогеновых и эоплейстоценовых трансгрессий Арктического бассейна. Денудационная составляющая проявлена в экзарации, а также эрозионной деятельности талых вод среднеплейстоценового ледника и (позднее) рек. Преобладающая часть равнины характеризуется сглаженными склонами и субгоризонтальными плоскими водораздельными поверхностями, часто заболоченными, изобилующими термокарстовыми воронками и озерами, торфяными буграми; широко развит тундровый микрорельеф (медальоны вымораживания, полигональные грунты). Время формирования поверхности – неоген–голоцен.

АККУМУЛЯТИВНЫЙ РЕЛЬЕФ

Представлен наиболее обширной группой поверхностей. В соответствии с ведущими рельефообразующими факторами они разделены на аллювиальные, морские и водно-ледниковые.

Плоская и пологоволнистая поверхность зандровой равнины среднеледникового оледенения (Q_{II}) развита в северо-западной части территории на абсолютных отметках 160–200 м; сформирована флювиогляциальными песками и галечными гравийниками, сильно эродирована в более поздние эпохи. В верховьях р. Саяха она «вложена» в аккумулятивно-денудационную морскую равнину, представляет собой широкие (до 5 км) заливообразные понижения с плоскими днищами и характерными цепочками озер и болот. В бассейне реки Сопчаю выполняет уже преимущественно узкие понижения, а также террасовидные ступени по периферии грядового рельефа «откопанного» цокольного педиплена. Время формирования поверхности – средний неоплейстоцен.

Поверхность, созданная аллювиально-флювиогляциальными потоками (долинный флювиогляциал) позднеханмейского времени (Q_{III}), образована аккумулятивной деятельностью водной среды при деградации ханмейского ледника. Развита в юго-восточной части территории по долинам рек Кара, Силоваяха, Большая и Малая Серью, руч. Аргишный на абсолютных отметках 60–140 м. Представлена протяженными лентами (до 15 км при ширине 0,3–1,4 км) пологонаклонного аккумулятивного террасовидного уровня, сохранившегося от последующего размыва на различных относительных высотах (преимущественно от 20 до 30 м, реже более) и имеющего четкий уклон в сторону рек. В плоских, часто заболоченных днищах долинообразных понижений наблюдаются цепочки удлинённых озер. Прадолины, возникшие на завершающей стадии деградации ханмейского ледника, характеризуются своеобразным аккумулятивным морфологическим рядом: «зандровая равнина» – «аллювиально-флювиогляциальные расширения подпруженных долин» – «аллювий долин». Время формирования объединенной поверхности – второй термохрон позднего неоплейстоцена.

При дешифрировании МАКС, изучении данных топографических карт по мезо- и микроформам рельефа, построении детальных гипсометрических профилей с вынесением на них имеющейся информации по предшествующим и собственным работам, уверенно выделяются террасовые уровни 40–60 м и от 80 (70) до 100 м, соответствующие поверхностям третьей и четвертой морских террас с хорошо выраженными бровками (рис. 5, 6).

Плоская пологонаклонная поверхность четвертой морской террасы (Q_{III}) распространена преимущественно в западном и восточном бортах Карской впадины (фрагментарно – в южной ее части) на преобладающих высотах от 80 (редко 70) до 100 (для баров до 110) метров. Бары (абсолютные отметки 102–110 м) нарушают общий плоский характер поверхности. Эта терраса вложена в более древние морфологические элементы; границы палеобереговой линии достаточно четкие, они имеют абразионный характер на мысах и специфические цепочки баров вдоль лагунных берегов. В западной части площади описываемая поверхность отделяется от среднеледникового экзарационно-аккумулятивной равнины и морфоструктур хребта Пай-Хой абразионным уступом, на востоке уступ трактуется как структурно-абразионный. В рассматриваемый таксон вложены третья аллювиально-морская терраса, а также пойма, первая и вторая надпойменные аллювиальные террасы. На его поверхности, сформированной морскими песками и алевритами, широко развиты бугры пучения, полигональные грунты. Четвертая морская терраса сильно эродирована в более поздние эпохи; время формирования – первый термохрон позднего неоплейстоцена.

Плоская пологонаклонная поверхность третьей бассейновой террасы (Q_{III}) развита в пределах Карской впадины на абсолютных высотах от 40 до 60 м (абсолютные отметки баров 60–75 м). Она изобилует озерами и протоками, широко проявлен тундровый микрорельеф – бугры пучения, полигональные грунты. В нее вложены (с размывом) вторая морская терраса, а также комплекс молодых аллювиальных террас. Время формирования поверхности – второй термохрон позднего неоплейстоцена.

Плоская пологонаклонная поверхность второй морской террасы (Q_{III}) располагается в Карской впадине на абсолютных отметках от 25 до 40 м (для баров – от 43 до 53 м); ширина ее достигает 22 км (междуречье Сопчаю и Саяхи). На поверхности развиты многочисленные озера, протоки, старицы, спущенные озерные котловины, бугры пучения, полигональные грунты, термокарстовые воронки и озера. В нее вложены первая и современная бассейновые террасы, а также пойма, первая и вторая аллювиальные террасы. Время формирования поверхности – третий термохрон позднего неоплейстоцена.

Поверхность дельт и лагун второго аллювиально-морского уровня (Q_{III}) развита в Карской впадине по долинам современных рек Путью, Сопчаю, Сибирчатаяха, Кара, Саяха. Дельтовая

часть представлена в долинах двух последних на абсолютных отметках от 30 до 60 м, лагуны – по остальным упомянутым рекам (абсолютные отметки 25–40 м). Поверхность сформирована аллювиально-морскими разнородными песками, алевритовыми песками и суглинками дельт и эстуариев. В нее вложены более низкие бассейновые террасы (первая и современная) и тот же комплекс аллювиальных террас, что и для вышеописанной поверхности. Время формирования второго аллювиально-морского уровня – третий термохрон позднего неоплейстоцена.

Плоская поверхность первой бассейновой террасы (Q_{III}) фрагментарно развита в пределах Карской впадины на абсолютных отметках от 10 до 25 м. Вложена во вторую морскую террасу. Границы ее достаточно четкие и определяются (на отдельных участках) абразионными уступами. Поверхность, сформированная исключительно морскими осадками, в целом, ровная, часто заболоченная, с многочисленными осложняющими ее более поздними старицами и спущенными озерными котловинами; широко развиты бугры пучения, полигональные грунты. Время формирования – четвертый термохрон позднего неоплейстоцена.

Волнистая поверхность первого аллювиально-морского уровня (Q_{III}) распространена в том же районе (долины рр. Кара и Сибирчатаяха) на абсолютных отметках от 10 до 30 м. Сформирована аллювиально-морскими отложениями – преимущественно дельтовыми алевритовыми песками с прослоями супесей, реже – гравийными галечниками. Также вложена во вторую морскую террасу. Рельеф поверхности слабоволнистый, с участками заболачивания, старицами, спущенными озерными котловинами, буграми пучения, полигональными грунтами. Время ее формирования – четвертый термохрон позднего неоплейстоцена.

Пологоволнистая морская и аллювиально-морская современные террасовидные поверхности (Q_n) развиты на побережье Байдарацкой губы и в пределах Карской впадины на абсолютных отметках от 0 до 8 (иногда до 11) метров. Вложены в первую и вторую бассейновые террасы. Для побережья Карского моря характерны береговые валы, пляжи и лайда. Береговые валы (выполнены морскими галечниками и песками) имеют протяженность до 3 км, ширину до 250 м и относительные высоты до 6 м. Пляж обычно шириной до 500 м, в районе устья р. Кара – до 3 км. Лайда (временами затопляемая морем) сильно «заозеренная», с плоской, слабонаклонной, поверхностью; ширина ее до 2 км, абсолютные отметки до 2,5 м. В пределах Карской впадины на высотах до 5 м выделяется аллювиально-морская поверхность, затопляемая реками (при разливах); она сформирована дельтовыми песками, алевритами и глинами при одновременном участии морского и аллювиального факторов. Время образования поверхности – голоцен.

Пологонаклонная поверхность третьей надпойменной террасы (Q_{III}) выделена в долинах рек Сопчаю и Кара на относительных высотах от 15 до 20 м; в их низовьях (вблизи перехода в третью бассейновую террасу) относительная высота этой аллювиальной террасы постепенно увеличивается до 25–35 м. Ширина площадок достигает 1,4 км (в долине р. Кара). Сложена песками, песчано-гравийными и валунными галечниками, старичными глинами и суглинками. Время ее формирования – второй термохрон позднего неоплейстоцена.

Ступенчатая поверхность поймы, первой и второй надпойменных террас объединенная (Q_{III-n}) широко распространена в долинах всех крупных рек района (Кара, Силоваяха, Сибирчатаяха и др.) и большинства более мелких водотоков. Для каждого из элементов этого подразделения характерно аномальное увеличение их относительных отметок по мере приближения к субсинхронным бассейновым террасам, в которые они фациально переходят. Так, если обычное превышение над урезом воды для высокой поймы составляет 3–3,5 м, то в низовьях крупных рек – достигает 5,5–6 м и более, а ширина площадки – 2,3 км. Первая надпойменная терраса, развитая на относительных высотах 5–7 м, в нижнем течении крупных водотоков повышается до 9–12 м (редко до 17 м – и даже до 20 м – на р. Сибирчатаяха); в последнем случае ширина этой террасы достигает 1,2 км. Вторая надпойменная терраса наиболее хорошо проявлена на реке Сопчаю, что обусловлено частичной перестройкой ее долины на соответствующем этапе. Поверхность террасы расположена на относительных высотах 8–12 м, в низовьях рек она достигает 17–24 м; максимальная ширина площадки – 1,6 км (среднее течение р. Сопчаю). Время формирования поверхности определяется интервалом от третьего термохрона позднего неоплейстоцена по голоцен.

ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ РЕЛЬЕФА

Эволюцию рельефа непосредственно на территории можно проследить лишь с неогена. Более древняя история становления современного геоморфологического плана Карской площади устанавливается при анализе фрагментов мезозойско–раннекайнозойских образований и коррелятивных им денудационных морфоструктур в соседних районах. Выделяется несколько основ-

ных этапов рельефообразования: коллизионный орогенез; мезозойская денудация; поздне-мезозойско–раннекайнозойские локальные неотектонические блоковые подвижки земной коры; средне-позднекайнозойские обширные неорогенические движения в области края и синхронные эпейрогенические колебания уровня Арктического бассейна на фоне плейстоценовых оледенений и морских трансгрессий.

Коллизионный орогенез, завершившийся в позднем триасе, сформировал структуры Урало-Новоземельской складчатой системы, главные из которых представлены здесь Центрально-Пайхойским антиклинорием, Северо-Пайхойским синклинорием и Южно-Пайхойским моноклинорием. В результате мезозойской (позднетриасово(?)–юрской) комплексной денудации древний обширный ороген («палео Пай-Хой») был преобразован в новую структурную поверхность – пенепплен. Некоторая тектоническая перестройка в раннем мелу, фиксирующаяся сменой режима осадконакопления (с морского на континентальный) на востоке Тимано-Печорской платформы [107] и в Западной Сибири [100], вероятно, положила начало формированию на месте пенепплена обширной региональной поверхности выравнивания – педипплена. На этих этапах на территории современного хребта Пай-Хой обособляются протяженные гряды (в основном северо-западного простирания), низкогорные массивы и увалы, сложенные скальными палеозойскими породами. В конце позднего мела (граница сантона–кампана) происходит космогенное катастрофическое событие: вследствие падения метеорита в области современного устья р. Кара образовалась обширная (диаметром до 56 км) Карская впадина, заполняемая в дальнейшем (кампан–эоцен) отложениями мелководного бассейна. Границы астроблемы геоморфологически четко выражены лишь на отдельных участках; в других местах они сnivelированы более поздними денудационными процессами, в частности, абразией, сопровождавшей морские трансгрессии в пределы упомянутой впадины.

В неогене–эоплейстоцене региональное поднятие происходило в режиме колебательных движений, что привело к многократным перестройкам гидросети и нескольким трансгрессиям Арктического бассейна. В результате образовалась обширная аккумулятивная равнина, сложенная морскими, аллювиально-морскими и ледово-морскими отложениями, переработанная в более позднее время денудационными процессами. Воздымание территории и активизация неотектонических движений в конце эоплейстоцена–начале неоплейстоцена привели к регрессии вод Арктического бассейна по всему региону [26, 28] и усилению комплексной денудации на всей площади. Как результат, в пределах морфоструктуры Центрально-Пайхойского поднятия к среднему неоплейстоцену частично был вскрыт погребенный под неоген–эоплейстоценовыми осадками рельеф мезозойского педипплена. В среднем неоплейстоцене территория подвергалась воздействию обширного палеоледника с центром на Полярном Урале; здесь данное оледенение носило покровный характер. В результате выпахаивающей деятельности ледника и его последующей деградации (таяния) были сформированы обширные экзарационно-аккумулятивные и флювиогляциальные поверхности. В позднем неоплейстоцене территория подверглась неоднократным трансгрессиям Арктического бассейна, сформировавшим в пределах Карской впадины серию бассейновых террас. На юго-востоке площади эрозионно-аккумулятивная деятельность талых вод ханмейского ледника, центр которого реконструируется также на Полярном Урале (границы его распространения установлены на более южных листах) привела к образованию обширных участков зандровых равнин и палеодолин. Сброс талых вод осуществлялся в северном направлении по долинам рек – Силоваяха и Кара, где сформировался ярко выраженный аккумулятивно-эрозионный рельеф.

Заложение современной гидросети района происходило субсинхронно с поздне-неоплейстоценовыми прерывистыми ингрессиями моря в Карскую впадину. Это приводило к постепенному сокращению площади Байдарацкой губы и наращиванию аллювиальных и аллювиально-морских (все более молодых) террас в низовьях всех рек. В невьянское время частичная перестройка речной сети, возможно, связана с очередной активизацией неотектонических движений на Пай-Хое. Особенно ярко она проявлена в долинах рек Сопчаю, Путью, Путтьвис, Путьяряха и Саяха, где наиболее активно происходили речные перехваты русел и формирование второй надпойменной террасы. В настоящее время продолжают развиваться процессы, связанные как с размывом речных берегов, так и избыточной аккумуляцией в долинах перед местными базисами эрозии, что приводит к образованию многочисленных перекатов, отмелей и островов. Колебания уровня моря способствуют формированию вдоль современной береговой линии баров, переям и пересыпей, а также лагун, пляжей и лайд. В целом же характер морского берега – преимущественно аккумулятивный.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Месторождения полезных ископаемых на площади отсутствуют, однако, она характеризуется значительным числом проявлений и пунктов минерализации как металлических, так и неметаллических видов сырья. Всего на карте учтен 301 объект, в том числе 56 проявлений (П), 150 пунктов минерализации (ПМ), 33 шлиховых потока (ШП), 1 шлиховой ореол (ШО), 3 гидрохимических ореола (ГДХО), 24 вторичных геохимических ореола (ВГХО), 20 литохимических потоков рассеяния в рыхлых отложениях (ВГХП), 2 гидрохимических потока рассеяния (ГДХП), 7 точечных литохимических проб в коренных породах (ПГХПр) и 5 – в рыхлых отложениях (ВГХПр). Для коренных объектов установлена принадлежность к 8 генетическим типам, 18 рудным формациям.

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ЧЕРНЫЕ МЕТАЛЛЫ

ЖЕЛЕЗО

Известные объекты представлены пятью пунктами минерализации собственно железа (железородной сидеритовой формации). Кроме того, обильная пиритизация отмечена в хенгурской и оюской свитах, в «подьяшмовой» пачке громашорской свиты, в низах разреза нижней перми. Крупные скопления пирита наблюдались в нижнем визе на рр. Хэнгорью, Кара (вблизи устья р. Мал. Серью), в падейской свите на р. Кара [216].

Сингенетические руды железа выявлены в карбонатных силицитах падейской, громашорской, силоваяхинской свит [226]. В первой из них железо резко преобладает в составе полезных компонентов; снизу вверх по разрезу состав карбонатов изменяется от анкеритов (в нижней части эмского уровня) до сидеритов (в его верхней части) и далее к карбонатам железа и марганца в живетских ассоциациях. Редкие линзы и прослои (от 2 до 15 см) пиритизированных кремнисто-глинистых пород приурочены к пачке сланцев, залегающей на характерном горизонте с конкрециями баритов; содержание Fe_2O_3 10–25 %. На верхнеэмском уровне сидериты преобладают в пачке переслаивания кварцевых песчаников, кремнисто-глинистых и глинистых сланцев; они отличаются почти постоянным присутствием пирита и характерным налетом оксидов железа на выветрелой поверхности. Наиболее часто карбонаты железа встречаются в прослоях (2–5 м) и пакетах (10–25 м) кремнисто-глинистых сланцев (*пункт минерализации* III-4-35). При дробном переслаивании последних с песчаниками карбонаты железа слагают единичные линзы – *пункты минерализации* III-4-52, 55; IV-4-6, 8. Суммарная мощность рудоносных прослоев предположительно может достигать 8–12 м. Содержания Fe_2O_3 20–30 % для анкерита и 35–48 % для сидерита. По результатам ПКСА карбонаты железа характеризуются повышенными концентрациями Zn (0,01–0,05 %), в единичных пробах до 0,2–0,3 % (*пункт минерализации* III-4-52). В живетской части падейской свиты наряду с сидеритом и анкеритом содержатся олигонит и кутнагорит [226]. В пачке кремнистых сланцев отмечаются редкие линзы и конкреции с содержанием Fe_2O_3 25–30 %, MnO 5–8 %. Стратиграфически выше встречаются прослои, линзы и караваеобразные конкреции олигонитов. Эта кремнисто-сланцевая ассоциация характеризуется суммарной мощностью карбонатов железа (в т. ч. с марганцем) от 4 до 7 м при содержании Fe_2O_3 13,35–34 %, MnO 5–13,5 %.

МАРГАНЕЦ, ЖЕЛЕЗО

Первые сведения о находках оксидных марганцевых руд на территории Пай-Хоя приводятся П. В. Виттенбургом в отчете о результатах Новоземельской экспедиции 1921 года. В 1930-х годах эта информация была многократно подтверждена сообщениями геологов Вайгачской экспедиции (П. В. Виттенбург, Д. Н. Покровский, А. А. Музылев), осуществлявших геолого-съемочные и поисковые работы в нижнем течении рр. Силоваяха и Кара. В 1936 г. С. Н. Волковым и А. К. Крыловой марганцевое оруденение впервые было установлено в коренном залегании среди брекчированных кремнистых сланцев на р. Силоваяха. С конца 1940-х годов исследования продолжены геологами НИИГА, марганцевые руды встречены на руч. Едунейшор и Нядэйяха. После первых поисковых работ [212, 237] был сделан вывод о низком качестве марганцевых руд и малых масштабах оруденения. К тому же заключению пришли позднее геологи Воркутинской геологоразведочной экспедиции [216]. Отмечалась приуроченность оксидного оруденения к зонам трещиноватости и тектонического дробления обогащенных марганцем верхнедевонских яшмовидных пород. Стратифицированные карбонатные марганцевые руды на Пай-Хое впервые установлены в 1979 г. сотрудниками ИГ КФ АН СССР [138, 139, 188], впоследствии они доизучены геологами ОАО «Полярноуралгеология» при ГС-50 [226]. В 2006–2010 гг. в процессе ГДП-200 [195, 196] авторским коллективом проведена ревизия многих известных пунктов марганцевой минерализации, а также изучение новых выходов фаменского рудоносного интервала.

Сингенетические (стратиформные гидротермально-осадочные) руды марганца (с сопутствующим железом) относятся к железо-марганцевой вулканогенно-терригенно-кремнисто-карбонатной формации. Концентрации марганца, на порядок и более превышающие региональный фоновый уровень, по результатам предшествующих исследований установлены практически во всех среднепалеозойских стратонах Лемвинской минерагенической зоны [226]: в нижне-среднедевонских карбонатах и карбонатных силицитах падейской свиты, фаменских яшмоидах, карбонатах и карбонатных силицитах громашорской и силоваяхинской свит, а также в кремнистых карбонатах карской и карасиловской свит. В последних обычно преобладают низкие содержания MnO (2–4 %, редко до 11 %), из-за чего они не вынесены на карту.

Падейский марганценосный уровень (*пункты минерализации* III-4-25, 31; IV-4-1, 2, 31, 32, 37, 64) характеризуется присутствием в углисто-глинисто-кремнистых сланцах нескольких (до четырех) горизонтов карбонатно-кремнистых конкреций с содержаниями MnO от 7 до 20 % и Fe₂O₃ до 30 % [138, 139, 226]. От подошвы к кровле свиты изменяется состав карбонатов (см. выше – подраздел «Железо»). Рудные тела имеют форму уплощенных «поленьев» (длиной до 2 м, мощностью до 0,3 м) и являются будинированными минерализованными «прослоями».

Верхнедевонские марганценосные отложения имеют наибольшее распространение; данный уровень отвечает фамену и выделяется на границе громашорской и силоваяхинской свит. Внизу он сложен маркирующим горизонтом красноцветных яшмовидных силицитов, которые выше сменяются чередованием углеродсодержащих кремнистых известняков, карбонатно-кремнистых сланцев и темноцветных карбонатных силицитов. Мощность фаменского марганценосного уровня 30–60 м. Марганцевые руды образуют маломощные (0,2–2,0 м) пластовые и линзовидные тела, которые нередко объединяются в более крупные (до 11 м) разубоженные вмещающим безрудным веществом серии, приуроченные к верхней его части. По минеральному составу выделяются два главных типа марганцевых руд: кутнагоритовые и сидерородохрозитовые; менее распространены родонит-родохрозитовые разности, фиксируемые в яшмоидах как «минеральная примесь» или в виде маломощных линз [226]. Существует закономерность в распределении этих минеральных типов. Кутнагоритовое (*пункты минерализации и проявления* II-2-1, 4; III-1-46, 51; IV-3-9, 16, 19, 20; IV-4-24, 34, 36, 59) и родонит-родохрозитовое (*пункты минерализации и проявления* III-4-47, 49; IV-2-5; IV-4-4, 15, 20, 24, 34, 36, 55, 59) оруденение устанавливается в карбонатно-кремнистых ассоциациях названных свит, причем часто в едином разрезе; сидерородохрозитовые руды фиксируются исключительно в «суперкремнистых» фациях данных стратонов (*пункты минерализации и проявления* III-4-29, 40, 48; IV-4-56).

Кутнагоритовые руды обычно тонкослоистые буро-коричневые, с поверхности и по плоскостям отдельности покрыты пленками Mn-оксигидроксидов. Кроме кутнагорита в них присутствуют родохрозит, манганодолomit, манганокальцит, кварц, в отдельных образцах также клинохлор и стильномелан; в небольших количествах установлены пирит, галенит, халькопирит, сфалерит, кобальтин, зигенит, пирофанит, барит, Pb-родохрозит, циркон, апатит, монацит, в единичных образцах (*проявление* III-1-51) – редкие минералы Pb, Zn, Cu, Bi и Ag; в зонах окисления развиваются оксиды марганца (рансьеит, криптомелан, тодорокит, гидроксид-асболан). Содержание Mn в кутнагоритовых рудах варьируют от 11,3 до 33,06 % (в среднем около 21 %),

кремнезем составляет 6–43 %, окись кальция – 19,11–36,2 %. Установлены повышенные концентрации бария, стронция, серы, мышьяка, а также цветных металлов (г/т): Zn – 250–900, Pb – 200–430, Cu – 120–200, Ni – 150–250, Co – 160–340. В некоторых объектах (*пункт минерализации* III-1-46) Co и Ni проявляются на поверхности руд примазками эритрина и аннабергита. Относительные содержания фосфора составляют от 0,001 до 0,015 % на 1 % марганца [196].

Родонит-родохрозитовое оруденение фиксируется [226] наличием среди яшмовидных пород карбонатов железа и марганца (MnO – 6,8–10,6 %), а также родонитовыми яшмоидами (MnO до 21,4 %). Во всех разновидностях в переменном количестве присутствуют стильпномелан, амфиболы, пироксеноиды, гематит, магнетит, гранат (?).

Сидерородохрозитовые руды – темно-серые массивные породы сходного с известняками облика, но отличающиеся большей плотностью и густыми индигово-черными налетами гидроокислов марганца на поверхностях выветривания. Главными минералами являются железистый родохрозит (сидерородохрозит; содержание Fe около 0,25 ф.е.) и кварц (SiO₂ 10–55 %), второстепенные и акцессорные минералы представлены кальцитом, доломитом, низкожелезистым родохрозитом, обломками микроклина, гидратированной глиноземистой слюдой (гидромусковит?), баритом, апатитом и пиритом. Гипергенная минерализация включает оксиды и гидроксиды марганца и железа (криptomелан, пиролюзит, рансьеит, гетит, гематит), а также халцедон, кальцит и гипс. Полезными компонентами руд являются MnO (до 33,7 %) и Fe₂O₃ (до 17,4 %) [196]. Ниже приводится краткое описание типичных проявлений стратиформных марганцевых руд.

Проявление Хэйяхинское (III-1-51) располагается на р. Хэйяха в 0,9 км выше устья руч. Хэнгорсё; установлено при ГДП-200 [196]. Оруденение приурочено к верхней части горизонта яшмоидов. Минерализованная зона представлена двумя сближенными пластами кутнагоритовых руд общей мощностью от 1 до 3,4 м и протяженностью (по серии обнажений) 1,3 км. Рудовмещающие породы – темноцветные полосчатые карбонатные силициты с включениями пирита и линзами кутнагоритсодержащих сланцев. В подрудной части мощность пачки до 1 м, в надрудной – 1,0–1,2 м, межрудный интервал – 0,4–0,6 м. Анализ штучных проб показывает содержание MnO от 12,5 до 21,4 % (SiO₂ – 5,19–17,7 %, CaO – 29,1–36,2 %); в бороздовых пробах (по шести профилям) концентрации MnO снижаются до 10,5–17,4 % за счет кремнистых прослоев (10–30 % от объема борозды). Относительное содержание фосфора составляет 0,0057–0,0189 % на 1 % Mn (среднее значение – 0,0095 %). Повышенные концентрации MnO (до 14,1 %) установлены и в рудовмещающих темноцветных силицитах.

Проявление Аргишное (IV-4-24) изучено при ГС-50 [226], доисследовалось в процессе ГДП-200 [196]. Сдвоенный горизонт марганценосных яшмоидов приурочен к ядру антиклинали и прослежен на расстояние около 1,5 км. На проявлении выполнены детальные геохимические поиски по сети 100×25 м, магниторазведка по сети 250×50 м, заверочные горные работы, поисковые маршруты, проведено сколковое и бороздовое опробование. В кровле громашорской и основании вышележащей силоваяхинской свиты (мощность ассоциации около 50 м) содержатся прослой родохрозитовых и родонитовых силицитов и кутнагоритов. Повсеместно развита оксидная минерализация по стратиформным карбонатным марганцевым рудам. Горизонт яшмоидов (мощностью более 23 м), включает два пласта (1,1 и 2 м) родонитовых силицитов (содержание MnO соответственно 16,4 и 23 %), а также два прослоя по 0,5 м кремнистых кутнагоритов с содержаниями MnO 14 % и 17 %. Анализ штучных проб кутнагоритовых руд дают значения MnO в пределах 13,7–26,8 % (P – 0,006–0,013 % на 1 % Mn). Усредненное содержание MnO на пласт – 8,3 %. В прослоях мраморизованных кремнистых известняков отмечаются налеты медной зелени, иногда вкрапленность халькопирита и халькозина (концентрации меди – 0,01–0,1 %). По результатам геохимических поисков оконтурены моноэлементные аномалии Ni, Co, Cu, Pb, P₂O₅, Mo, Ti, большинство из которых совпадают с высококонтрастными аномальными полями Mn.

Проявление Мадагинское (IV-4-56) приурочено к «суперкремнистым» фациям громашорской и силоваяхинской свит. Здесь выявлено 12 линейных участков марганцевой минерализации, преимущественно расположенных вдоль русла р. Мадагаяха (левый приток р. Силоваяха). Рудоносный горизонт (яшмоиды и карбонатно-кремнистые породы) имеет мощность 7–10 м; по результатам бурения предполагается мелкочешуйчато-надвиговая его структура. В этом интервале содержания MnO варьируют от 0,7 до 26,9 % [226]. Оруденелые углисто-карбонатно-кремнистые сланцы содержат пленки Mn-гидроксидов; в интенсивно окисленных карбонатных (сидерородохрозитовых) марганцевых рудах устанавливаются участки развития сливных оксидных руд, мощностью 0,5–0,8 м (местами до 1,2 м). Выходы сидерородохрозитов подчеркиваются аэромагнитными [170] и геохимическими аномалиями Mn, Ni, Co, Cu, Ti, Ag, Mo, P₂O₅, Zn [226]. По результатам дополнительных исследований при ГДП-200 анализы бороздовых проб

показывают диапазон концентраций MnO от 13,9 до 33,7 %, высокие содержания Fe₂O₃ (8–17,4 %) и SiO₂ (11,5–55,4 %); относительные содержания фосфора составляют 0,006–0,036 % на 1 % Mn (в среднем 0,020 %) Пространственное совмещение оруденелых пород с зоной надвига способствует формированию здесь марганценовых кор выветривания. На северо-восточном фланге проявления установлено прожилковое оксидное железо-марганцевое оруденение, приуроченное к зоне интенсивной трещиноватости и брекчирования яшмоидов [196].

Эпигенетические руды относятся к формации марганценовых кор выветривания инфильтрационного типа. На площади листов зафиксировано 2 проявления (II-2-2; IV-4-48) и 5 наиболее значимых *пунктов минерализации* (III-4-27, 38; IV-4-38, 43, 46) этого типа. Большинство их связано с корами выветривания по фаменскому марганценовому уровню или локализовано в пространственной близости от него. В линейных корах выветривания рудовмещающими иногда являются зоны (0,1–1 м) тектонических брекчий, в них обломки яшмоидов или силицитов сцементированы колломорфными и почковидными агрегатами оксидов марганца и железа. Сходные выделения зафиксированы в зальбандах кварцевых жил и прожилков. Мощность гипергенных минерализованных зон составляет до 1,5 м, протяженность до 20 м. Содержания MnO изменяются от 2,8 до 17,1 %, редко достигая 45 %. В элювиальных развалах наблюдаются скопления обломков (0,2–0,3 м), сложенных почко-, гроздевидными и трубчатыми агрегатами вернадита, криптомелана и псилломелана, иногда цементирующими фрагменты первичных силицитов; содержания MnO в них достигает 53–55 %. По сравнению с первичными яшмоидами, на участках с оксидной минерализацией возрастают концентрации Ni (0,013–0,015 %), Co (до 0,01 %), Ba (до 0,3 %) и Zn (до 0,3 %). В единичных *пунктах минерализации* (III-4-27, 31), связанных с динамокластитами на замыкании Центрально-Пайхойского антиклинория, вторичные оксиды и гидроксиды железа и марганца (Fe₂O₃ – 12,6–33,7 %, MnO – 6–15 %) присутствуют совместно с вторичными фосфатами (P₂O₅ – 5,7–16,7 %, Zn – 0,2–0,55 %) [226]. Выделяются две разновидности оксидных руд: существенно марганцевые (Mn – 10–55,8 %, Fe – 0,6–10 %) и марганцево-железистые (соответственно от 4–18 и 13–31 %). Средневзвешенные содержания марганца (на мощность 0,5–4 м) в этих разностях соответственно 11–28 и 5–10 %. В рудах установлены криптомелан, браунит, вернадит, пиролюзит, псилломелан, манганит, голландит, гематит, гидротематит, гетит.

Проявление Путьюское (II-2-2) установлено при ГДП-200 [196], располагается в верховьях р. Путью и характеризуется широким развитием складчатых и разрывных деформаций. Субстрат (фаменский марганценовый интервал) здесь отличается специфическими особенностями: отсутствуют маркирующие красноцветные яшмоиды. Вместо них кровлю громашорской свиты слагает пачка буро-зеленых силицитов, также с повышенными концентрациями марганца и железа. Наряду с первичными кутнагоритсодержащими породами (Fe₂O₃ – 5,67–15,6 %, MnO – 3,5–10,8 %) широко распространены скопления вторичных оксидных марганцевых руд, приуроченные к зонам трещиноватости и гидротермальной проработки глинисто-карбонатно-кремнистых сланцев и силицитов в системе секущих малоамплитудных разрывов северо-восточной ориентировки. Мощная линейная кора выветривания вскрыта горными выработками и прослежена на расстояние до 150 м. Она представлена сильно дезинтегрированными, измененными (осветленными, выветрелыми) породами; участки с оксидной минерализацией имеют мощность от первых метров до первых десятков метров. Рудное вещество наблюдается в виде сплошных масс и тонких прожилков; часто встречаются оруденелые брекчированные породы, в которых оксиды железа и марганца цементируют угловатые обломки вмещающих пород. В береговых обрывах на участках наиболее интенсивного дробления рудные массы представлены слаболитифицированным и рыхлым материалом с сохранившимися включениями плотных массивных руд и обломков первичных пород. По результатам бороздового опробования содержания Mn и Fe в оксидных рудах достигают соответственно 41 и 10 %; максимальные значения по штучному опробованию отмечены для рыхлых сажисто-черных псилломелан-манганитовых руд – до 58 % Mn. Средневзвешенные содержания Mn составляют 28 % (на интервал 2,2 м) и 12 % (на интервал 4,1 м). При мощности пересекаемых разломом и эпигенетически измененных марганценовых фаменских отложений около 40 м и с учетом их залегания протяженность линейных минерализованных зон предположительно составляет 200–250 м. Сходный характер оруденения предполагается и по простиранию громашорской и силоваяхинской свит в северо-западном направлении.

Проявление Едунейшорское (IV-4-48) расположено на левом берегу р. Силоваяха вблизи устья ручья Едунейшор. Предшествующими работами [226] на протяжении 0,6–0,7 км установлены интенсивно рассланцованные и катаклазированные силициты громашорской свиты с минерализованной зоной мощностью от 1 до 8 м. Последняя характеризуется серией согласных жил (2–50 см) кварц-псилломеланового, псилломелан (криptomелан)-кварцевого и существенно

криптомеланового состава. Среди рудных минералов распространен также пиролюзит. Оксиды марганца нередко являются цементом для обломков измененных пород в маломощных зонах дробления, а также слагают тонкие прожилки во вмещающих сланцах и силицитах. Непосредственно в жильных зонах и брекчиевых рудах концентрации Mn меняются до 8,5–20,8 %, отмечаются пероксидные марганцевые руды с содержанием Mn до 55,8 %. Текстуры руд прожилковые, брекчиевые, массивные. При ГДП-200 [196] минерализованная зона прослежена в северо-северо-западном направлении на 900 м и согласуется с ориентировкой разломов второго порядка. Описанный предшественниками южный фланг рудопоявления прослежен на 150 м по разрозненным выходам в левобережных обрывах р. Силоваяха. Северный фланг, вскрывающийся в верховьях первого правого притока руч. Едунейшор, представлен интенсивно оруденелыми измененными сланцами, содержащими мощные корки, сливные и натечные агрегаты оксидов марганца и железа, а также обильные высыпки массивных железо-марганцевых руд. В коренном залегании рудная залежь сохранилась частично, видимая мощность оруденения 1 м. Химический состав оксидных руд соответствует их железо-марганцевым разновидностям. Максимальное содержание MnO в бороздовых пробах составляет 19,39 %. Руды северного фланга отличаются повышенными концентрациями Fe₂O₃ (до 32,8 %).

ВАНАДИЙ

Геохимические особенности черных сланцев территории установлены при специализированных исследованиях [142]; они характеризуются ассоциацией V, Mo, Ag и цветных металлов с преобладающей сорбированной формой их накопления аквагенным органическим веществом. Надкларковые содержания этих элементов в типичных представителях этих пород на различных стратиграфических уровнях устанавливаются и по другим имеющимся материалам. Так, существенно превышают кларк (в 5–10 раз) и региональный фон средневзвешенные содержания V, Mo и Ag в черносланцевых отложениях оюской, силовыхихинской и карасиловской свит [226]. Описываемая минерализация относится к рудной формации молибден-ванадиеносных сланцев. При регистрации аномалий этого металла в ранге пунктов минерализации приняты содержания V₂O₅ в диапазоне 0,11–0,14 %.

Для оюской свиты наиболее высокие средние содержания ванадия – 0,07–0,1 % (максимальные – более 0,1 %) отмечаются в прослоях черных листоватых углисто-кремнисто-глинистых сланцев (*пункт минерализации* III-4-39); несколько ниже они для углисто-глинисто-кремнистых и углисто-фосфатно-глинисто-кремнистых сланцев. Во всех указанных разновидностях отмечаются также аномальные концентрации Mo (0,001–0,007; максимум ≥0,01 %) и серебра (0,6–2,0; максимум 6 г/т). По результатам ПКСА черных сланцев по руч. Морейшор содержания Mo в большинстве проб составляют 0,001–0,006 %, в трех пробах достигают 0,011–0,012 %. В пределах площади наиболее высокий уровень средневзвешенных содержаний ванадия (0,09 %) устанавливается для черносланцевых отложений верхнедевонско–нижнекаменноугольной силовыхихинской свиты (*пункты минерализации* III-4-41; IV-4-17). По средним содержаниям Mo и Ag они сходны с силурийско–нижнедевонскими черными сланцами. Нижневизейские фтаниты (с повышенными содержаниями органического вещества и глинистой составляющей) отличаются довольно высокими средними концентрациями V (0,06 и 0,03 %), Mo (0,002 и 0,001 %), Ag (1 и 0,2 г/т). Углисто-глинисто-кремнистые и углисто-кремнисто-глинистые сланцы того же возрастного уровня характеризуются содержаниями V₂O₅ в пределах 0,06–0,23 %, редко 0,43 %. Сходные аномальные содержания ванадия предполагаются на всех участках развития данных пород силовыхихинской свиты. Черные сланцы карасиловской свиты отмечены заметным снижением средневзвешенных содержаний ванадия (до 0,04 %) и резко аномальными средневзвешенными концентрациями Mo (0,005 %) и Ag (4,2 г/т).

Аномальные концентрации сопутствующего ванадия фиксируются также в ассоциации с Cu, Zn [21] и аморфными алюмофосфатами (в последних – иногда достигают 0,4 %) [226], что охарактеризовано в соответствующих подразделах.

ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ

МЕДЬ

Медное оруденение на площади проявлено относительно широко. В моноэлементном выражении оно относится главным образом к медно-кварцевой жильной рудной формации (гидротермальный тип). *Пункты минерализации* установлены в бассейне р. Ханавэйяха (III-3-4, 8) и в

районе оз. Варкто (IV-4-14); представлены кварцевыми и кварц-кальцитовыми жилами (среди отложений карской и оюской свит), несущими вкрапленность халькопирита с малахитом и азуритом, редко флюоритом [22].

Медная минерализация, возможно имеющая стратиформный характер (рудная формация не определена) [232], проявлена на северо-восточном крыле Центрально-Пайхойского антиклинория. Она приурочена к прослоям кремнистых мраморизованных известняков среди силицитов контакта громашорской и силоваяхинской свит (*пункты минерализации* IV-2-10, 12; IV-4-3, 11, 30, 39, 63; а также часть пунктов минерализации, отмеченных как марганцеворудные) [224, 226]. В основном представлена тонкой вкрапленностью борнита, халькопирита, реже халькозина (с развитыми по ним примазкам азурита, малахита). Медьсодержащие карбонатные прослои имеют мощность 0,1–1,2 м. Концентрация Cu в штучных пробах в большинстве случаев не превышает 0,3 %, иногда достигает 1,2 % (в среднем – 0,05–0,1 %). Горизонт яшмоидов с прослоями медьсодержащих известняков прослежен на расстояние в десятки км. Оруденение убогое, промышленного значения не имеет.

В рыхлых отложениях по данным литогеохимического опробования устанавливаются повышенные содержания меди (0,002–0,012 %, в одной пробе – 0,68 %), в шлихах знаки (до десятков) халькопирита [189, 190, 248].

МЕДЬ, ВАНАДИЙ, ЦИНК

К медно-кварцевой жильной формации отнесено и Cu-V-Zn-оруденение, представленное немногочисленными *пунктами минерализации* (II-1-1, 2; III-4-11, 23, 33, 34; IV-2-9, 14; IV-4-12, 51) среди верхнедевонских и каменноугольных отложений; в кварц-кальцитовых жилах присутствует вкрапленность сульванита и сфалерита (иногда до 2 %), мощность жил от 1 до 30 см. По результатам штучного опробования содержание Cu – 0,06–0,29 %, Zn – от 0,05 до 0,9 %, в отдельных пунктах минерализации содержание V₂O₅ достигает 0,05 %. Среди известняков карской свиты в тонком кварц-кальцитовом прожилке (*пункт минерализации* III-4-33) установлено содержание Cu – 0,28 %, Ag – 50 г/т, Zn – 0,05 %, As – 0,07 % [21, 224, 226]. В шлиховых потоках обнаружены единичные знаки сфалерита (до десятков), халькопирита и сульванита [190, 216, 222].

МЕДЬ, НИКЕЛЬ

Оруденение относится к платиноидно-медно-никелевой сульфидной ультрамафит-мафитовой формации. Подавляющее большинство проявлений сосредоточено в ядре Центрально-Пайхойского антиклинория и входит в одноименную рудоносную зону потенциальную. Рудные объекты приурочены к силлам долеритов и габбродолеритов позднедевонского хенгурского комплекса. В зонах оруденения среди расслоенных интрузий выделяются сульфидные руды трех типов: существенно медные (халькопирит-пирротиновые), медно-никелевые кобальтсодержащие (пентландит-халькопирит-пирротиновые), медно-никелевые серебросодержащие (кубанит-пентландит-халькопирит-пирротиновые). В качестве попутных компонентов в ряде объектов установлены платиноиды и золото.

Кроме коренных проявлений, повышенные концентрации цветных металлов выявлены при опробовании рыхлых отложений и водотоков. Никель образует моноэлементные *геохимические ореолы* (III-1-18, 25) с концентрациями 0,003–0,007 % или входит в состав комплексных медно-никелевых (\pm Co, Zn, Pb, Ba, Cr, V) аномалий по результатам точечного *геохимического опробования* (III-1-27, 32, 38, 39) и *ореолов* (III-2-5, 11) с содержанием от 0,003 до 0,05 % [189, 248]. В донных осадках иногда фиксируются *литохимические потоки рассеяния* (II-1-9, 11; III-1-23; III-2-13) с концентрациями 0,005–0,12 % [189, 190, 248]. В единичных случаях повышенные концентрации никеля (50–100 мкг/л) устанавливаются в *пробах воды* (III-1-3; III-2-8) [189]. Кобальт фиксируется в составе комплексных геохимических аномалий по точечному *опробованию* (III-1-27, 32) в количестве 0,003–0,01 % [248], а также в медно-никелевом *геохимическом ореоле* (II-1-5) с содержанием 0,003–0,004 % [190], он же образует моноэлементный *литохимический поток* в донных осадках с концентрацией 0,005 % (III-1-19) [248].

Коренное медно-никелевое оруденение, связанное с хенгурским комплексом, установлено в 6 проявлениях и 12 пунктах минерализации. Ниже приводится описание типичных объектов. Кроме этого, проведенное при ГДП-200 [196] доизучение части рудопоявлений, известных ранее как медно-никелевые, позволило установить в них золотую и платинометалльную минерализацию и соответственно повысить их «комплексность» (эти объекты описаны в соответствующих разделах).

Проявление Хенгурское (III-1-42) локализовано на юго-восточном замыкании антиклинали третьего порядка. Интрузивное тело дифференцированное – от оливинсодержащих габбро (в основании залежи) до пегматоидных и такситовых долеритов в ее кровле. Сульфидная минерализация по составу, морфологии обособлений и приуроченности к определенным горизонтам расслоенных интрузий может быть разделена на два типа: пентландит-халькопирит-пирротиновый шлирово-вкрапленный и пирит-халькопирит-пирротиновый (существенно пирротиновый) вкрапленный и прожилково-вкрапленный [248]. Первый из них выделяется в среднезернистых меланократовых габбро такситовой структуры (нижние и верхние дифференциаты интрузии). Минерализованные зоны вскрыты по простиранию на 150 м (в нижних «горизонтах») и 300 м (в верхних «горизонтах»); мощность зон 0,5–1,5 м. Форма рудных выделений – мелкие (0,5–0,6 мм) шлиры и вкрапленность халькопирита и пирротина. Содержание Cu – до 0,34 %; Ni – до 0,15 %; Co – до 0,03 %. Второй тип локализован обычно в верхних частях интрузии, среди крупнозернистых кварцевых долеритов и долерит-пегматитов. Представлен рассеянной вкрапленностью, реже гнездами и прожилками (мощностью до 1 см), выполненными главным образом пирротинном, содержание которого до 8 %. Минерализованная зона имеет линзовидную форму, мощность 30–100 м, протяженность 350–400 м. Сульфидная вкрапленность в породе приурочена к интерстициям породообразующих минералов и частично их корродирует; помимо основных рудных минералов встречаются марказит и ильменит. Содержание Cu – 0,01–0,28 %; Ni – 0,01–0,06 %; Co – 0,01–0,02 %.

Проявление Северное (III-2-10) выявлено при специализированных крупномасштабных поисках [248]; находится в пределах одноименной антиклинали. Включает два интрузивных тела, внедренные в хенгурскую свиту и совместно смятые в складки, опрокинутые на юго-запад. Приближенное к ядру складки субпластовое тело мощностью 190 м имеет дифференцированное строение, в наибольшей степени проявленное в центральной его части, где в основании залегают оливинсодержащие габбро и оливиновые габбронориты. На периклиналях складки распространены такситовые породы – крупнозернистые кварцевые долериты и долерит-пегматиты. Внешнее интрузивное тело представляет собой слабо дифференцированную залежь: от периферии к центру мелкозернистые кварцевые долериты сменяются более крупнозернистыми разностями со шлирами долерит-пегматитов. Убогая вкрапленная (реже гнездовая) халькопирит-пирротиновая минерализация приурочена к кварцсодержащим разностям и в виде линзовидных зон отмечается во всех верхних дифференциатах. Количество сульфидов не превышает 1–5 %; размер гнезд 3–5 мм. Содержание рудных компонентов низкое: Cu – 0,01–0,04 %; Ni – 0,005–0,008 %; Co – 0,003–0,005 %. Висячем боку (в эндоконтакте) той же интрузии, а также в ороговикованных отложениях хенгурской свиты развита мощная (до 80 м) зона пиритизированных и интенсивно обохренных пород, прослеженная на 1 000 м. На участках с меньшими изменениями отмечаются прожилки (1–5 мм), гнезда (до 1 см) и линзочки пирротина (3–5 %), бедная вкрапленность пирита (2–7 %). Содержание Cu – 0,01–0,02%; Ni – 0,005–0,01 %; Co – до 0,005 %; Zn – до 0,01 %. В единичных пробах отмечается золото в количестве 0,01 г/т. Подобная зона мощностью до 100 м и протяженностью до 350 м зафиксирована в экзоконтактных хенгурских сланцах на периклиналином замыкании антиклинальной складки. Тонкорассеянная сульфидная вкрапленность (до 10 %) представлена пирритом и пирротинном. Содержание металлов низкое: Cu – 0,01–0,02 %; Ni – 0,005–0,07 %.

Проявление Центральное (III-2-16) расположено в среднем течении р. Хэнгорью напротив устья руч. Двуглавого [189]. Кварцсодержащие габбродолериты слагают ядро антиклинали, с шарниром, полого погружающимся на юго-восток; протяженность тела около 1,2 км при ширине 0,2–0,6 км. Вмещающие породы представлены полосчатыми и однородными плитчатыми кварц-эпидотовыми и кварц-эпидот-прениновыми рогамиками, часто содержащими мелкую равномерно рассеянную вкрапленность пирротина. Прожилково-вкрапленная сульфидная минерализация слагает невыдержанные по мощности и простиранию зоны, ориентированные как параллельно, так и перпендикулярно контактам тела. Приурочена к обоим эндоконтактовым частям залежи (чаще – к висячему боку); при перпендикулярной ориентировке минерализация проникает внутрь массива, совпадая с направлением трещин отдельности. Состав руд: пирротин – 5–8 %, халькопирит – до 1 %, пирит, титаномагнетит. Пирротин чаще всего образует сростания с пластинчатым халькопиритом. По результатам спектрального и химического анализов содержание полезных компонентов в рудах довольно низкое: Cu – 0,01–0,05 %; Ni – 0,002–0,01 %; Co – 0,006–0,009 %. Внутренние части интрузии не обнажены, поэтому не исключаются более высокие концентрации металлов на глубине.

В ходе ГДП-200 [196] на проявлении опробованы рыхлые отложения для гравитационного обогащения. Пробы отбирались из мерзлотных медальонов на элювиальных выположенных поверхностях интрузии, а также из отвалов и полотна канав предшественников. При полуколи-

чественном минералогическом анализе тяжелой фракции выделены пирит, халькопирит, золото и самородная медь. Последняя определена в двух пробах с содержанием 1–2 знака; она образует нитевидные и проволоочные агрегаты, поверхность которых покрыта пленками бурого, красно-бурого цвета. Золото, установленное в 10 пробах, образует комковатые, дендритовидные, слабоокатанные зерна, а также пластинки и чешуйки; размер выделений 0,02–0,25 мм.

Проявление Малое (III-2-29) исследовано при ГС-50 [189]. Расположено на правом берегу безымянного левого притока р. Хэнгорью в 450 м к северо-востоку от выс. отм. 126,0 м. Интрузивное тело долеритов шириной 40–50 м и протяженностью до 350 м слагает ядро опрокинутой на северо-восток антиклинали; по обоим контактам наблюдается интенсивное ороговикование. В центре интрузии выходят на поверхность порфиридные биотитовые габбропироксениты, ближе к крыльям обнажены средне-мелкозернистые кварцсодержащие долериты с офитовой структурой. Приконтактовые роговики несут тонкую рассеянную вкрапленность пирротина (до 2 %). Основная сульфидная минерализация вкрапленного типа приурочена к ядру складки и представлена пирротинном (до 10 %), халькопиритом (ед. з.), пиритом и ильменитом. Мощность минерализованных зон достигает 10 м, протяженность – до 100 м. В борздовых пробах по данным спектрального анализа содержание меди – 0,01 %; никеля – 0,02 %. Учитывая приуроченность сульфидной минерализации к габбропироксенитам (наиболее основным дифференциатам), выходящим в ядре складки, предполагается, что в придонных частях тела оруденение может быть богаче.

МЕДЬ, НИКЕЛЬ, ПЛАТИНОИДЫ

Среди той же рудной формации выделяются объекты с повышенными содержаниями платиноидов при сниженных в целом концентрациях никеля и кобальта.

Проявление Первое (III-1-49) находится на правом берегу руч. Мутного, в 500 м от отм. уреза воды 143,0 м. Здесь обнажается гряда, сложенная долеритами и габбродолеритами; ширина ее около 200 м, видимая протяженность – около 340 м. Объект детально исследован с поверхности и частично разбурен в 1968–1970 гг. [189, 190, 248]. Проявление приурочено к круто падающему на юго-запад сложнодифференцированному хонолиту (мощность – 20–100 м, тело прослежено на глубину до 1 000 м). Слагают его лейкократовые долериты, кварцевые и кварцсодержащие габбродолериты и меланократовые оливинсодержащие габбро. Здесь выявлено около 10 зон минерализации (мощностью 8–16 м, протяженностью десятки метров), прослеженных на глубину до 260 м. Зоны сосредоточены в меланократовых габбро, лейкократовых долеритах, экзоконтактовых роговиках. Оруденение шлирово-вкрапленное (в габбро), прожилковое и прожилково-вкрапленное до сплошного (в роговиках). Преобладают халькопирит-пирротиновые руды, в них установлены также миллерит, бравоит, никелин, кобальтин, герсдорфит, пирит, марказит, борнит, гидрогетит, платиновые минералы. Зона сульфидизации, развитая в нижних частях дифференцированной интрузии (габбро, габбродолериты, габбронориты), несет оруденение двух подтипов – рассеянное мелко-вкрапленное халькопирит-пирротиновое и крупновкрапленное (шлировидное) пентландит-халькопирит-пирротиновое. Первое распространено по всей площади интрузии, однако, отличается непромышленными содержаниями меди и никеля. Шлирово-крупновкрапленная минерализация образует рудное тело мощностью около 10 м, протяженностью около 50 м и содержит, кроме цветных металлов, платину и палладий в количествах до 1 г/т. Содержание сульфидов в породе – до 10 %. Максимальные содержания никеля – 0,37 % (в габбропироксенитах в сульфидной форме); меди – 1,0 %, кобальта – 0,05 %; средние (в рудном сечении на мощность 16 м): никель – 0,2 %, медь – 0,42 %, кобальт – 0,018 %; здесь же отмечены весовые содержания: платины – до 0,6 г/т, палладия – 0,5 г/т, золота – 0,22 г/т.

Сульфидная минерализация вблизи северного контакта более интенсивна и разнообразна, отличается крайне неравномерным распределением оруденения. Средние содержания рудных элементов здесь довольно высокие: Cu – 0,28 %, Ni – 0,119 %, Co – 0,09 %, а соотношение их закономерно изменяется в сторону обогащения медью от пирротиновых руд к халькопиритовым. Здесь по условиям локализации и текстурно-структурным особенностям выделяются три типа оруденения: а) шлирово-вкрапленное в меланократовых долеритах и пикродолеритах; б) вкрапленное в лейко- и мезократовых долеритах; в) тонкодисперсное (метасоматическое) в экзоконтактовых кальцифирах и роговиках. Минерализация южного контакта приурочена к наиболее крупнозернистым разностям долеритов и пегматит-долеритам. В них широко представлены крупные скелетные выделения ильменита, являющиеся продуктом изменения титаномагнетита, развита тонкая вкрапленность сульфидов, преимущественно пирротина. В раздробленных рассланцованных участках отмечаются, кроме того, тонкие эпигенетические пирротин-

халькопиритовые и пиритовые прожилки. Этот тип минерализации практического интереса не представляет.

В целом состав минерализованных зон проявления Первое несколько сложнее состава руд других однотипных объектов, хотя главные рудные минералы проявления те же пирротин (1,03–31,2 %), пентландит (0,009–4,2 %), халькопирит (0,7–9,0 %); широко распространен ильменит (от 0,2 до 4,6 %). Пирротин образует тонкую вкрапленность, неправильной формы мелкие «хлопьевидные» выделения в породообразующих силикатах, поликристаллические шпиры различных размеров; он отчетливо ксероморфный по отношению к породообразующим пироксенам и ильмениту, выполняет в них трещинки, цементирует обломки. Халькопирит и пентландит встречаются в виде отдельных ксеноморфных зерен неправильной формы, приуроченных к периферийным частям пирротиновых шпиров и вкрапленников, или образующих самостоятельную вкрапленность.

В пределах и вблизи проявления, кроме перечисленных типов руд, встречаются также эпигенетические кварц-сульфидные прожилки и пирротинизированные (с поверхности лимонитизированные) зоны дробления, рассланцевания, повышенной трещиноватости. Часто минерализация этого типа очень интенсивная. Рудоносная часть интрузии проявления Первое не имеет полных аналогов среди других интрузий хенгурского комплекса, отличается как по петрографическим, так и по петрохимическим характеристикам. Состав, форма рудных выделений и генезис этого объекта заслуживают дальнейшего изучения.

Проявление Савабейское (Ш-1-29) расположено в районе оз. Савайбейты. О. В. Забориным и др. [192] в среднезернистых габбро выявлена сульфидная медно-никелевая минерализация шпириво-вкрапленного типа. Интрузивное тело представлено гравитационно-дифференцированной залежью. Оруденение по минеральному составу, морфологии и приуроченности к определенным дифференциатам может быть подразделено на два минеральных типа.

Пентландит-кубанит-халькопирит-пирротиновая минерализация шпириво-вкрапленного типа локализована в среднезернистых меланократовых габбро с такситовой структурой. Сульфиды концентрируются в зоне линзовидной формы, имеют четко выраженную приуроченность к нижним дифференциатам интрузии. Минерализованная зона вскрыта канавами, прослежена по простиранию на 170 м, мощность ее изменяется от 0,6 до 10 м. Размеры шпировых выделений 0,5–3,0 см, рассеянная вкрапленность и мелкие гнезда имеют размер 2–3 мм. Количество сульфидов достигает 15 % (пирротин – 10–13 %, халькопирит – 2–3 %). Иногда они образуют тонкие прожилки шириной 1–2 мм и редкую вкрапленность по всей нижней части интрузии. Содержания Cu – 0,01–0,31 %, Ni – 0,007–0,07 %, Co – 0,003–0,01 %. По простиранию на юго-восток и в противоположном крыле антиклинали в порфириовидных кварцсодержащих долеритах отмечена существенно пирротиновая минерализация вкрапленного типа в виде линз неправильной формы. Содержания рудных компонентов здесь: Cu – 0,1–0,04 %, Ni – 0,07–0,02 %, Co – 0,003–0,007 %.

Пирит-халькопирит-пирротиновая (существенно пирротиновая) минерализация локализована в довольно протяженных зонах линзовидной формы в верхних частях интрузии, приурочена к кварцевым неравномерно-зернистым долеритам и долерит-пегматитам. Представлена как равномерно рассеянной вкрапленностью, так и гнездами (до 3–8 мм) и прожилками (до 1 см), выполненными преимущественно пирротинном в количестве 7–10 %. Минерализация внутри зон неравномерная: участки, обогащенные пирротинном (до 10 %), чередуются с обедненными им (менее 5 %). Пирротин в виде ксеноморфных выделений (от 2–3 до 7 мм) и мелкой вкрапленности размещается среди породообразующих силикатов. Халькопирит встречается в сростании с пирротинном и в виде отдельных выделений. По составу, приуроченности к кварцевым разновидностям габброидов и незначительным содержаниям полезных компонентов минерализация типична для верхних частей разреза долеритовых тел хенгурского комплекса. Содержание Ni – 0,01–0,06 %; Co – 0,003–0,007 %; Cu – 0,01–0,23 %.

Проведенными отчетными работами [196] на проявлении были вскрыты и расчищены наиболее представительные рудные интервалы, установленные А. М. Чулаевским в канавах № 17 и 36 [248]. Сульфидная минерализация рассеянная гнездово-вкрапленная и прожилково-шпиривая представлена пирротинном (до 10 %), халькопиритом и, возможно, пентландитом. В составе руд впервые была определена самородная медь в виде буро-красных чешуек и дендритоподобных агрегатов (менее 1 %). Оруденение локализуется в меланократовых среднезернистых габбродолеритах, измененных автometасоматическими процессами (проявлена эпидотизация, альбитизация, хлоритизация, амфиболитизация, окварцевание). По бороздовому опробованию в канаве № 17 в интервале 24–26 м намечены минерализованные зоны протяженностью по простиранию более 2 м, мощностью в 0,25 м со средневзвешенными содержаниями меди

0,21 %, никеля 0,047 %, суммарными концентрациями (Pt+Pd+Au) 0,076 г/т по данным пробирного и химического анализа. Зоны либо имеют линзовидный характер (линзы 2×0,25–0,4 м) и их несколько, либо зона «мигрирует» за счет пологоволнистой складчатости с учетом возможной структурной приуроченности к ядерным частям складок, поскольку несколько в стороне в 5 м от простирания полотна канавы из подобной минерализованной зоны была отобрана бороздовая проба БПК 17/13 длиной 0,3 м, в которой содержание меди 0,21 %, никеля 0,054 %, (Pt+Pd+Au) 0,355 г/т. В канаве № 36 вскрыта и опробована минерализованная зона видимым размером 4×2 м со средневзвешенными содержаниями меди 0,21 %, никеля 0,032 %, суммы МПГ и золота (Pt+Pd+Au) 0,115 г/т на мощность 2 м. По результатам выполненного бороздового опробования максимальные содержания (Pt+Pd+Au) 0,36 г/т. Минерализованные зоны приурочены к частям интрузии с дробным чередованием меланократовых габбродолеритов и лейкократовых их разностей, с «груботакситовыми» структурами.

Изучение минерального состава оруденения проводилось на материале трех штуфных проб, отобранных из отвалов канав предшественников, в которых были установлены значимые суммарные содержания золота, платины и палладия (Pt+Pd+Au) до 0,94 г/т. По результатам изучения аншлифов рудная ассоциация представлена ильменитом (замещаемым рутилом, а затем титанитом и лейкоксеном), халькопиритом, пентландитом (замещаемым виоларитом), пирротином (замещаемым макинавитом), сфалеритом (единичные зерна в халькопирите), гидрогомацитом (развитым по трещинам в породе). В подчиненном количестве присутствуют арсениды никеля и кобальта, спорадически встречаются пирит, алтаит, галенит и минералы благородных металлов. Золото в изученных препаратах встречено только в самородном виде (как в виде отдельных золотин, так и в сростании с сульфидами или в виде эмульсионной вкрапленности в них); интерметаллидов не обнаружено. Отмечена отчетливая связь золота с ассоциацией арсенидов кобальта и никеля. Проанализированные 13 знаков золота содержат примесь серебра в количестве от 9 до 20 % (в среднем – 16 %). Платина установлена в составе сперрилита. Из 23-х зерен этого минерала в двух знаках обнаружена примесь только железа (0,24 и 0,04 ф. е.), в трех – сурьмы (от 0,02 до 0,03 ф. е.) и железа (от 0,02 до 0,04 ф. е.). Минерал, содержащий палладий, соответствует вавржиниту. Он представлен зернами размером до 20 мкм, обнаруживающимися в центральных частях зерен кобальтина. Помимо вавржинита обнаружен мелонит (в одном зерне) и достоверно не идентифицированный минерал, имеющий сходный с вавржинитом состав, но содержащий большее количество палладия. Среди арсенидов и теллуридов встречены следующие минералы: кобальтин повсеместно имеет примесь железа 0,08–0,19 ф. е. и никеля 0,11–0,36 ф. е.; в единичной пробе присутствуют также сурьма (0,09 ф. е.) и теллур (0,17 ф. е.); никелин по составу в основном соответствует стехиометрическому; в двух зернах отмечена примесь серы, кобальта, железа, сурьмы и теллура (первые сотые ф. е.); обнаружены единичные знаки герсдорфита и алтаита.

МЕДЬ, НИКЕЛЬ, ЗОЛОТО

В коренных породах площади самостоятельных промышленно значимых проявлений золота на данный момент не установлено. Значимые содержания золота установлены на сульфидных медно-никелевых проявлениях, генетически связанных с долеритами хенгурского комплекса. В ходе ревизионных работ [196], проведенных на участках предыдущих исследователей в пределах известных *проявлений* (II-1-7; III-1-8, 20; III-2-17) и на соседних территориях *пунктах минерализации* (III-1-4, 7, 16, 17; III-2-19, 20), по результатам штуфного и бороздового опробования выявлены значимые концентрации золота – до 0,55 г/т.

В современном аллювии единичные (от 1 до 4) знаки золота устанавливаются по рр. Хэйяха, Сопчаю и др.; иногда образуются *потоки рассеяния*, протяженностью от 5–7 до 10–33 км (III-1-5, 6, 45; III-2-28). Золото представлено хорошо окатанными пластинками, иногда дендритовидной и лепешковидной формы золотисто-желтого цвета, иногда с красноватой побежалостью, размером от 0,05 до 0,4 мм [189].

Проявление Длинное (II-1-7) расположено на левом берегу р. Хэйяхи в районе выс. отм. 256,0 м. Выявлено при проведении геолого-поисковых работ [189]. Рудопоявление приурочено к западной части интрузивной залежи мощностью от 80 до 138 м, имеющей гравитационно-дифференцированное асимметричное строение. В основании залегают оливинсодержащие габбро, переходящие в пегматоидные долериты и долериты с такситовой структурой; расслоенность тела по простиранию неодинаковая. Вмещающая верхняя часть тальбейтывисской свиты представлена углисто-глинистыми, кремнисто-углисто-глинистыми сланцами, переслаивающимися с известняками. Установлены две зоны шлирово-вкрапленной сульфидной минерализации, образующие на поверхности участки неправильной формы. По данным анализа бороздо-

вых проб полезные компоненты установлены в количестве: Cu – 0,15–0,90 %, Ni – 0,024–0,102 %, Co – 0,04–0,07 %.

Пирит-халькопирит-пирротиновая (существенно пирротиновая) минерализация вкрапленного типа локализована в верхних горизонтах интрузии – в крупнозернистых кварцсодержащих долеритах и долерит-пегматитах. Мощность минерализованной зоны 35–60 м, протяженность 450–500 м. Представлена равномерно рассеянной вкрапленностью и гнездами (до 1–2 см) преимущественно пирротина (до 7–15 %). Присутствуют также пирит, халькопирит, реже (в количестве 1–2 %) встречается сфалерит, образующий каемки вокруг зерен и гнезд пирротина. Иногда пирротин и халькопирит приурочены к многочисленным кварцевым, кварц-карбонатным прожилкам мощностью до 7–8 см. Минерализация внутри зоны распределяется неравномерно: обогащенные участки с концентрацией пирротина до 15 % чередуются с участками, с содержанием 1–5 %. В ряде случаев пирротин образует линзочки и гнезда размером до 13 мм; кроме того, он наблюдается в виде рассеянной вкрапленности в самой породе, тяготея к интерстициям породообразующих минералов; иногда образует массивные прожилки мощностью до 3 см. Халькопирит встречается в сростании с пирротинном (корродирует и частично замещает пирротин) и в виде собственных выделений. Образования халькопирита ксеноморфны, размеры их от 0,01 до 1,5 мм. Содержания рудных компонентов в минерализованных зонах невелики: меди до 0,1 %, никеля 0,001 %.

Кубанит-пентландит-халькопирит-пирротиновая минерализация шлирово-вкрапленного типа приурочена к нижним частям среднезернистых кварцсодержащих долеритов. Рудные обособления представлены неравномерной мелкой вкрапленностью и редкими шлирами размером до 1–3 см. Этот тип оруденения характеризуется сложной морфологией и прерывистым характером. Общая протяженность минерализованной зоны по скважинам составляет около 600 м. Главным рудным минералом является пирротин, образующий тонкую вкрапленность (от мельчайших частиц до зерен 2 мм) или же сублинзовидные и шлироподобные выделения, представленные неравномернозернистыми агрегатами с аллотриоморфной структурой. В отдельных зернах пирротина наблюдаются редкие закономерно ориентированные микроскопические вроски кубанита. Содержания сульфидов в целом по зоне – 7–10 % (в наиболее обогащенном участке – 20 %). Содержание рудных компонентов в горных выработках: Cu – 0,56–0,74 %, Ni – 0,1 %, Co – 0,04 %. По разрезам скважин концентрация их ниже: Cu – 0,01–0,40 %, Ni – 0,01–0,03 %, Co – 0,004–0,02 %.

В отчетных работах [196] было проведено переопробование канав предшественников, направленное на получение данных о платиноносности и золотоносности медно-никелевых руд. По результатам лабораторных исследований штучных и бороздовых проб определены следующие содержания: Ni – 0,033–0,11 %, Co – 0,007–0,013 %, Cu – до 0,69 %, Au – до 0,3 г/т; платина и палладий не обнаружены. В пределах проявления были установлены новые зоны с сульфидным оруденением в районе озер Ямб-Пэто и Гольцовое (*пункт минерализации П-1-14*). Зоны представлены сульфидной шлирово-вкрапленной халькопирит-пирротиновой минерализацией (от 5–7 до 10–15 %) в крупнозернистых кварцевых габбродолеритах и меланократовых средне-крупнозернистых габбродолеритах. В районе оз. Ямб-Пэто минерализованная зона (предполагаемой мощностью 20–50 м) прослежена по простиранию на 100 м и по делювиальным высыпкам еще на 300 м. Бороздовая проба показала содержание меди 0,045 % на интервал 1,2 м. Вблизи озера Гольцовое серия минерализованных зон северо-восточной части интрузивного тела; с перерывами прослежена на расстояние до 1,7 км. В нескольких пересечениях (на видимую мощность 17,5 м) зона опробована бороздовыми пробами, однако данные пробирного (Au, Pt, Pd) и атомно-абсорбционного (Cu, Ni, Co) анализа показали лишь повышенные содержания меди (0,014–0,049 %).

Проявление Дальнее (Ш-1-8) находится на правом берегу р. Хэйяхи в районе устья ее правого притока – р. Нюдя-Яхи. Проявление было установлено предшественниками [189, 190] и доизучено в ходе отчетных работ [196]. Здесь обнажается долеритовое тело неоднородного строения длиной около 1 км и шириной до 200 м. В направлении с юго-запада на северо-восток долериты изменяются от темно-серых меланократовых (содержание пироксена до 50 %) крупнокристаллических к более светлым среднекристаллическим. В меланократовых разностях встречаются линзовидные зоны мощностью до 22 м и протяженностью до 240 м, обогащенные сульфидами (преимущественно пирротинном), количество которых достигает 10–15 %. Наиболее мощная минерализованная зона выявлена на юго-востоке тела долеритов. Оруденение вкрапленное и вкрапленно-шлировое. Минеральный состав: пирротин, халькопирит. Пирротин образует кристаллы и сростки размером до 1,0 мм, реже 2–3 мм. Халькопирит присутствует в виде очень мелкой вкрапленности (десятые-сотые доли % от объема пород). В целом выявленные предшественниками минерализованные зоны характеризуются убогим характером вкрапленно-

сти и низкими содержаниями металлов: Ni – 0,005–0,01 %, Cu – 0,03–0,03 %, Co – 0,001–0,007 %. Переопробование канав, проведенное для получения сведений о платиноносности и золотоносности, по штуфным и бороздовым пробам показало следующие содержания: Au – до 0,55 г/т, Cu – до 0,021 %; платины и палладия не установлено [196].

В ходе полевых работ по объекту [196] вблизи границы проявления обнаружены новые зоны сульфидной медно-никелевой минерализации, приуроченные к другим телам габбродолеритов различной мощности, вытянутым в северо-западном направлении.

Зона сульфидной медно-никелевой минерализации (*пункт минерализации* III-1-4) приурочена к интрузивному телу габбродолеритов, видимой мощностью около 150 м; фрагментарно прослеживается вдоль правого берега р. Хэйяха на расстояние до 1,4 км. Оруденение тяготеет к контакту двух разновидностей габбродолеритов: среднезернистых мезократовых и массивных меланократовых (темно-серо-зеленых с рыжими корками окислов железа на выветрелой поверхности), локализуясь преимущественно в последних. Минерализация (до 10 %) представлена в основном пирротином (в подчинении – халькопирит, образующий каймы обрастания вокруг пирротина) и имеет гнездово-вкрапленный (гнезда до 3 мм), реже прожилково-шлировый (шлиры до 1 мм) характер. С учетом трех пересечений мощность зоны составляет 1,5–3,0 м, протяженность 1 400 м; содержания полезны компонентов: Cu – 0,02–0,079 %, Au – 0,12–0,19 г/т. На юго-восточном продолжении этой зоны в том же силле габбродолеритов установлен участок с сульфидной минерализацией видимой мощностью до 2,5 м прослеженный непрерывно на 23 м (*пункт минерализации* III-1-7). Оруденение приурочено к контакту микродолеритов и лейкокатовых кварцевых габбродолеритов, переходя по простиранию в крупнозернистые разности. Здесь, судя по степени объемного и прожилкового окварцевания, гидротермально-метасоматические процессы проявлены более интенсивно. Минерализация шлирово-вкрапленная, представлена пирротином (до 10–15 %) и халькопиритом (до 3 %). По данным бороздового опробования (два пересечения) средневзвешенное содержание Cu составляет 0,042 % на 1 м. Сходные зоны (единая зона ?) минерализации отмечены и юго-восточнее в этой же гряде в 1,5 км (Au – 0,12 г/т, Cu – 0,017 %) и в 2,3 км (Cu – 0,044 %). Таким образом, минерализация прослеживается по простиранию (с перерывами) на 2,3 км, при максимальном содержании Cu – 0,044 %, Au – 0,12 г/т.

Кроме указанных, на территории проявления были отобраны пробы для гравитационного обогащения из мерзлотных медальонов у подножия, в делювии и в элювии на выположенной поверхности интрузива. При минералогическом анализе гравиконцентратов выделены пирротин, пирит, халькопирит и золото. Золото отмечено в 5 пробах и морфологически разнообразно: каплевидные, комковатые, слабоокатанные зерна, пластинки прямоугольной, остроугольной и округлой формы, размером от 0,02 до 0,20 мм. Золото имеет среднюю пробность (770–800), содержит изоморфную примесь серебра (2–33 %) и меди (0,5–1,3 %).

Проявление Сопча (III-1-20) расположено на одноименной вершине и представлено дифференцированной пластовой залежью габбродолеритов, в лежачем боку которой присутствуют габбронориты. В юго-западном крыле антиклинали третьего порядка Длинная на контакте нижних горизонтов мезократовых габбро и кварцсодержащих такситовых габбродолеритов установлена протяженная зона халькопирит-пирротиновой минерализации с содержанием сульфидов 10–15 % и размером вкрапленников до 2 мм. Зона мощностью 3–7 м с перерывами прослеживается почти на 3 км. Содержания Cu – 0,059–0,15 %, Ni – до 0,023 %, Co – до 0,035 %, по отдельным пробам Au – 0,12–0,24 г/т [189].

В ходе ревизионных работ [196] было проведено изучение гравиконцентратов, отобранных из мерзлотных медальонов, отвалов и полотна канав предшественников. В составе немагнитной фракции шлихов (средний выход 4,15 %) установлены зерна пиррита, золота и самородной меди. Золото встречено в 17 пробах в виде обломков кристаллов, комковатых слабоокатанных зерен, пластинок прямоугольной, остроугольной и округлой формы, чешуек, размером от 0,02 до 0,20 мм. По результатам микронзондового анализа золото высокопробное (870–890), содержит только изоморфную примесь серебра (10,95–12,0 %). Самородная медь определена в 6 пробах (1–4 знака). Образует нитевидные и проволочные агрегаты, поверхность покрыта пленками вторичного изменения бурого, красно-бурого цвета.

Проявление Крутое (III-2-17) расположено на правом берегу р. Хэнгорью в 500 м юго-восточнее устья руч. Крутого. В пределах участка вскрывается пластовое тело габбродолеритов, залегающих согласно в глинистых сланцах хенгурской свиты [189]. Протяженность силла около 1,5 км, в плане он образует ряд раздувов и пережимов. Пределы видимой мощности – от 60 до 200 м. Падение тела юго-восточное под углом 60–70°. Габброиды имеют отчетливо выраженное зональное строение. По краям залежь сложена мелкозернистыми светло-зеленоватосерыми гломерозернистыми долеритами, которые в эндоконтакте сменяются долерит-

порфиритами. В направлении к центру интрузии гломерозернистые долериты через порфировидные разности сменяются крупнозернистыми кварцевыми амфиболизированными габбродолеритами, к которым и приурочена зона равномерно вкрапленной сульфидной минерализации. Орудененные габбродолериты прослежены на 1,2 км; видимая мощность зоны 2–20 м.

Рудные минералы – пирротин, халькопирит, пирит и ильменит. Содержание сульфидов колеблется от 5 до 20 % (в среднем 7–10 %). Преобладает пирротин, в подчиненном количестве (0,5–1,0 %) присутствует халькопирит; иногда он совместно с кварцем образует маломощные секущие прожилки. Вкрапленники достигают 1–2 мм в диаметре. Содержания полезных компонентов в пределах минерализованной зоны по результатам анализов бороздовых проб незначительны: Cu – 0,02–0,1 %; Ni – 0,003–0,01 %; Co – 0,007–0,01 % [189]. В результате переопробования минерализованной зоны [196] по данным аналитики бороздовых, штуфных, сколковых проб концентрации полезных компонентов составляют: золото – 0,11–0,43 г/т, палладий – 0,03–0,10 г/т, медь – 0,09–0,67 %.

СВИНЕЦ

Представлен единичными пунктами минерализации гидротермального типа. В серии согласных кварцевых прожилков (мощностью 1–3 см) среди глинисто-кремнистых сланцев громашорской свиты проявлена мелкая вкрапленность пирита и галенита (*пункт минерализации IV-3-7*) [190]. Галенит образует также небольшие *шлиховые потоки* (III-1-15) [189], и в единичных знаках обнаруживается в аллювии по р. Сибирчатаяха. Следует отметить, что повышенные содержания свинца наблюдаются в кремнисто-глинистых сланцах падейской свиты, яшмоидах и карбонатах громашорской свиты и сопряженных с ними пластами карбонатных марганцевых руд, в черных сланцах карской и карасиловской свит [226, 196].

ЦИНК

Гидротермальная жильная минерализация со сфалеритом, связываемая с мобилизацией цинка из вмещающих пород, фиксируется в *пунктах минерализации III-4-54, IV-4-62* [226]. Вкрапленность, гнезда и прожилки сфалерита, часто в ассоциации с сульванитом, встречаются в согласных жилах (1–10 см) и жильных зонах (до 1–3 м) кварц-кальцитового, реже кальцит-кварцевого состава. Редко сульфиды отмечаются в секущих прожилках, а также в виде вкрапленности или гнезд среди вмещающих пород. Длина прожилков составляет 2–5 м; жильные зоны иногда прослеживаются на десятки и первые сотни метров. Общее содержание сульфидов в жильных зонах составляет доли %, иногда 1–3 % при крайне неравномерном их распределении. Жилы с вкрапленностью галенита и сфалерита локализованы в кремнисто-сланцевых и карбонатных отложениях верхнего девона и нижнего карбона и брекчиевидных доломитах фамена. Повышенные концентрации сфалерита приурочены к карбонатно-черносланцевым отложениям силовых хинской свиты – нижневизейской части ее разреза. По результатам химических и атомно-абсорбционных анализов содержание цинка колеблется в пределах 0,03–1,1 % [226].

Аномальные содержания цинка обнаруживаются в проявлениях вторичных фосфоритов, приуроченных к мощным зонам динамокластитов вдоль надвигов, где отмечаются концентрации цинка до 0,2–0,55 % (*пункт минерализации III-4-27*).

На площади выявлено немало геохимических аномалий цинка (в том числе со свинцом) в отложениях оюской и ливановской свит. Повышенные содержания цинка (0,004–0,03 %) отмечаются во всех типах пород, аномальные содержания цинка (0,03–0,08 %, максимальные 0,6 %) и свинца (0,003–0,02 %) установлены в роговиках. Верхняя часть фаменской вулканогенно-осадочной формации отличается цинковой специализацией. Наиболее контрастно аномалии цинка проявляются в кремнистых сидерородохрозилах, где его содержания достигают 0,1–0,3 %. Аномальные концентрации цинка (до 0,3–0,5 %) характерны также для проявлений сингенетических марганцевых руд [196, 226].

В каменноугольных и ассельских черносланцевых ассоциациях (карасиловская свита) высокий уровень сингенетического накопления цинка положительно коррелирует с содержаниями органических веществ во всех разновидностях пород. Резко аномальные концентрации металла (0,03–0,12 %) отмечаются в конкреционных фосфоритах. Повышенные содержания цинка (0,01–0,016 %) характерны для углеродистых глинисто-кремнистых и слабоуглеродистых кремнисто-глинистых сланцев. В большинстве же случаев они составляют 0,04–0,1 % (редко до 0,3 %, единично 0,9 %) и часто пространственно совпадают с аномальными концентрациями V, Mo, Ag [226].

В *донных отложениях* (III-1-21; III-2-12, 21) концентрации цинка 0,05–0,01 %, иногда сопровождаются повышенными содержаниями меди – 0,005–0,05 % [248]. В аллювии отмечаются знаковые находки сфалерита [189, 190].

МОЛИБДЕН, УРАН

Характерная ассоциация этих элементов, отнесенная к урановой углеродисто-сланцевой рудной формации, зафиксирована в нескольких *пунктах минерализации* (III-2-1, 30; III-3-6) и связана с углеродистыми отложениями оюской и карской свит.

В отложениях карской свиты (*пункт минерализации* III-3-6) на контакте известняков и перекрывающих (с размывом ?) углисто-глинистых сланцев, выделен горизонт невыдержанной мощности (от 0 до 25 см) с активностью до 150 мкР/ч. Устанавливаются зоны с повышенной гамма-активностью (от 20 и более мкР/ч) шириной 2–3 м и протяженностью 10–25 м. Содержание U от 0,006 до 0,013 %, Mo до 0,01 %, Pb до 0,001 % [190].

На правом берегу р. Хэнгорью выше устья руч. Молодежный (*пункт минерализации* III-2-30) углисто-кремнистые сланцы оюской свиты также характеризуются относительно повышенной радиоактивностью (до 20 мкР/ч); содержание U – 0,001 %, присутствуют V – 0,01 %, Mo – 0,002 % [189].

В *пункте минерализации* III-2-1 несколько повышенные содержания молибдена приурочены к зоне разрывного нарушения. Выделяется «линза» размером 0,5×30 м с повышенной радиоактивностью (43 мкР/ч), приуроченная к телу разлома, секущего углистые сланцы силура. Содержание U – 0,003 %, Mo – 0,002 %; установлено присутствие V < 0,03 %, P – 0,1 % [189].

Повышенные содержания Mo – 0,0018–0,0026 % (вместе с Ag – 0,08–0,56 г/т, Co – 0,004–0,006 %, Ni – 0,008–0,012 %) установлены в *донных осадках* (II-2-3), вероятно, дренирующих зону гидротермальной проработки [190].

ВОЛЬФРАМ

Литохимическая аномалия вольфрама в *рыхлых отложениях* (III-2-25) выявлена в бассейне руч. Сюндыяха. В бассейне р. Кердорсашор в *донных отложениях* (III-2-3) зафиксированы повышенные концентрации вольфрама (0,01–0,03 %), а также никеля (0,005–0,02 %). В аллювии присутствуют знаки шеелита от 1–3 до 10 зерен (в единичных случаях). По результатам шлихового опробования [189, 190 и др.] выделен ореол распространения шеелита, ограниченный верхним течением р. Сопчаю (с ее верхними притоками) и отрезком р. Путью между устьями руч. Веретяшор и руч. Путывис.

В районе р. Хэнгорью по результатам сколкового опробования контактовоизмененных пород и долеритов устанавливается повышенное содержание вольфрама – от 0,005 до 0,02 %.

РТУТЬ

В коренных породах ртутная минерализация не установлена. По результатам шлихового опробования [189, 190] в аллювиальных отложениях рр. Хэйяха, Хэнгорью, руч. Геологического и р. Сопчаю устанавливаются *шлиховые потоки* (II-1-4, 8; III-1-28) киновари совместно с золотом, редкими знаками галенита, сфалерита. Количество знаков киновари от 1 до 8–12. Источник киновари не установлен. Предполагается ее поступление в современный аллювий из зон гидротермальной проработки, приуроченных к тектоническим нарушениям (надвигам и долгоживущим разломам глубокого заложения).

БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ

СЕРЕБРО

В отложениях силовых свит, обнажающихся по левому борту р. Кара в 0,75 км выше устья р. Пэтаркаяха, в тонких (0,5–5,0 см) прослоях углеродисто-кремнисто-глинистых сланцев среди фтанитов содержание серебра по результатам ПКСА составляет 1–3 г/т. В этих же отложениях наряду с серебром устанавливаются повышенные содержания Mo – 0,001–0,01 %, V – 0,05–(≥0,1) % [226].

На р. Сибирчатаяха в прослое сульфидизированных углисто-глинисто-кремнистых сланцев среди известняков нижнего–среднего карбона (*пункт минерализации* IV-2-16) отмечены содер-

жания серебра 3–10 г/т [224]. Рудная формация не определена. В образце карбонатных марганцевых руд *проявления* на р. Хэйяха (III-1-51) установлена акцессорная вкрапленность редких фаз серебра (акантит и самородное серебро) и цветных металлов (Pb, Zn, Cu, Bi) [196].

В бассейнах рр. Путью и Сопчаю по результатам заверки литохимических аномалий [185, 190] выявлены потоки рассеяния меди и серебра (с сопутствующими цинком, никелем, кобальтом, молибденом), при содержании Ag – 0,008–0,056 г/т.

РАДИОАКТИВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

УРАН

Первые проявления и пункты минерализации радиоактивных элементов на юго-востоке площади и непосредственно за ее пределами выявлены в 1942 г. В. Л. Вазбуцким и были известны под названиями Карского и Силовского I и II. Впоследствии [216, 222, 226] проведена их детализация, обнаружены новые самостоятельные объекты; многие из них сконцентрированы на локальных участках.

Наиболее обширной является Карская группа, объединяющая более 20 *пунктов минерализации* (III-4-20, 22, 32, 53; на карту вынесены лишь отдельные объекты). Практически все установленные аномалии связаны с выходами черных сланцев карасиловской свиты (урановая углеродисто-сланцевая рудная формация), в которых содержатся фосфоритовые конкреции или их послонные скопления. В большинстве изученных разрезов обнаруживается их приуроченность к основанию верхней пачки (ассельский уровень). Участки радиоактивных аномалий имеют либо локальный характер (в виде гнезд размером до 0,3×8 м), либо образуют линзовидные прослои мощностью 0,5–1,0 м и протяженностью до первых десятков метров. При удовлетворительной обнаженности зоны повышенной радиоактивности иногда прослеживаются на 150–250 м. При установленных фоновых значениях радиоактивности черных сланцев 15–40 мкР/ч, в пределах аномальных зон она регистрируется на уровне 50–300 мкР/ч, иногда достигая 400–900 мкР/ч (максимум – до 1 112 мкР/ч в *пункте минерализации* III-4-32). Средние содержания урана составляют 0,01–0,02 %, максимальные – 0,02–0,037 %. Кроме того, урановая минерализация установлена в черносланцевых отложениях силовых свиты (*пункты минерализации и проявления* III-4-53; IV-4-50, 53).

При изучении геохимической специализации ассельских черных сланцев отмечено, что помимо урана здесь присутствуют повышенные концентрации группы «эндогенных» элементов (Ni, Co, Cr, Zn, Ba), а также Ag и Mo без отчетливо выраженной прямой корреляции с содержаниями $C_{орг}$ [141]. При минералогических исследованиях минералы урана не обнаружены. Технологические испытания проб весом 500 кг показали возможность извлечения урана с использованием гидрометаллургических методов обогащения руд [241]. Для зарубежных стран известны примеры освоения месторождений с крупными запасами бедных урановых руд (U_3O_8 – 100–150 г/т). В рассматриваемой ситуации при содержаниях урана 0,01–0,02 % в черных сланцах с удельным весом 2,5 г/см³ прогнозные ресурсы металла для пласта условной мощностью 1 м при протяженности 1 км на глубину до 200 м оценивались на уровне 50–100 т [226]. Эти ориентировочные параметры при общей картируемой протяженности ассельских черных сланцев в пределах 30 км (максимум до 50 км) представляются недостаточными для освоения данных объектов, хотя, по мнению О. П. Ушакова [241], районы развития ассельских черных сланцев на Пай-Хое не исчерпали перспектив обнаружения промышленных месторождений урана.

Турнейско-визейские черные сланцы силовых свиты по интенсивности гамма-излучения, как правило, уступают выше охарактеризованным. Наиболее интенсивная радиоактивная аномалия известна в бассейне р. Мадага (*проявление* IV-4-50). О. П. Ушаков [240] среди сходных по составу пористых и брекчированных черных сланцев выделяет 3 зоны аномальной радиоактивности (от 50 до 215, локально до 400 и 540 мкР/ч) мощностью 1,3, 5 и 10 м с содержаниями урана в бороздовых пробах до 150–230 г/т. По результатам эманационной съемки, прослеженная протяженность общей зоны повышенной радиоактивности оценивается в пределах 1 км [226].

Радиоактивные аномалии (50–100 до 200–300 мкР/ч) в мощных зонах динамокластиков трассируют разрывные нарушения 1–2 порядка. В бассейне р. Силовых свит (*пункт минерализации* IV-4-53) радиоактивность (75–180 мкР/ч) приурочена к участкам развития пористых разновидностей фтанитов среди сходных по составу более плотных углисто-кремнисто-глинистых сланцев (145–400 мкР/ч). В *пункте минерализации* (IV-4-57) на левом берегу р. Силовых свит аномалия приурочена к пологому надвигу, секущему отложения силовых свиты. Локальные аномалии здесь характеризуются интенсивностью от 50 до 200 мкР/ч. Содержание урана в отдель-

ных пробах достигает 0,02 % [240]. К ним приурочены выделения желтовато-бурых аморфных алюмофосфатов, цементирующих остроугольные обломки пород. У подножья берегового склона часто встречаются натечные агрегаты марказита размером 0,2–0,5 м.

По материалам других ранее проведенных исследований содержания урана в динамокластиках укладываются в диапазон от 8 до 200 г/т. Из-за мелких размеров все вышеперечисленные объекты урана в турнейско–нижневизейских отложениях О. П. Ушаков [241] относит к разряду бесперспективных.

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ОПТИЧЕСКИЕ МАТЕРИАЛЫ

КАЛЬЦИТ ОПТИЧЕСКИЙ

Пункт минерализации (II-3-2). Среди долеритов в нижнем течении р. Сопчаю отмечена кальцитовая жила мощностью 0,8 м. Центральная ее часть характеризуется развитием гнезд (до 0,3 м) кальцита полупрозрачного с участками прозрачных разностей размером 2×2×2 см [22].

КВАРЦ ОПТИЧЕСКИЙ

На территории листов в результате предшествующих поисково-съёмочных и отчетных работ выявлено 7 пунктов кварцевой, кварц-кальцитовой минерализации, распространенных в породах различного состава и возраста и связанных с их гидротермальной проработкой [22, 226, 248], в том числе один новый пункт, установленный в ходе полевых исследований в 2009 г. (*пункт минерализации* III-4-28). Мощности жил от нескольких см до 2–3 м, отдельные из них содержат большое количество кристаллов горного хрусталя в виде щеток, друз, развитых иногда в полостях размером до 0,5–1,0 м. Размеры кристаллов от 3–5 до 17 см. На карте указаны наиболее значимые *пункты минерализации*: III-1-1; III-2-14, 18; III-4-28, 42; IV-3-4; IV-4-42. Они приурочены к сланцевым толщам бассейнов рр. Сибирчатаяха, Силоваяха, Кара, Бол. Серью, Хэнгорью. Прослеженная протяженность некоторых жил достигает 150 м.

ХИМИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

ФЛЮОРИТ

Сведения о находках флюорита на территории листов приводятся во многих материалах. Этот минерал обнаружен как в коренных породах, так и в шлиховых пробах по рекам Хэйяха, Путью, Сибирчатаяха и др. [22, 190, 216, 222, 224, 226]. Большинство пунктов минерализации фиксируются в отложениях Лемвинской СФЗ, где приурочены к полям развития карской свиты (долина р. Кара), меньше – карасиловской свиты; на карту вынесено лишь ограниченное их количество. В пестаншорском районе развития лемвинских фаций флюоритовая минерализация устанавливается в разновозрастных образованиях (визе–серпухов), относимых к сибирчатаяхинской толще (*пункт минерализации* IV-3-22). Аналогичные визе–серпуховские флюоритоносные отложения Елецкой СФЗ фиксируются в составе нерасчлененных важхановейской, сартъюской и цементнозаводской свит (*проявления* IV-2-15, 18).

Минерализация носит убогий характер, флюорит развит в виде налетов по трещинам, редкой вкрапленности и прожилков (1–5 мм) в полосчатых известняках и доломитах. В этом же районе выделения флюорита отмечаются и в кварц-кальцитовых прожилках (3–5 см) согласных, иногда секущих, а также гнездах (до 1 см). Тонкие прожилки (до 2 мм) бывают приурочены и к секущим тектоническим трещинам (до 15 см) (*пункт минерализации* IV-4-52). Флюорит иногда отмечается совместно с сульванитом [226]. Несмотря на наложенный характер флюоритовой минерализации, четкая стратиграфическая приуроченность к отложениям визе–серпухова позволяет отнести ее к стратиформной флюоритовой карбонатной формации.

По р. Сибирчатаяха (*пункт минерализации* IV-3-4), р. Ханавэйяха (*пункт минерализации* III-3-5), р. Сёсыяю (*проявление* IV-3-15), р. Мадагаяха (*пункт минерализации* IV-4-52) флюоритовая минерализация прожилково-вкрапленного типа сопровождается повышенными концентрациями стронция, бария, цинка, меди, ванадия и связана с зонками межпластового дробления и послонной мраморизации известняков [190, 224, 226]. В известняках верхнего девона и нижнего карбона с жильной минерализацией флюорита (междуречье рр. Силоваяха и Силова-

Мусюшор) содержания стронция составляют 0,1–0,5 %. В подавляющем большинстве флюоритовая минерализация связывается со слоем сферолитовых известняков и доломитов суммарной мощностью около 20–25 м. Флюорит окрашен в розоватый, сиреневый, густо-фиолетовый цвет (минерализация не превышает 1–3 %, реже до 5 %); содержание фтористого кальция в пробах 4,7–20,0 %.

БАРИТ

Первые упоминания о находке барита на Пай-Хое сделаны в отчете С. Н. Волкова «Геологический очерк нижнего течения р. Силова» за 1937 г. [17]. О находках барита на р. Кара (за рамкой листов) в 1962 г. сообщил О. П. Ушаков; М. А. Масловым в 1970 г. произведено опробование этой жилы, им же была обнаружена еще одна баритовая зона мощностью до 1 м. В последующие годы изучением баритоносности территории занимались многие исследователи [104, 137, 147 и др.]. Подробная характеристика закономерностей локализации баритов приведена в отчете А. С. Микляева [226]. В пределах листов пункт баритовой минерализации обнаружен в 1970 г. В. П. Давыдовым в долине руч. Морейшор среди отложений падейской свиты. Впоследствии в Лемвинской минерагенической зоне установлена региональная бариевая специализация филлитовидных сланцев падейской свиты и всех типов пород, включая конкреционные фосфориты, карской и карасиловской свит. Выявленная минерализация (во всех возрастных уровнях) принадлежит баритовой кремнисто-карбонатной стратиформной рудной формации.

В бассейне руч. Морейшор выявлена локальная бариевая специализация отложений широкого возрастного диапазона – «Морейшорский» участок бариевых аномалий» по А. С. Микляеву [226]. В пределах данного участка наиболее высокий уровень накопления бария отмечается в нижней части сероцветных отложений оюской свиты (*пункт минерализации* III-4-50). Интервалы повышения концентраций Ва литологически не выражены. В черных сланцах основания разреза содержание бария составляет 0,03–0,06 %, в редких пробах достигая 0,2–0,5 %. В углеродисто-глинисто-кремнистых пиритизированных сланцах с редкими линзами черных антракоцитов (мощностью от 0,1×0,2 до 0,4×2,5 м) по результатам сколового опробования установлены аномальные содержания Ва от 0,5–1,0 до 3,34–3,78 %. Результаты химического анализа ограниченного числа проб показали содержания ВаО от 1,4 до 3,22 %. В пробах иногда встречаются повышенные содержания Си – до 0,15 %, Zn – до 0,2 %. В конкрециях баритов на «Морейшорском участке бариевых аномалий» содержания сернокислого стронция 0,03–0,36 %, в ниже-среднедевонских сланцах – 0,02 %.

По результатам *геохимического опробования* выявлены повышенные содержания бария в бассейнах рек Сибирчатаяха (IV-2-11, 13) и Сёсыяю (IV-3-10, 12, 13, 14, 18); на этих же участках отмечаются и повышенные концентрации стронция (0,1–1 %) [224]. В *рыхлых отложениях* (IV-4-44, 45) повышенные количества бария (0,12–0,17 %) обнаруживаются в полосе развития падейской свиты в правом борту р. Силоваяха, в последнем случае им сопутствует и более высокое содержание меди – 0,012 % [216]. На целом ряде водотоков устанавливаются *шлеховые потоки* барита (II-1-6; III-3-9, 10, 11; IV-3-5; IV-4-5, 7), где его содержание в немагнитной фракции составляет 1–10 % (до 50 %) [190]. В аллювиальных отложениях барит обнаруживается и по р. Путью, левым притокам р. Сибирчатаяха и другим водотокам, дренирующим выходы отложений визе–серпуховского возраста. В коренных породах нижнего карбона маломощный (1,5–2,5 см) линзовидный прослой барита обнаружен по левому притоку р. Пэтаркаяха в горизонте (5–6 м) белых мраморов карской свиты.

БОРОСИЛИКАТЫ

С 1966 г. на Пай-Хое при геологосъемочных работах повышенные концентрации бора устанавливались в значительном количестве проб. На площади работ бор в повышенных содержаниях зафиксирован в 7 пунктах минерализации [189, 190]. Он концентрируется в роговиках, ороговикованных породах зон эндоконтакта долеритовых силлов и даек хенгурского комплекса, в последних содержание бора в 7 раз превышает кларковое. Боросиликаты обнаружены в кварц-аксинитовых прожилках (*пункты минерализации* II-2-7; III-1-2, 36; III-2-7), приуроченных к зонам дробления в долеритах и роговиках размером до 1×5–5×10 м, содержание В₂О₃ в прожилках до 2,5 %, в контактовых метаморфитах (*пункты минерализации* III-1-33, 48; III-2-7) – до 2,25 %. В единичных случаях (*пункт минерализации* III-1-31) несколько повышенные значения (до 0,068 %) наблюдаются в известняках на контакте с роговиками.

МИНЕРАЛЬНЫЕ УДОБРЕНИЯ

ФОСФОРИТ

Первые данные о наличии фосфоритов в палеозойских отложениях Пай-Хоя получены М. А. Масловым [216] и А. С. Микляевым [221] при геологической съемке масштаба 1 : 50 000. Находки пластовых фосфоритов среди черносланцевых пород силура позволили провести поисковые работы в юго-восточной и центральной частях Пай-Хоя, в результате которых были сделаны выводы о пяти фосфатоносных уровнях: среднеордовикском, двум силурийским (венлок и лудлов), нижневизейском и среднекаменноугольном. Впоследствии было доказано, что принятые за ордовикские фосфатоносные породы относятся к силуру. Наиболее перспективными среди фосфатоносных отложений были признаны пластовые залежи силурийского возраста. При этом установлено региональное распространение силурийского «фосфатного горизонта» на протяжении более 200 км. Конкреционные фосфориты, приуроченные к отложениям карбона (силоваяхинская и карасиловская свиты) в указанных работах признаны малоперспективными. Последующими исследованиями [226] было показано, что силурийская углеродисто-кремнисто-сланцевая формация, несмотря на ее широкое площадное развитие, содержит непромышленные скопления фосфатного сырья, а перспективы территории могут быть связаны с сингенетической и эпигенетической минерализацией, связанной с отложениями карбона.

В настоящее время в пределах листов известно более 60 пунктов минерализации (на карту вынесены не все). Выделяются два генетических типа: осадочный, представленный фосфоритовой кремнисто-карбонатной формацией и гипергенный (коры выветривания инфильтрационно-го типа), отнесенный к формации фосфоритоносных кор выветривания.

Пластовая фосфатоносность разреза оюской свиты установлена в *пунктах минерализации*, приуроченных к пачке мощностью 7–15 м: III-4-45; IV-4-23, 29; содержания P_2O_5 – 2,4–7,8 % [226].

В углисто-кремнистых сланцах и фосфатно-углисто-кремнистых породах при этом установлены повышенные концентрации V (до 0,12 %), Zn (до 0,04 %), Mo (до 0,001 %), а в карбонатных разностях фиксируется повышенное содержание Mn (0,1–0,3 %). Преобладают аморфные фосфаты в виде пропластков и линзовидных скоплений среди углеродсодержащих пород в количестве 5–20 % от основной массы. Подчиненно присутствуют сгустки, стяжения, оолиты овальной, округлой формы тех же аморфных фосфатов, а также участки перекристаллизации их до микрозернистых агрегатов апатита (карбонатапатита?). По существующим классификациям все они относятся к типу афанитовых фосфоритов, что фактически отрицает предложенные варианты их интерпретации в качестве микрозернистых фосфоритов [226]. Опираясь на эти признаки, а также, учитывая непромышленные содержания фосфатов А. С. Микляев [226] приходит к заключению о сомнительной перспективности силурийской углеродисто-кремнисто-сланцевой формации в независимости от ее широкого площадного развития в Лемвинской зоне Пай-Хоя и Урала.

Конкреционные фосфориты на площади листов А. С. Микляевым [226] описаны на трех стратиграфических уровнях: 1) в среднекаменноугольных карбонатно-черносланцевых отложениях силоваяхинской свиты, 2) среднекаменноугольных карбонатно-черносланцевых образованиях и 3) ассельских черносланцевых ассоциациях (оба – карасиловской свиты).

Нижневизейские (турнейско?–нижневизейские) конкреционные фосфориты развиты в верхней части силоваяхинской свиты, установлены в бассейне р. Кара и р. Силоваяха. На площади работ известно 42 пункта минерализации (на карте указано ограниченное их число). Максимальная протяженность минерализованной зоны (250 м) установлена в *пункте минерализации* IV-4-60. Участок разреза с фосфоритовыми конкрециями (общей мощностью около 100 м) имеет ритмично-слоистое строение, обусловленное чередованием пачек существенно карбонатного и существенно углеродисто-кремнисто-сланцевого состава (преобладающие); мощность пачек от 3–7 до 10–15 м.

Среди существенно черносланцевых отложений фосфоритовые конкреции периодически (через 0,3–0,7 м, до 1–2 м) образуют послойные скопления с мощностью прослоев от 0,05–0,3 м, в которых суммарное количество конкреций варьирует в пределах 10–35 %; встречаются также пачки черных сланцев с редкими конкрециями. Фосфоритовые конкреции имеют обычно сферическую, реже уплощенную эллипсоидную форму с размерами от 1–2 до 10 см (в среднем 3–5 см). Эпизодически встречаются линзы или жгутовидные обособления фосфатного материала размером 1–3 см в поперечнике при длине от 5–15 до 30–40 см. В целом для рассматриваемой части разреза свиты общая доля конкреционных фосфоритов оценивается в пределах 3–4 % (по оптимальным вариантам параметров: прослой по 0,2 м через 1 м с содержаниями 25–30 %).

Установленные концентрации P_2O_5 – 23–27 %, при максимуме до 32,6 %, реже они регистрируются на уровне 15–20 %.

По петрографическим данным конкреции имеют кремнисто-фосфатный и кремнисто-известковисто-фосфатный состав. При преобладании (50–75 %) в составе основной массы колломорфных агрегатов, сгустков или оолитов изотропного фосфатного материала (франколита) постоянно присутствуют кварц (от 8–10 до 20–25 %), кальцит (от 1–2 до 20–25 %), углеродистый материал (2–5 %), пирит (от долей до 3–4 %). По результатам количественного спектрального анализа фосфориты отличаются аномальными концентрациями редкоземельных элементов (на порядок и более превышающими их кларковые содержания): неодима (0,003–0,06 %), самария (0,001–0,04 %), диспрозия (0,001–0,01 %), церия (0,01–0,11 %), лантана (0,008–0,06 %), иттрия (0,02–0,06 %), иттербия (0,003–0,007 %). Постоянно повышены концентрации Zn (до 0,1–0,4 %), Cd (до 0,01 %), иногда Cu (до 0,1 %).

Пункты минерализации среднекаменноугольных конкреционных фосфоритов наблюдались в карбонатно-черносланцевой пачке (20–25 м) основания карасиловской свиты в районе р. Сибирчатаяха, по ее притоку р. Хановейяха, и на р. Кара (*пункты минерализации* III-4-19, 21) [223, 226]. Форма выделения фосфоритов и их размеры практически идентичны нижнекаменноугольным аналогам. Кроме этого отмечаются частые послойные (иногда через 10–20 см) скопления конкреций и обособления в виде линзочек и жгутиков размером от 1–2 до 10–40 см. По петрографическим данным состав стяжений сформирован фтор- и карбонатапатитом (?). Общее содержание конкреций в пачке, вероятно, не превышает 3–4 %.

Характерны стабильные концентрации P_2O_5 в линзах и конкрециях на уровне 25,5–30 % (в верхней части пачки отмечается снижение до 20–22 %) и аномальные содержания редкоземельных элементов, а также Zn, Cd, Cu, Ba и Sr. Иногда отмечаются массовые скопления переотложенных аллохтонных фосфоритовых конкреций в подошве обломочных известняков, залегающих стратиграфически выше.

Ассельские конкреционные фосфориты распространены в верхней части карасиловской свиты (мощность пачки 80–85 м). Отделяются от среднекаменноугольных карбонатно-черносланцевых отложений пачкой (60–65 м) практически безрудных сероцветных силицитов, глинисто-кремнистых и кремнисто-глинистых сланцев. Чаше конкреции встречаются в виде послойных скоплений в низах пачки (в интервале около 30 м); общая их доля составляет 3–5 % от объема этой части разреза. В верхней части (50–55 м) послойные стяжения отмечаются редко. Преобладают шаровидные выделения размером 3–7 см (реже – 1–2 см и 10–12 см). Встречаются также эллипсоидные, линзовидные и жгутиковые стяжения (1–3×15–20 см). Общее содержание фосфоритовых конкреций в ассельских отложениях около 2–4 %. По сравнению со среднекаменноугольным уровнем здесь резко снижается содержание P_2O_5 – до 12,5–22 %, в единичных случаях до 26,5 %. В большинстве случаев конкреционные фосфориты отличаются повышенными концентрациями (до 127 г/т) урана. Характерны аномальные содержания BaO (0,2–2,6 %); Sr (0,1–0,2 %); Zn (0,1–0,8 г/т); Cd (1–7 г/т) [226].

Гипергенные фосфоритоносные коры выветривания контролируются линейными зонами, подчиненными осевым плоскостям линейный складок и крупным разрывным нарушениям, где полезный компонент сосредоточен в цементе брекчий и условно подразделяется на кремнисто-фосфатно-олигонитовые фосфориты и аморфные и кристаллические алюмофосфаты.

Кремнисто-фосфатно-олигонитовые фосфориты впервые были вскрыты горными выработками в правом борту долины р. Кара (*пункт минерализации* III-4-24) [216, 226], где по зоне надвига сложнодислоцированные силоваяхинские «черные сланцы» (с фосфоритовыми конкрециями) надвинуты на породы карской и карасиловской свит. В зависимости от количества обломков силицитов и вторичных гнезд кварца содержания P_2O_5 меняются от 7 до 30 %. По петрографическому изучению в шлифах фосфориты характеризуются брекчиевой структурой, массивной или флюидальной текстурой. В составе кластического материала преобладают угловатые обломки (0,2–10 мм) олигонитов (?) и силицитов. В подчиненном количестве встречаются фосфориты, глинисто-кремнистые и кремнисто-глинистые сланцы. Цементирующая масса представлена микроглобулярным фосфатом с линзами, полосами и пятнами агрегатов ромбоэдрических зерен карбоната и гнездами кварца. Содержания сопутствующих компонентов: MnO – 9,4–15,0 %, Fe_2O_3 – 12,6–33,7 %. Во всех проанализированных пробах отмечаются аномальные концентрации Zn (0,2–0,55 %) и U (0,002–0,006 %).

Аморфные алюмофосфаты (*пункт минерализации* IV-4-57) известны в левом борту долины р. Силоваяха. Достаточно детальная характеристика этого объекта отражена в отчете Пайхойской ГСП [226]. Зоны динамокластитов (мощностью от 4–5 до 10–12 м, прослеженная протяженность до 250 м) представлены раздробленными до мелких обломков (от 1–2 до 10 см) черными сланцами или их сажистой перетертой массой; сцементированы они вязкими алюмофос-

фатными гелями или более твердыми канифолеподобными желтоватыми, желтовато-коричневыми, винно-красными аморфными коагелями алюмофосфатного или железо-алюмофосфатного материала. Эти выделения детально изучены Н. П. Юшкиным [148 и др.], А. А. Иевлевым [50, 51, 52]. В шлифах алюмофосфаты представлены метаколлоидными агрегатами с колломорфно-зональным строением, облекающими обломки углеродисто-глинисто-кремнистых сланцев. По трещинам часто встречается гипс. В этих же зонах фиксируется широкий спектр относительно устойчивых или короткоживущих («сезонных») кристаллических сульфатов железа и алюминия (роценит, мелантерит, ярозит, галотрихит, колианит, кокимбит), а также фосфатных минералов (крандаллит, эвансит, дестинезит). Анализ образцов аморфных алюмосиликатов показал высокие содержания P_2O_5 – 14,5–21,4 % и Al_2O_3 – 27,5–41,6 %. В борздовых пробах содержания P_2O_5 в целом по зонам снижаются до 4–8 %. Во всех пробах определены аномальные концентрации Zn (0,1–0,51 %), V_2O_5 (0,1–0,67 %) и урана (до 0,006–0,02 %). Из-за низких содержаний полезных компонентов все объекты данного типа на современном этапе не имеют промышленного значения [226], однако могут служить поисковым признаком на возможность обнаружения месторождений комплексных руд (Al, P, V).

АБРАЗИВНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Коренных отложений данного типа (исключая пункты минерализации импактных алмазов, описанные в разделе «Драгоценные и поделочные камни») на территории листов не установлено. В аллювии рр. Сибирчатаяха, Сопчаю, Хэйяха, Силоваяха и Кара в шлиховых пробах отмечены единичные знаки пиропов [189, 190, 216, 221]. Пиропы представлены обломками кристаллов (размером 0,1–0,5 мм) светло-, темно- и розовато-фиолетового цвета. Вероятный источник – кварцитовидные песчаники хенгурской и падейской свит. Появление пироба в пробе туфобрекчий (руч. Путтывис, приток р. Путью) связано, возможно, с импактитами Карской кольцевой структуры.

ГОРНОТЕХНИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

ЦЕОЛИТЫ

В бассейне р. Кара в скв. 21 (208,0–212,9 м) среди зювитов обнаружена линзовидная трещина разрыва (до 2,5 см в раздувах) в импактитах с цеолитовой (ломонтит, томсонит, морденит, десмин) и пиритовой минерализацией (*пункт минерализации* III-4-7) [222]. Более поздние исследования Н. П. Юшкина и др. [146] дополнили минеральный состав трещинного выполнения анальцимом, апофиллитом, кальцитом, баритом. Анальцим, кроме трещины, встречается и по всей мощности туфобрекчий на стенках каверн. Самым ранним минералом является игольчатый ломонтит, наиболее поздними – анальцим и барит. Судя по особенностям локализации, кристаллизация цеолитов происходила значительно позже формирования импактитов (туфобрекчий) в результате миграции по трещинным зонам относительно низкотемпературных щелочных растворов, иногда фторсодержащих.

В пределах Карской астроблемы (в юго-восточной ее части) в кластических дайках, выполненных слаболитифицированными светло-коричневыми песчаными глинами с примесью псефитовых обломков (до 3 см), сложенных импактными стеклами (до 5 %), породами цокольного комплекса (до 25 %), иногда зювитами, М. С. Мащак и В. А. Езерский [76] отмечают монтмориллонитизацию, хлоритизацию, иногда полное замещение стекол радиально-лучистыми агрегатами цеолитов. Образование даек предполагается в результате пассивного заполнения открытых трещин перемытым материалом импактитов и аллогенных брекчий. Незначительный разрыв во времени между образованием кратера и возникновением кластических даек предполагается, исходя из наличия секущих прожилков кальцита, пирита и цеолитов, часто без смещения выходящих за пределы инъекционных тел во вмещающие породы.

ДРАГОЦЕННЫЕ И ПОДЕЛОЧНЫЕ КАМНИ

В районе работ известны различные виды пород и минералов, пригодных в качестве облицовочного, поделочного и коллекционного минерального сырья.

АЛМАЗЫ

Проведенными на площади листов геологическими исследованиями разного масштаба (ГС, ГГК, тематические и поисковые работы) в пределах Карской астроблемы установлено присутствие импактных алмазов как непосредственно в импактитах, так и в аллювиальных песчано-гравийно-галечных отложениях. На импактные алмазы в конце 70-х–начале 80-х годов прошлого века отобрано около 500 проб из зювитов, тагамитов, стекол и коптокластитов кластических даек в пределах Карской структуры [217, 219, 230, 231]. В результате были выделены зерна алмазов (0,05–1,05 мм), представляющие собой тонкие удлиненные пластинки со сглаженными углами и ребрами, реже сколки и угловатые обломки, в единичных случаях гексагональные кристаллы.

В наиболее эффективно проведенных работах А. С. Микляева [226] дана оценка коренной и россыпной алмазности Карской астроблемы, описано несколько разновидностей алмазов, высказаны предположение о возможной закономерности в образовании россыпей.

Алмазность коптогенных образований. Исследованиям были подвергнуты пробы тагамитов из *проявлений* (Ш-4-3, 4) на р. Анарога, литокластических зювитов из *проявлений* (Ш-4-14, 17) на р. Кара в районе устья р. Тохорэяха, *пункта минерализации* (Ш-4-8) протока Латаюн и *проявления* (Ш-4-5) на р. Анарога, импактных стекол (*проявлений* Ш-4-4, 17) [226]. По р. Анарога одна из трех проб отобрана из обнажения пластового тела (мощностью 10–15 м) массивных стекловатого облика высокотемпературных тагамитов, другая – из подстилающих витрокластических зювитов, характеризующихся отсутствием сортировки кластического материала, насыщенностью узкими, длинными струями, линзами, тяжами импактных стекол и низким содержанием цемента. На р. Кара опробованы глыбово-агломератовые и перекрывающие их лапиллиево-агломератовые зювиты с низким содержанием импактных стекол, повышенным количеством литокластов и цементирующей массы. Одна из проб характеризует полиминеральное импактное стекло из шнуровидных включений в зювитах. Ранее здесь были установлены высокие концентрации апоугольных алмазов [219], которые присутствуют в пробах в количестве от 13 до 585 знаков, размером от 0,18 до 2 мм (извлечение алмазов менее 0,18 мм не проводилось); средний вес алмаза 0,066 мг. В большинстве проб они регистрируются в классе –2+1 мм. Всего в процессе обработки было извлечено 1 174 зерна суммарным весом около 0,4 карата [226].

Апоугольные (без лонсдейлита) импактные алмазы существенно отличаются от апографитовых по составу, свойствам и внешнему виду. Они больше всего похожи не на минералы, а на куски смолы, кокса или керамики и не имеют, в отличие от апографитовых алмазов, кристалломорфологических выделений. Представлены поликристаллическими агрегатами угловато-округлой формы с беспорядочным срастанием кристаллитов, неровной шероховатой или бугристо-ямчатой поверхностью, практически не содержат лонсдейлита. Свойства алмазов определяются характером исходного субстрата: угольного вещества высоких стадий углефикации. Примечательно, что апоугольные импактные алмазы по особенностям морфологии, химическому составу, изотопному составу углерода, присутствию в них органических соединений, высокой пористости, зольности, низкой температуре сгорания и другим свойствам сходны с агрегатными поликристаллическими алмазами (карбонадо), известными исключительно в россыпях.

Среднее содержание алмазов по всем проанализированным пробам составляет 1,12 кар/т. Более надежны расчетные содержания алмазов, принятые с учетом контрольного опробования сокращенных фракций. Наибольшее количество алмазов установлено в импактных стеклах нижнего горизонта (52,5 кар/т), в зювитах – 25 кар/т. В перекрывающих их зювитах верхнего горизонта, отличающихся почти полным отсутствием обломков импактных стекол, содержание алмазов не превышает 0,5 кар/т. Эти результаты свидетельствуют о неравномерном содержании алмазов в импактитах. Так, на р. Анарога оно не превышает 6 кар/т при максимальных концентрациях в тагамитах (в 3,5 раза больше, чем в зювитах). На р. Кара в зювитах нижнего горизонта содержание алмазов достигает 25 кар/т.

При анализе пробы импактного стекла ППК-3017 весом 143 кг (отобрана в правом борту р. Кары на месте отбора пробы С-3522/4, *проявление* Ш-4-14), выполненный в 1991 г. в Институте минеральных ресурсов (г. Симферополь), выделены 119 зерен импактных алмазов размером от 0,01 до 0,31 мм [226].

Алмазы условно подразделены на 4 группы:

– 49 зерен голубовато-серого, беловато-желто-серого и коричнево-черного цвета неправильной, обломочно-изометричной формы. Большая часть зерен представлена осколками алмазов. Преобладают голубовато-серые и беловато-желто-серые зерна;

- 54 алмаза уплощенно-удлиненной формы черного и темно-серого цвета. Все зерна непрозрачны с комбинационными неровными поверхностями сколов;
- 12 уплощенно-удлиненных зерен желтой окраски с признаками гексагональных очертаний;
- 4 зерна уплощенной гексагональной формы белого, беловато-серого цвета с желтоватыми оттенками.

В концентратах обнаружен единичный спайный выколочек прозрачного, бесцветного октаэдрического кристалла алмаза кимберлитового типа размером 0,44 мм. В заключении специалистов отмечается ничтожно малая вероятность технологического заражения пробы в пределах института.

Проведенные исследования показывают, что практически все обнаруженные алмазы отличаются типоморфными особенностями, связанными с их ударным образованием, относятся к самостоятельной разновидности и нуждаются в дальнейшем комплексном изучении, включая определения технологических свойств. Максимальные концентрации алмазов (до 52,5 кар/т) в импактных стеклах, видимо, отражают закономерную прямую связь их образования с процессами импактного плавления осадочного субстрата, содержащего рассеянные формы углеродистого вещества. В ходе исследований установлено наличие апоугольных алмазов нескольких типов: плотные и прочные различно окрашенные (подтипы В₁ и В₂); белые рыхлые (слабосвязанные) агрегаты (С); алмазы черные и смоляно-черные (тип А – или тогорит) – плотные, пористые, высокозольные, с пониженной плотностью. Последние (по результатам контрольного опробования) концентрируются в легкой фракции и при подсчете содержаний они не учитывались [226].

Алмазоносность рыхлых отложений. Попытки обнаружения алмазов в аллювиальных отложениях на площади листов предпринимались многими исследователями [217, 219, 230, 231], однако их результаты оставались отрицательными. Впервые аллювиальные импактные алмазы в контуре Карской структуры обнаружены при геологическом доизучении масштаба 1 : 50 000 Кара-Силовской площади [226]. Мелкообъемным опробованием они установлены по р. Кара, в истоках протоки Лагаюн (показаны шлиховыми пробами), р. Сибирчатаяха (*шлиховой поток* III-3-3), р. Сопчаю (*шлиховой поток* III-3-1). Количество алмазов крайне неравномерное и колеблется от 1 до 60 знаков на пробу при концентрациях от тысячных долей до 1 карата на 1 м³ (кар/м³). Их содержание в аллювии зависит от литологии опробованных рыхлых отложений (в первую очередь – их гранулометрического состава) и удаленности от выходов коптогенных образований.

Кроме русловых фаций незначительное количество алмазов (единичные знаки) обнаруживается в отложениях первой надпойменной террасы по р. Сибирчатаяха, до 12 знаков (0,06 кар/м³), в песчано-галечных отложениях первой надпойменной террасы р. Кары [226].

Алмазы из четвертичных аллювиальных отложений показали их идентичность алмазам, извлеченным из импактитов и импактных стекол. Преобладают наиболее устойчивые к процессам переноса и переотложения зерна подтипа В₂ (внешне они напоминают куски керамики с пористой фарфоровидной или псевдослоистой поверхностью). Реже встречаются алмазы типа С, причем как относительно прочные, так и мягкие, слабосвязанные агрегаты; последние, как правило, интенсивно окатаны, имеют округлые очертания, сглаженные ребра и затертую «приполированную» поверхность. Алмазы типа С встречаются в русловом аллювии непосредственно у коренных источников и исчезают с удалением от них. Наблюдается прямая связь находок алмазов в аллювии от близости коренных выходов пород коптогена (преимущественно его нижнего горизонта). Отмечено также, что алмазы отсутствуют в пробах, где преобладает окатанная галька пород палеозоя, а также при заметном присутствии пирита. Таким образом, наиболее перспективными на россыпи алмазов являются современные аллювиальные галечники кос, отмелей и русел рек вблизи коренных выходов алмазоносных импактитов [226].

ЯШМЫ ПОДЕЛОЧНЫЕ

На изученной площади проявления яшм и яшмоидов пользуются широким распространением, значительная часть пунктов минерализации на карте не указана. Их оценкой в разные годы занимались Ю. В. Жуков [189], М. А. Маслов [216, 217], А. С. Микляев [222, 226], В. В. Батаев [171]. В верхнедевонских отложениях горизонт яшмоидных пород по комплексу признаков выделен как маркирующий в кровле отложений громашорской свиты. Он выдержан, прослеживается на большие расстояния, в рельефе образует положительные формы, отчетливо выделяется на АФС. С выходами горизонта яшмоидов связаны все проявления стратифицированных марганцевых руд фаменского возраста, описанные в соответствующем разделе. Работами А. С. Микляева [226] верхнефаменский интервал разреза, включающий горизонт яшмоидов

громашорской свиты и перекрывающую пачку переслаивания фтанитов, кремнистых известняков и карбонатно-кремнистых сланцев основания силоваяхинской свиты, содержащий пластовые залежи карбонатных марганцевых руд, выделен в составе фаменской вулканогенно-осадочной марганценозной формации.

В восточной части территории *проявления и пункты минерализации* яшмоидов известны в бассейнах рек Кара и Силоваяха (III-4-44, 46; IV-4-13 и др.) [196, 222, 226]. Они представлены скальными выходами и развалами полосчатых яшмоидов (сургучно-красных, кремневых и зеленоватых с розовыми линзами). Пятнистая и линзовидная текстура, а также яркая окраска придают породам высокие декоративные качества. Преобладают тонкослоистые, пятнистые и пейзажные разновидности. Вскрытая мощность горизонта на различных участках 12–15 м, прослеженная протяженность – до 4,5 км. Состав яшмоидов: минералы кремнезема – 55–65 %, карбонаты – 15–25 %, гематит – 5–10 %, серицит – 5–7 % [226]. Плотность 2,67–2,86 г/см³, пористость 0,7–2,5 %, водопоглощение 0,1–0,3 %, коэффициент размягчения и морозостойкости 0,8–0,9. По ГОСТ 9479-60 яшмоиды относятся к I группе, по ГОСТ 9479-76 к III–V группам.

По цветовой гамме и текстурным особенностям А. С. Микляевым [226] на проявлениях этой группы условно выделены три типа яшм и яшмоидов. Преобладают полосчатые разновидности с густыми сургучно-красными, ярко-красными, красновато-коричневыми оттенками. Из-за различной доли тонкораспыленной примеси в поперечном сколе мощность прослоев различной окраски, меняется на разных участках от 1–3 мм до 5–10 см. Отмечаются также тонкие (доли–1–2 мм) пропластки существенно гематитового состава. В подчинении – яшмоиды с мягкими (кремевыми, розоватыми, зеленоватыми, розовато-белыми цветовыми) оттенками и полосчатой, волнисто- и пятнисто-полосчатой текстурой. В кровле и подошве горизонта яшмоидов (мощность до 2–3 м) часто наблюдаются близкие к пейзажным разновидности пестроокрашенных яшмоидов (широкий спектр кремневых, розоватых, зеленых, бежевых, белых, ярко-красных цветовых оттенков с контрастной или расплывчатой их сменой и слоистой, линзовидно-пятнистой, пятнисто-полосчатой, иногда плейчатой текстурой). При полировке декоративный рисунок камня нередко усложняется дендритами гидроокислов марганца. В естественных обнажениях и элювиальных развалах блочность пород в зависимости от интенсивности пликвативно-разрывных дислокаций меняется от 10×10×10 до 50×70×100 см с наиболее низкими параметрами для существенно кремнистых типов пород. Радиоактивность яшмоидов не превышает 4–6 мкР/ч. Для группы проявлений в бассейне рр. Кара и Силоваяха в целом при протяженности горизонта яшмоидов на обнаженных участках от 0,3–0,5 до 2–3 км прогнозные ресурсы камнесамоцветного сырья до глубины 50 м А. С. Микляевым оценивались в пределах от 0,5 до 2–3 млн м³. Без привлечения значительных технических средств возможна разовая добыча сырья объемом до 30–50 м³.

В юго-западном крыле Центрально-Пайхойского антиклинория известны многочисленные выходы горизонта яшмоидов в бассейне рр. Хэйяха и Сибирчатаяха (*проявления и пункты минерализации* III-1-44; IV-2-4, 7; IV-3-8, 21 и др.) [189, 190, 196, 223, 224]. Большая часть этих объектов описана как пункты минерализации, содержащие карбонатные марганцевые руды.

Яшмоиды вскрываются в двух типов разрезов [189]. Первый представлен полосчатыми яшмовидными породами мясо-красного цвета с розовыми прослоями (мощность от первых см до десятков см) в переслаивании с кремнистыми известняками и кутнагоритовыми рудами. Декоративный рисунок яшмоидам придает сложная мелкая плейчатость. Суммарная мощность горизонта, содержащего яшмоиды около 15 м. Второй тип разреза отличается наличием мощных пачек мясо-красных полосчатых яшм в основании разреза (до 2,5 м). Выше их располагаются массивные или слоистые буровато-серые известняки (4,0 м). Завершается разрез (13 м) переслаиванием тех же мясо-красных яшмоидов с известняками и кутнагоритовыми рудами [149, 189, 196].

В бассейне р. Сёсыяю горизонт яшмоидов тянется на 7–9 км, при мощности 10–15 м. В бассейне р. Мадагавож (левый приток р. Сёсыяю) он прослежен (по коренным выходам, элювиальным развалам и скважинам картировочного бурения) на 10–12 км при мощности 15–18 м [223]. Яшмоиды отличаются преимущественно однородным мясо-красным цветом, лишь в основании горизонта заметна тонкая полосчатость за счет пропластков буровато-красного цвета с различными оттенками. На р. Сибирчатаяха и ее притоке руч. Тальбейшор мощность горизонта яшмоидов оценена в 15–20 м, протяженность 25 км. Общие запасы по западной части листов оцениваются в 8–10 млн м³ [224].

ЯНТАРЬ

Пункты минерализации янтаря-сукцинита обнаружены и опробованы при проведении отчетных полевых работ в 2009 и 2010 гг. геологом ЗАО «Поляргео» А. В. Крыловым. Первый из них (*пункт минерализации* II-3-1) расположен в нижнем течении р. Сопчаю в 7,8 км юго-восточнее от выс. отм. 43,0 м (г. Путмыльк). Представлен редкими обломками сидеритизированных мелкозернистых песчаников среди тонкозернистых песков светло-серого цвета (мощностью до 4 м). Размеры неокатанных обломков до 0,8×0,5 м; они образуют линзообразный контур размером 0,5×10 м. Обломки пород с зернами янтаря составляют не более трети от общего объема. Размер зерен янтаря до 1 см, цвет желтовато-коричневый, светло-желтый. Из пробы раздробленных (до 3–7 см) обломков песчаников 0,5 м³ в полевых условиях было извлечено 60 зерен янтаря общим весом 25 г.

Второй *пункт минерализации* (III-3-2) установлен в среднем течении р. Сопчаю (правый борт) в 1,1 км ниже устья р. Хэнгорью. Зерна янтаря (0,1–0,7 см) фиксируются в неокатанных обломках плотных желтовато-серых песчаников размером от 0,1×0,1 до 1,5×1,5 м, неравномерно распределенных в линзе плотных серых глин, протяженностью около 100 м, при ширине выхода до 2 м. Глины перекрыты пластом песков мощностью около 15 м. Наряду с янтарем в обломках присутствуют обугленные растительные остатки, к которым чаще всего он и приурочен. Зерна янтаря окрашены в светло- и темно-желтый цвет. Относительно крупные зерна янтаря (до 1,5 см) составляют не более трети от общего количества зерен. В полевых условиях обломки песчаников (в объеме 1 м³) были раздроблены до 5–7 см, из них было извлечено 40 зерен янтаря общим весом 20 г.

БИРЮЗА

В пределах листов известно 2 пункта минерализации бирюзы. Впервые она выявлена А. А. Беляевым [5, 7] в левом борту р. Силоваяха (среднее течение) в 3,0 км ниже устья руч. Едунейшор (*пункт минерализации* IV-4-49). Среди осветленных силицитов и глинисто-кремнистых сланцев громашорской свиты на протяжении 120 м выделены 3 зоны (до 1–3 м) с пленками и площадными (2–5 м²) налетами (1–2 мм) голубовато-зеленых сферических агрегатов бирюзы радиально-лучистой структуры. В верхах пачки тонкоплитчатых силицитов (мощностью около 10 м) проявлена также медная минерализация. Диагностика бирюзы подтверждена результатами химических, рентгеноструктурных, термических анализов и электронной микроскопии. Явный тектонический контроль минерализации свидетельствует в пользу гипергенной (инфильтрационные коры выветривания) природы бирюзы. В неизменных вмещающих породах отмечаются тонковкрапленная сульфидная минерализация (халькопирит, пирит, ковеллин, сфалерит) и наличие фосфора на уровне 0,1–0,2 % P₂O₅. Сопутствующие минералы-спутники – вавеллит, варисцит, крандаллит. На границе сферолитов фосфатов и в инстерстициях между ними отмечается примесь кварца, слюды, каолина.

Второй объект (*пункт минерализации* IV-4-40) приурочен также к пестроцветным силицитам громашорской свиты, располагается в правом борту долины р. Силоваяха на правом безымянном ее притоке в 2,35 км к югу от устья р. Нядейяха. Минерализация обнаружена в зоне окварцевания, где образует прожилки и корки размером 1–3 мм; по элювиальным развалам зона прослежена на 10–15 м. Бирюза может использоваться в качестве коллекционного материала, ювелирных разновидностей не установлено. При составлении Госгеолкарты-1000 прогнозные ресурсы оценены в 1 т штуфов [23].

СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Пай-Хой, в том числе и в пределах площади, характеризуется наличием геологических образований, пригодных для использования в качестве строительных материалов. Это в первую очередь скальные породы (магматические, метаморфические, терригенные, карбонатные), а также пески, глины, песчано-гравийный материал. Однако разведочные работы и подсчет запасов их не выполнялись из-за отсутствия конкретных объектов хозяйственного освоения и развитой инфраструктуры. Поэтому месторождений общераспространенных видов строительных материалов на территории нет. Определенного внимания заслуживают лишь метаморфизованные карбонатные породы.

КАРБОНАТНЫЕ ПОРОДЫ

МРАМОРЫ

Мраморы и мраморизованные известняки, приуроченные к визейско–серпуховскому стратиграфическому уровню, наблюдаются в бассейне р. Сибирчатаяха – по ее притокам р. Сёсыяю (*проявление IV-3-17*) и руч. Кыртывис (*проявление IV-2-17*). Ранее оцененные их ресурсы, составляющие, соответственно, 1,5 млн м³ и 1,0 млн м³ [224], в профильных организациях не апробировались. Эти породы являются маркирующими для карской свиты, обладают мощностью 5–6 и 2–3 м и, кроме упомянутых, развиты в нижнем течении р. Кара. Состав и физические свойства пород отражены в отчете А. С. Микляева [226]. Мраморы характеризуются светлой почти белой окраской и могут использоваться в качестве облицовочного материала. Высокие декоративные качества при полировке мраморизованных карбонатов были отмечены А. А. Беляевым [6, 175] для довольно экзотической серпуховской ассоциации (слоистые и сферовые известняки, а также доломиты).

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА

ЭПОХИ И ЭТАПЫ МИНЕРАГЕНЕЗА, ГЛАВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ МИНЕРАГЕНИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ

Формирование земной коры (и соответственно – объектов минерального сырья) Пай-Хоя имеет длительную историю, насчитывающую несколько эпох; на территории листов доступны изучению лишь три последние из них.

Позднепротерозойская минерагеническая эпоха (представленная здесь заключительным *позднерифейско–вендским этапом*) в отношении полезных ископаемых малоинформативна, так как соответствующие образования полностью перекрыты палеозойскими осадками и выделяются только на разрезе. За пределами площади (Амдерминский рудный узел) на этом возрастном уровне известны значимые объекты флюорита.

Палеозойско–раннемезозойская минерагеническая эпоха связана с каледоно–герцинским («уральским») тектономагматическим циклом и подразделяется на четыре этапа. *Первый (позднекембрийско–раннедевонский)* отвечает континентальному рифтогенезу и последующим (начальной и средней) фазам формирования пассивной окраины палеоконтинента. Этот возрастной промежуток сравнительно малопродуктивен: лишь в заключительную (силурийско–раннелохковскую) стадию идет накопление осадочных фосфоритов («пластового» типа), а также барита гидротермально-осадочного генезиса; с углеродистыми формациями этого времени связана ванадиевая и молибден-урановая минерализация.

Второй (раннедевонско–ранневизейский) этап совпадает с поздними фазами эволюции пассивной окраины (включая и кратковременную наложенную активизацию в фамене) и отмечен максимальной продуктивностью. В раннем–среднем девоне формируются стратифицированные осадочные скопления железа и марганца (сидеритовая формация). Позднедевонский интервал характеризуется более широким спектром полезных ископаемых, что связано с этапом тектономагматической активизации и синхронными гидротермально-осадочными процессами. К интрузиям габбродолеритов хенгурского комплекса приурочено медно-никелевое (с платиноидами и золотом) сульфидное оруденение магматического типа. Гидротермально-осадочные образования представлены протяженными залежами яшмоидов (камнесамоцветного сырья), сопряженными с ними рудами марганца (железо-марганцевая терригенно-кремнисто-карбонатная рудная формация) и стратиформной медной минерализацией. Гидротермальное перераспределение рудных компонентов по трещинным зонам в приконтактовых ороговикованных частях интрузий привело к формированию жильных скоплений кварца, кальцита, боросиликатов, в пределах рудовмещающих осадочных и гидротермально-осадочных толщ – свинцово-цинковых и медных (с ванадием и цинком) руд. Начиная с турнейского времени широкое развитие приобретают аноксидные обстановки осадконакопления, приведшие к формированию мощных черносланцевых толщ и связанных с ними скоплений конкреционных фосфоритов, урана, ванадия.

Третий (поздневизейско–раннепермский) этап, совпадающий во времени с постепенной деструкцией пассивной окраины и началом коллизионных процессов (возникновение флишевых прогибов), наряду с фосфоритами («конкреционного» типа) и урановыми (в том числе с Мо) скоплениями в черносланцевых отложениях, характеризуется и новыми видами полезных ископаемых – проявлениями флюорита и мраморов. За пределами площади (непосредственно за северной и южной рамками листов) в молассах нижней перми формируются месторождения каменного угля.

Четвертый (среднепермско–триасовый) этап соответствует обстановке межплитного орогенеза (гиперколлизии) с интенсивными тектоническими подвижками и сопутствующим формированием гидротермальной жильной минерализации.

Все четыре этапа названной эпохи характеризуются нефтегазонакоплением; объекты УВ находятся непосредственно за южной рамкой листов.

Мезозойско–кайнозойская минерагеническая эпоха подразделяется на три этапа; образования каждого из них представлены на площади, хотя и с разной степенью распространенности.

Позднетриасово–раннемеловой этап совпадает с установлением на территории платформенного режима, интенсивным размывом (планацией) горной страны, кратковременными ингрессиями мелководных (шельфовых) морей и формированием элювиальных кор выветривания (вследствие более поздней эрозии сохранились только фрагменты кор). С этим этапом связаны гипергенные объекты полезных ископаемых.

Позднемеловой–эоценовый этап характеризуется существенной пенеппенизацией с осадконакоплением во внутриконтинентальных бассейнах, а также импактным событием в конце позднего мела. С этим периодом связано формирование коптогенных алмазов, накопление янтаря (в прибрежно-морских условиях), в заключительную стадию – образование апоимпактовых гидротермально-метасоматических цеолитов.

Олигоцен–четвертичный этап – тектоническое «омоложение» территории (внутриплитный орогенез) с образованием расчлененного (низкогорного и грядово-холмистого) рельефа, формированием современной речной сети. Ранние его стадии отмечены проявлениями гипергенного марганца (в том числе с сопутствующим железом), вторичных фосфоритов и бирюзы. В заключительную (поздненеоплейстоцен–голоценовую) стадию образуются россыпепроявления и шлиховые потоки импактных алмазов, в аллювий переходят золото и другие шлиховые минералы.

На схеме минерагенического районирования Вайгачско-Пайхойской серии листов (твердые полезные ископаемые доолигоценного возраста) территория включает фрагменты двух крупнейших единиц, выражающих регионально проявленную неоднородность в отношении генетических типов, распространенности и степени концентрирования минерального сырья: **Урало-Новоземельского минерагенического пояса** (большая часть площади) и смежной с юго-запада **Предуральской минерагенической мегазоны** (вне провинций и поясов).

Для складчатых областей совмещение в единых пространствах полезных ископаемых (и их признаков) разных этапов и стадий запечатлено в таксонах субрегионального значения – минерагенических зонах, также представленных здесь небольшими частями. В Урало-Новоземельском минерагеническом поясе таковых три (с юго-запада на северо-восток): **Верхнекарско-Елецкая бокситоносная медно-цинково-свинцоворудная** ($2 \text{ Pb, Zn, Cu, (Al) / C}_3\text{-C}_2$) с возрастным интервалом от позднего кембрия по средний карбон (здесь она распространена фрагментарно и представлена только флюоритовой минерализацией); **Лемвинская золото-баритово-марганцеворудная** ($3 \text{ Mn, Ba, Au / C}_3\text{-P}$) позднекембрийско–палеогенового времени (содержит широкий спектр различных видов полезных ископаемых) и пермско–среднемеловая **Северо-Пайхойская алмазоносно-угленосная** (4 UK, di / P-K_2) (*Карский угольный район* (4.1 УК/Р) с промышленными объектами расположен непосредственно за северной рамкой листов).

Предуральская минерагеническая мегазона представлена здесь самым краем **Полярно-Предуральской угленосной минерагенической зоной** (1 УК/Р) (соответствует Печорскому угленосному бассейну). Входящий в нее *Кортаихинский каменноугольный район* (1.1 УК/Р) практически целиком располагается за южной границей площади.

На схеме нефтегазогеологического районирования Вайгачско-Пайхойской серии юго-западный угол листа R-41-XXVIII занимает фланг *Кортаихинского газонефтеносного района* (5.1 Н, Гз/С–Р), входящего в **Северо-Предуральскую нефтегазоносную область** (5 Гз, Н/О–Т) **Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции** (при этом промышленные объекты УВ и даже их признаки – за пределами территории).

ФАКТОРЫ, КОНТРОЛИРУЮЩИЕ РАЗМЕЩЕНИЕ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ, И ПЕРСПЕКТИВЫ ТЕРРИТОРИИ

Как уже сказано выше, на площади отсутствуют объекты ранга месторождений; известные проявления и пункты минерализации относятся к двум группам – металлическим и неметаллическим полезным ископаемым. В связи с тем, что хотя горючие ископаемые непосредственно на территории не обнаружены, но их объекты имеются на смежных листах, этим видам сырья также будет уделено внимание в данном подразделе.

НЕФТЬ, ГАЗ

По мнению ряда исследователей [10, 108, 130, 134] Центральный Пай-Хой, Карская впадина и дислоцированные палеозойские отложения, примыкающие к Коротаихинской впадине, могут представлять потенциальные районы для обнаружения УВ. В качестве возможных структурных критериев выдвигаются следующие: а) антиклинальные формы с выходами в сводах каменно-угольных и верхнедевонских отложений; б) тектонически (и литологически) экранированные ловушки в лежачем крыле (автохтоне) Главного Пайхойского надвига. Поверхность потенциально нефтегазоносных карбонатных и карбонатно-терригенных комплексов на площади листов может достигать доступных глубин (3,5–5 км). В целом же перспективы территории в отношении нефте- и газоносности на данной стадии изученности достоверно оценить затруднительно.

УГОЛЬ КАМЕННЫЙ

Потенциально угленосные отложения на площади в целом изучены слабо, при геологосъемочных работах признаки угленакопления не обнаружены. За границами листов каменный уголь (в пластах рабочей мощности) локализован в молассовых и молассоидных образованиях нижней (с юга), средней и верхней (с севера) перми. Первые классифицируются как формации краевых прогибов (с циклическим строением), вторые – межгорных прогибов. Угли относятся к маркам А и ПА, характеризуются повышенной зольностью и малой сернистостью; теплота сгорания (на горючую массу) – 6 528–8 124 ккал/кг. Отложения углевмещающей табьюской свиты распространены и на территории – у северной рамки листов; в случае постановки специализированных поисковых работ им должно быть уделено первоочередное внимание (с упором на палеогеографические факторы).

ЖЕЛЕЗО

Железо осадочного типа (сидеритовая формация) имеет отчетливый стратиграфический и литологический контроль. Из-за «рассеянного» характера оруденения, крайне незначительного размера объектов и низких содержаний полезного компонента перспектив не имеет.

МАРГАНЕЦ

Проявления сингенетических марганцевых руд локализованы на нескольких стратиграфических уровнях (подробно рассмотрены выше); наиболее масштабные скопления связаны с фаменской карбонатно-терригенно-кремнистой марганценосой ассоциацией. Помимо проявлений и пунктов минерализации, прямыми признаками оруденения являются ореолы вторичного литогеохимического рассеяния, а также локальные магнитные аномалии (значительная часть объектов содержит железо в качестве попутного компонента). Эпигенетические проявления марганца приурочены к сохранившимся фрагментам линейных кор выветривания. Марганценовые коры предпочтительно развиваются вдоль зон интенсивной трещиноватости (тектонического дробления) в фаменских яшмоидах. Марганец – один из основных видов сырья, с которым связываются перспективы площади; по совокупности данных выделены комплексный *Кара-Силовский потенциальный рудный узел* и *Путьюская марганцеворудная зона потенциальная* (см. ниже).

ЦВЕТНЫЕ И БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Перспективы обеих подгрупп на территории листов фактически связаны лишь с одной рудной формацией – платиноидно-медно-никелевой сульфидной ультрамафит-мафитовой. Помимо главных полезных ископаемых она включает в различных количествах и сочетаниях попутные компоненты – кобальт, золото, реже серебро. Рудоформирующая система (РФС) – магматическая. В качестве рудогенерирующей, рудоносной и рудовмещающей выступает одна геологическая формация (габбродолеритовая), представленная здесь позднедевонским хенгурским комплексом. В отличие от одноименной сульфидоносной формации норильского типа она характеризуется меньшей магнизиальностью (средневзвешенное содержание MgO здесь около 10 % против 10–15 % на севере Сибири).

Медно-никелевое оруденение приурочено к дифференцированным (от лейкодолеритов в кровле к оливинсодержащим габбродолеритам и меланократовым габброноритам в подошве) пластообразным интрузиям с максимальной сульфидизацией обычно в нижних частях. В наиболее крупных телах нередко отмечается и латеральная (по простиранию силлов) неоднородность. К рудоконтролирующим тектоническим структурам регионального ранга должна быть отнесено ядро Центрально-Пайхойского антиклинория, так как подавляющее большинство пластовых интрузий локализовано в слагающих его ордовикских стратонах. На территорию листов попадает лишь юго-восточная часть выделенной при ГДП-200 одноименной с антиклинорием потенциальной рудоносной зоны. Намечающаяся тенденция увеличения содержания главных компонентов по мере удрежнения стратонов, вмещающих хенгурские интрузии, позволяет предполагать наличие более крупных медно-никелевых объектов на глубине, в частности, среди не выходящих на поверхность пород верхнего рифея–венда.

Гидротермальные (жильных формаций) медь, свинец, цинк, а также серебро гидротермально-осадочного (?) генезиса, представленные немногочисленными пунктами минерализации, перспектив на площади не имеют.

УРАН

Стратиформное урановое (нередко с сопутствующим молибденом) оруденение инфильтрационного типа тесно связано с фосфоритовыми горизонтами черносланцевых толщ в верхах карасиловской свиты; отдельные пункты минерализации локализуются в верхней (турнейско-визейской) части силоваяхинской свиты. Для всех объектов отчетливо проявлен литологический контроль – черносланцевые слои и пачки; отмечается также приуроченность минерализации к зонам продольных (субсогласных) разрывных нарушений разной амплитуды. Из-за низких содержаний урана и преимущественной концентрации его в фосфорорганических соединениях (конкретные минеральные формы не установлены) перспективы оцениваются отрицательно.

ОПТИЧЕСКИЕ МАТЕРИАЛЫ

Кальцит оптический и горный хрусталь приурочены к жильным гидротермалитам. Рудогенерирующей для большинства таких образований является габбродолеритовая формация; для части объектов, локализованных в девонских отложениях, рудогенерирующая формация не установлена. Ввиду малого количества и небольших размеров (пункты минерализации) объектов данные виды сырья перспектив не имеют.

ХИМИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

Флюоритовая минерализация контролируется стратиграфическим фактором: флюоритоносные доломиты и известняки локализованы среди отложений визейско–серпуховского возраста, реже минерализация фиксируется в среднекаменноугольных–нижнепермских осадках карасиловской свиты. Обычно скопления флюорита приурочены к кварц-карбонатным прожилкам, иногда концентрирующимся в зонах разломов северо-западной ориентировки и во флексуорообразных перегибах пластов, имеющих непроницаемые экраны из глинистых сланцев. По представлениям ряда авторов [143, 226] на Пай-Хое (и севере Урала) существует «надрегиональный геохимический горизонт» с сингенетическим накоплением Sr, Ba и F. Наблюдаемые в обнажениях гнезда и прожилки флюорита являются продуктами более поздней эпигенетической мобилизации фтора (при гидротермальных процессах орогенного этапа) в пределах единого стратиграфического уровня с возможной частной миграцией за его пределы редких жильных выделений. Перспективы флюоритоносности территории остаются неясными. Хотя в субрегионе (за пределами трапещий) имеется малое «месторождение» (Буреданское) с подсчитанными авторскими запасами кат. С₂ (62 тыс. т флюорита) [195], существенного прироста ресурсов на площади листов ожидать маловероятно.

Объекты барита кремнисто-карбонатной рудной формации также обязаны гидротермально-осадочной РФС. Стратиграфический контроль проявлен отчетливо и определяется локализацией его на трех уровнях – в оюской, падейской и карской свитах. Наряду с марганцем барит является ведущим полезным ископаемым в выделенном комплексном *Кара-Силовском потенциальном рудном узле* (см. ниже).

Возникновение боросиликатов связывается с гидротермально-метасоматическими процессами. По мнению одних исследователей [145] аксинитовая минерализация связана с меланократовыми разностями долеритов хенгурского комплекса, обособливающимися при формировании сложнодифференцированных тел. При этом бор, ассоциирующий с сульфидами, как летучий элемент накапливается в продуктах постмагматической деятельности, входя в состав контактовых роговиков и кварц-аксинитовых гидротермальных жил, секущих зоны ороговикования. Я. Э. Юдович и Т. И. Иванова [140] предполагают, что аномально высокие содержания бора в сланцах некоторых интервалов палеозойского разреза (средний девон, верхний девон, нижний карбон) связаны с вулканизмом (в данном случае – за пределами площади), синхронным седиментации. Ими не исключается также, что аксинитовая минерализация в экзоконтактах долеритовых интрузий на Центральном Пай-Хое связана с мобилизацией бора из вмещающих парасланцев ордовика.

МИНЕРАЛЬНЫЕ УДОБРЕНИЯ

Все объекты фосфоритов принадлежат двум генетическим типам – осадочному и гипергенному. Первые обусловлены одноименной РФС, в которой одновременно и рудогенерирующими, и рудовмещающими геологическими формациями выступают стратоны нескольких возрастных уровней (оюская, силоваяхинская, карасиловская свиты); вторые связаны с инфильтрационными корами выветривания по отложениям силоваяхинской свиты. Наряду с марганцем и баритом, фосфориты входят в *Кара-Силовский потенциальный рудный узел*.

ГОРНОТЕХНИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

Редкие пункты минерализации цеолитов отнесены к гидротермальному типу, в котором скопления этих минералов приурочены к зонам эндогенного преобразования коптогенных пород Карского комплекса. Перспектив на площади листов этот вид сырья не имеет.

ДРАГОЦЕННЫЕ И ПОДЕЛОЧНЫЕ КАМНИ

Алмазоносность (и коренная и россыпная) локализована в контурах Карской астроблемы и проявлена практически во всех разновидностях импактитов и коптокластитов, в аллювии дремирующих их рек, а также в морских отложениях (наименее изученных). Установленные во всех валовых пробах содержания алмазов (до 52 кар/т) позволяют положительно оценивать перспективы выявления крупных объектов при специализированных поисковых работах.

Поделочные камни объекты гидротермально-осадочного (яшмы), осадочного (янтарь) и гипергенного (бирюза) генезиса. Проявления яшм и яшмоидов имеют широкое распространение – они формируют основную часть отложений фаменского марганценосного уровня, содержат близкие к пейзажным пестроокрашенные разновидности, по цветовой гамме и текстурным особенностям относимые к декоративным камням. Без привлечения значительных технических средств возможна разовая добыча сырья в небольших объемах.

Россыпной янтарь в условиях вечной мерзлоты подвержен растрескиванию и представлен низкокачественной разновидностью – гедонитом. Объекты этого типа невелики и малочисленны, хотя могут представлять интерес как коллекционное сырье при малообъемной добыче.

Определенные перспективы связывались с бирюзой [7] при условии детального доизучения и прослеживания (в том числе под кайнозойскими осадками) характерных горизонтов силицитов и сланцев громашорской свиты (геохимически специализированных по фосфору и меди) на участках, где они подвержены эпигенетическим процессам, способствующим выщелачиванию и перераспределению рудных компонентов. Зачастую подобной минерализации сопутствуют криптокристаллические или аморфные фосфаты, что также может считаться поисковым признаком.

СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Строительные материалы общего распространения – долериты (сырье для производства бутового камня и щебня), доломитизированные известняки (щебень и сырье для извести), высокопрочные кварцевые песчаники и силициты, мраморы и мраморизованные известняки (облицовочный камень) имеются на площади в достаточном количестве, но могут быть использова-

ны лишь при экономическом освоении субрегиона с созданием местной промышленности. В связи с этим объекты этих видов на КЗПИ не отражены. Планируемые в ближайшее время изыскательские работы по прокладке дороги г. Воркута–пос. Усть-Кара, возможно, позволят освоить некоторые из них.

ЛОКАЛЬНОЕ МИНЕРАГЕНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ И ОЦЕНКА ПРОГНОЗНЫХ РЕСУРСОВ

Таким образом, приоритетными для территории (имеющими перспективы) видами минерального сырья являются марганец, медь, никель; среди неметаллов – барит, импактные алмазы, в меньшей степени фосфориты. Концентрация проявлений и пунктов минерализации этих полезных ископаемых, а также косвенные поисковые признаки и благоприятные рудоконтролирующие факторы позволяют выделить три локальных таксона, в которых и сосредоточено подавляющее большинство названных объектов. Одна потенциальная рудоносная зона, один потенциальный рудный узел и одна потенциальная рудная зона расположены в **Лемвинской минерагенической зоне**, потенциальный алмазоносный район – в **Северо-Пайхойской минерагенической зоне**.

Центрально-Пайхойская никелево-медная рудоносная зона потенциальная (3.1 Cu,Ni/D₃) располагается в осевой части Центрально-Пайхойского антиклинория, распространяясь за западную рамку листа R-41-XXVIII. Впервые выделена при подготовке к изданию ГК-1000/3 листа R-41 [31]. Площадь зоны в пределах отчетных трапеций – 670 км², оценка ресурсов выполнена только для этой части таксона. Контуры зоны примерно совпадают с кровлей сопчинской свиты верхнего ордовика, так как подавляющее большинство рудоносных дифференцированных силлов хенгурского комплекса внедрено в досилурийские отложения (помимо названного стратона, это тальбейтивисская и хенгурская свиты).

Оруденение относится к платиноидно-медно-никелевой сульфидной ультрамафит-мафитовой формации. Месторождения данного типа, стоящие на балансе, и «легитимные» прогнозные ресурсы, апробированные на 01.01.2003 г. (учтенные общероссийским банком данных) для Урало-Новоземельского минерагенического пояса отсутствуют. Оценка ресурсов категории P₃ производится методом экспертных оценок (с элементами прямого расчета). Среди многочисленных объектов для определения удельной продуктивности меди и никеля выбраны два проявления – Длинное (II-1-7) и Первое (III-1-49), наиболее хорошо изученные и к тому же контрастные по соотношению Ni:Cu (соответственно 1:8,7 и 1:2,1).

Площадь проявления Длинное (обнаженная часть крупного силла) составляет 40–50 м (ширина)×1 200 м (длина)=0,054 км². Суммарный объем минерализованных зон (при глубине прогноза 200 м): 40 м×600 м×200 м=4 800 000 м³. При среднем содержании Cu – 0,25 % (от 0,15 до 0,9 %), объемном коэффициенте рудоносности 0,001 и средней удельной плотности руды 3 т/м³ ресурсы проявления, сопоставимые с категорией P₂, составят: 4 800 000×3×0,25×0,00001=3,6 тыс. т Cu. При соотношении Ni:Cu 1:8,7 (среднее содержание Ni – 0,029 %) аналогичные ресурсы никеля – 414 т.

Проявление Первое представляет собой хонолит площадью 100×250=0,025 км²; на глубину изучено неравномерно (максимум – до 1 км). Ресурсы (сопоставимые с категорией P₂) рассчитываются как суммарные для всех рудных тел в двух минерализованных зонах при тех же параметрах (средняя удельная плотность руд, коэффициент объемной рудоносности, глубина прогноза): медь – (10 м×150 м×200 м×3 т/м³×0,001)+(3,5 м×70 м×200 м×3 т/м³×0,001)=900 т+150 т=1,05 тыс. т; при соотношении Ni:Cu=2,1 никель – 1,05:2,1=0,5 тыс. т.

Средневзвешенная удельная продуктивность для этих двух объектов выразится следующими цифрами: Cu – (3,6 тыс. т+1,05 тыс. т):(0,054 км²+0,025 км²)=4,65 тыс. т:0,079 км²=58,9 тыс. т/км²; Ni – (0,414 тыс. т+0,5 тыс. т):(0,054 км²+0,025 км²)=0,914 тыс. т:0,079 км²=11,6 тыс. т/км².

Таким образом, подсчет ресурсов меди и никеля категории P₃ (глубина прогнозной оценки – 200 м) производится, исходя из следующих параметров: площадь потенциальной рудоносной зоны (в пределах листов) – 670 км²; рассчитанная средневзвешенная удельная продуктивность (кат. P₂) типовых объектов в пределах зоны (экстраполируемая на все проявления) – 58,9 тыс. т Cu и 11,6 тыс. т Ni; «переходный» коэффициент (учитывающий различную продуктивность таксонов разного ранга) – 0,1; коэффициент «площадной рудоносности» – 0,2 (рудовмещающие интрузивные тела составляют не более 20 % от площади зоны); коэффициент подобия – 0,9 (все параметрические объекты располагаются в пределах узла). Прогнозные ресурсы категории P₃ составят: Cu – 670 км²×58,9 тыс. т/км²×0,1×0,2×0,9=710 тыс. т; Ni – 670 км²×11,6 тыс. т/км²×0,1×0,2×0,9=140 тыс. т.

На этот перспективный объект ранее (при апробации отчетных материалов) составлен паспорт, который прошел экспертизу и рекомендован к постановке на учет.

Кара-Силовский фосфорито-баритово-марганцеворудный узел потенциальный (3.0.1 Mn,ba,(Ф)/S-C₁) находится в юго-восточной части территории, уходя за ее пределы (представлен не полностью). Впервые выделен авторами при ГДП-200 смежной Кара-Силовской площади (2006–2008 гг.) [195] и фигурирует на подготовленной к изданию ГК-1000/3 листа R-41 [31]; здесь же контуры его северо-западной части были уточнены в процессе ГДП-200. Сложен узел только стратифицированными силурийско–раннепермскими образованиями (оюская, падейская, путьюская, громашорская, силоваяхинская, карская и карасиловская свиты). Основные рудные формации: железо-марганцевая терригенно-кремнисто-карбонатная, марганценовая кор выветривания, баритовая кремнисто-карбонатная стратиформная, фосфоритовая кремнисто-карбонатная, фосфоритовых кор выветривания. Площадь узла (в границах листов) – 600 км². Поскольку в пределах всего Урало-Новоземельского минерагенического пояса нет учитываемых балансом месторождений упомянутых формаций, и, кроме того (в соответствии с последними требованиями) отсутствуют апробированные ресурсы оцениваемых полезных ископаемых по состоянию на 01.01.2003 г., подсчет прогнозных ресурсов категории P₃ производится методом экспертных оценок (с использованием цифровых выкладок).

Ранее, при ГСР-50 [226] на хорошо изученном проявлении Малуйседа (IV-4-34) в восточной части узла были подсчитаны ресурсы марганцевых руд категории P₂ в количестве 30 млн т (утверждены НТС ПГО «Полярноуралгеология»). При площади участка 16,5 км² (ранг потенциального рудного поля) и среднем содержании Mn в руде 13,5 % расчетная удельная продуктивность металла составит (30×0,135):16,5=0,25 млн т/км². Используя коэффициент рудоносности 0,1 (переходный от категории P₂ к категории P₃ и учитывающий на порядок различную удельную продуктивность таксонов разного ранга), а также применяя коэффициент надежности прогноза (0,6), ресурсы Mn категории P₃ составят: 600 км²×0,25 млн т/км²×0,6=9 млн т (при среднем взвешенном содержании марганца по всем объектам в пределах узла около 11 % это эквивалентно почти 100 млн т руды).

Кроме того, проведена переоценка ресурсов высоких категорий для двух проявлений (позволяющая прогнозировать на них малые месторождения) – Едунейшорского (IV-4-48) – 2,8 млн т руды и Мадагинского (IV-4-56) – 1,6 млн т руды [196]. Материалы переданы на апробацию в ВИМС 01.11.2010 г.

По сходной схеме подсчитываются и ресурсы баритов. В 1960-е–1980-е годы в юго-восточной части узла (за пределами территории) проведены поисковые работы на Карском участке (площадь 14 км², вмещает группу проявлений) с оценкой ресурсов по категориям P₁ (для конкретных объектов) и P₂ [226]. Суммарные ресурсы последней категории в целом по участку (потенциальному рудному полю) составляют 9,42 млн т; рассчитанная удельная продуктивность – 9,42:14=0,67 млн т/км². При том же переходном коэффициенте 0,1, коэффициенте подобия 0,5 (потенциально баритоносные образования составляют около 50 %) и коэффициенте достоверности 0,5 (северо-западная часть узла в отношении баритоносности изучена хуже) ресурсы барита категории P₃ составят 600 км²×0,67 млн т/км²×0,1×0,5×0,5=10 млн т.

Оценка прогнозных ресурсов фосфоритов не проводилась, поскольку, несмотря на большое число стратиграфических фосфатоносных уровней, обилие пунктов микрозернистой и желваковой фосфоритовой минерализации, все они относятся к категории убогих (реже – бедных) руд. Вследствие низких содержаний P₂O₅ и отсутствия в составе минерализации лимонорастворимых фосфатов (что исключает их использование в качестве фосфоритной муки) все ранее оцениваемые ресурсы руд осадочного типа на учет не ставились. Практический интерес на сегодняшний день могут представлять только гипергенные фосфориты, которые отличаются высоким качеством и близки к известному на Полярном Урале Сафроновскому месторождению. Однако количество объектов подобного типа в северо-западной части узла невелико.

На данный перспективный объект (потенциальный рудный узел) составлен паспорт, ранее прошедший экспертизу и рекомендован к постановке на учет.

Путьюская марганцеворудная зона потенциальная (3.0.2 Mn/D₃;P), площадью 105 км², выделена при ГДП-200 листов R-41-XXVIII, XXIX [196]. Включает одноименное проявление оксидных марганцевых руд (II-2-2), относимых к рудной формации марганценовых кор выветривания, с оцененными ресурсами категории P₂ – 2,1 млн т руды. Подсчет ресурсов категории P₃ потенциальной марганцеворудной зоны произведен методом экспертных оценок (с использованием цифровых выкладок). Расчеты базируются на результатах проведенного при ГДП-200 изучения рудопроявления Путью (II-2-2) с последующей их экстраполяцией на всю площадь таксона. Выполнены раздельно для двух типов кор – линейного и площадного.

Линейные коры выветривания в пределах марганцеворудной зоны выявлены и прогнозируются в количестве 40 зон. Подсчет ресурсов категории P_3 производится исходя из следующих параметров: средняя протяженность минерализованных зон – 150 м, средняя ширина – 5 м, глубина прогноза – 100 м, коэффициент рудоносности – 0,8, средняя плотность руд – $2,8 \text{ т/м}^3$, средневзвешенное содержание марганца – 27,5 %, коэффициент надежности прогноза – 0,8. Прогнозные ресурсы Mn категории P_3 для данного типа кор составят: $40 \times 150 \text{ м} \times 5 \text{ м} \times 100 \text{ м} \times 0,8 \times 2,8 \text{ т/м}^3 \times 0,275 \times 0,8 = 1\,478\,400 \text{ т}$.

Площадные коры выветривания в пределах того же таксона установлены в трех субизометрических контурах, средняя площадь ореола составляет $70\,000 \text{ м}^2$ ($350 \times 200 \text{ м}$) при средней мощности 3,5 м. Коэффициент рудоносности – 0,6, средняя плотность руд – $2,8 \text{ т/м}^3$, средневзвешенное содержание марганца – 16 %. На территории перспективного объекта предполагается не менее 10 подобных ореолов, коэффициент надежности прогноза тот же – 0,8. Прогнозные ресурсы Mn категории P_3 для площадных кор составят: $10 \times 70\,000 \text{ м}^2 \times 3,5 \text{ м} \times 0,6 \times 2,8 \text{ т/м}^3 \times 0,16 \times 0,8 = 526\,848 \text{ т}$.

Таким образом, суммарные ресурсы категории P_3 для Путьюской потенциальной марганцеворудной зоны: составят: $1\,478\,400 + 526\,848 = 2\,005\,248 \text{ т}$ (~2 млн т) металла. Согласно рекомендациями ВИМС ожидаемые содержания марганца в рудах Путьюской потенциальной марганцеворудной зоны оцениваются в пределах 15–20 %, соответственно ресурсы сырья категории P_3 могут составить до 10 млн т марганцевой руды. На этот объект ранее (при апробации отчетных материалов) составлен паспорт, который прошел экспертизу и рекомендован к постановке на учет. В качестве дальнейшего направления исследований рекомендованы поисково-оценочные работы первой очереди. Материалы переданы на апробацию в ВИМС 01.11.2010 г.

Нижнекарский алмазоносный район потенциальный (4.2 di/ K_2) охватывает значительную северо-восточную часть территории ($2\,100 \text{ км}^2$); контуры его совпадают с границей Карской астроблемы. Именно под таким названием он фигурировал раньше и как минерагенический таксон. На ГК-1000/3 листа R-41 выделен под названием Карского импактного алмазоносного узла [31]. В процессе отчетных работ уточнены название, ранг и ресурсы этого подразделения.

Объект является уникальным не только по своей природе, но и по характеру импактной алмазоносности (отличной от «попигайской»). Оценка прогнозных ресурсов категории P_3 импактных алмазов (применительно только к коренным источникам) осуществляется методом экспертных оценок (с элементами прямого расчета).

Площадь потенциально алмазоносных импактитов (в том числе перекрытых кайнозойскими осадками мощностью не более глубины прогнозирования – 100 м) составляет чуть меньше половины минерагенического таксона – около $1\,000 \text{ км}^2$. Средневзвешенная плотность алмазосодержащих коптогенных пород – 2,25 (для зювитов – 2,15; коптобрекчий – 2,36; тагамитов – 2,63). Исходя из теоретической возможности образования одного зерна алмаза (средним размером 0,1 мм) на участке в 1 мм^2 «площадная алмазоносность» принимается равной 0,01. С учетом того, что из почти 500 отобранных в разное время большеобъемных (20–150 кг) проб лишь 8 % содержали алмазы, коэффициент «объемной алмазоносности» – 0,0008. Среднее содержание импактных алмазов в результативных пробах – 5,5 кар/т. Коэффициент надежности прогноза – 0,5. Таким образом, расчетные прогнозные ресурсы категории P_3 составят: $1\,000\,000\,000 \text{ м}^2 \times 100 \text{ м} \times 2,25 \text{ т/м}^3 \times 5,5 \text{ кар/т} \times 0,0008 \times 0,5 = 495$ (~500) млн карат.

Этот объект также был паспортизирован, но экспертизой не рекомендован к постановке на учет. В материалах ГК-200/2 листов R-41-XXVIII, XXIX сохранена авторская версия оценки его перспектив.

ГИДРОГЕОЛОГИЯ

Рассматриваемая территория расположена на стыке двух структур первого порядка: **Печоро-Предуральской системы артезианских бассейнов (I)** и **Пайхойско-Новоземельского гидрогеологического массива (II)**. Граница их проводится по Южно-Пайхойскому надвигу. Первая представлена небольшим фрагментом на юго-западе листа, где ей соответствует *Коротаихинский артезианский бассейн (I-A)*. Второй включает *Новоземельско-Пайхойский район* второго порядка (II-A) с подрайонами (адмассивами) Приоченырдско-Южнопайхойским (II-A1), Пайхойским (II-A2), Северопайхойским (II-A3), а также Карским адартезианским бассейном (II-A4). Все эти таксоны отражены на гидрогеологической схеме (рис. 10).

«Закрытость» гидрогеологических структур связана с очень широким распространением на территории многолетнемерзлых пород (ММП): как сплошного развития (талики менее 5 % от площади), так и прерывистого (талики от 5 до 10 % от площади) [87, 226]. Талые породы наблюдаются в руслах наиболее крупных водотоков, а также в пределах не промерзающих до дна озер и на морском побережье. Мощность ММП на равнинной части суши достигает 500 м, на побережье (по единичным данным) варьирует от 100 м на низких морских террасах до 400 м на возвышениях [87].

Важной характеристикой ММП является их льдистость. На основании ее оценки возможен более точный прогноз инженерно-геологических, криогенных процессов (термокарст, термоэрозия, термоабразия, 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 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, торфяники и суглинки. В первом случае криотекстуры деятельного слоя в основном линзовидные и слоистые, массивные лишь на дренированных водоразделах. Участкам, сложенным торфяниками, свойственна наибольшая льдистость. Здесь в рассматриваемом слое фиксируются разнообразные разноориентированные линзы, прослои и трещины, выполненные льдом. Толщина их от долей мм до нескольких см; встречаются пласты льда мощностью до 1,5 м. В целом в болотных отложениях могут быть сформированы как льдогрунты, 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, как правило, льдогрунт, реже – грунт различной степени льдистости (менее 30 %). Среди этих пород особо следует отметить пылеватые размокающие разности, залегающие на участках сильного увлажнения: там они часто превращаются по сути в ледяной пласт (в той или иной мере загрязненный суглинистым материалом), а льдистость слоя составляет 60–70 % и более.

Льдогрунты мерзлой зоны по строению сходны с таковыми в деятельном слое. Для отложений пониженной льдистости (менее 30 % в связных грунтах и менее 20 % – в сыпучих) характерны линзовидные выделения с порфировидными, слоистыми, массивными, реже сетчатыми криотекстурами. Наименьшую льдистость (как правило, первые проценты) имеют скальные породы: здесь лед в виде налетов, кристаллов и прожилков встречается по трещинам (сечение жил от 0,2 до 15 мм), иногда – в небольших гнездах. Подземные льды в толще ММП имеют мощность от 1 до 20 м и распространены до глубин 50–85 м. Мощность льдогрунтов от нескольких метров до 45 м, встречаются они до глубин 95–100 м. Малольдистые отложения чаще приурочены к низам мерзлого четвертичного покрова. В разрезах льды и льдогрунты тяготеют к контакту водоносных и водоупорных горизонтов, а также к самим водоносным породам, хотя нередко располагаются в однородной суглинистой толще. Помимо льдистости важным фактором является засоленность грунтов, распространенных на морском побережье. В количественном отношении для мерзлых пород она ниже, чем для охлажденных. Так, в охлажденных супесях и суглинках этот параметр в среднем составляет 9,22 %, мерзлых – 0,38 %, у охлажденных

песков разной крупности – 2,66 %, мерзлых – 1,0 %. Тип засоления мерзлых, охлажденных и талых грунтов преимущественно хлоридный натриевый, реже сульфатно-хлоридно- и хлоридно-сульфатно-натриевый.

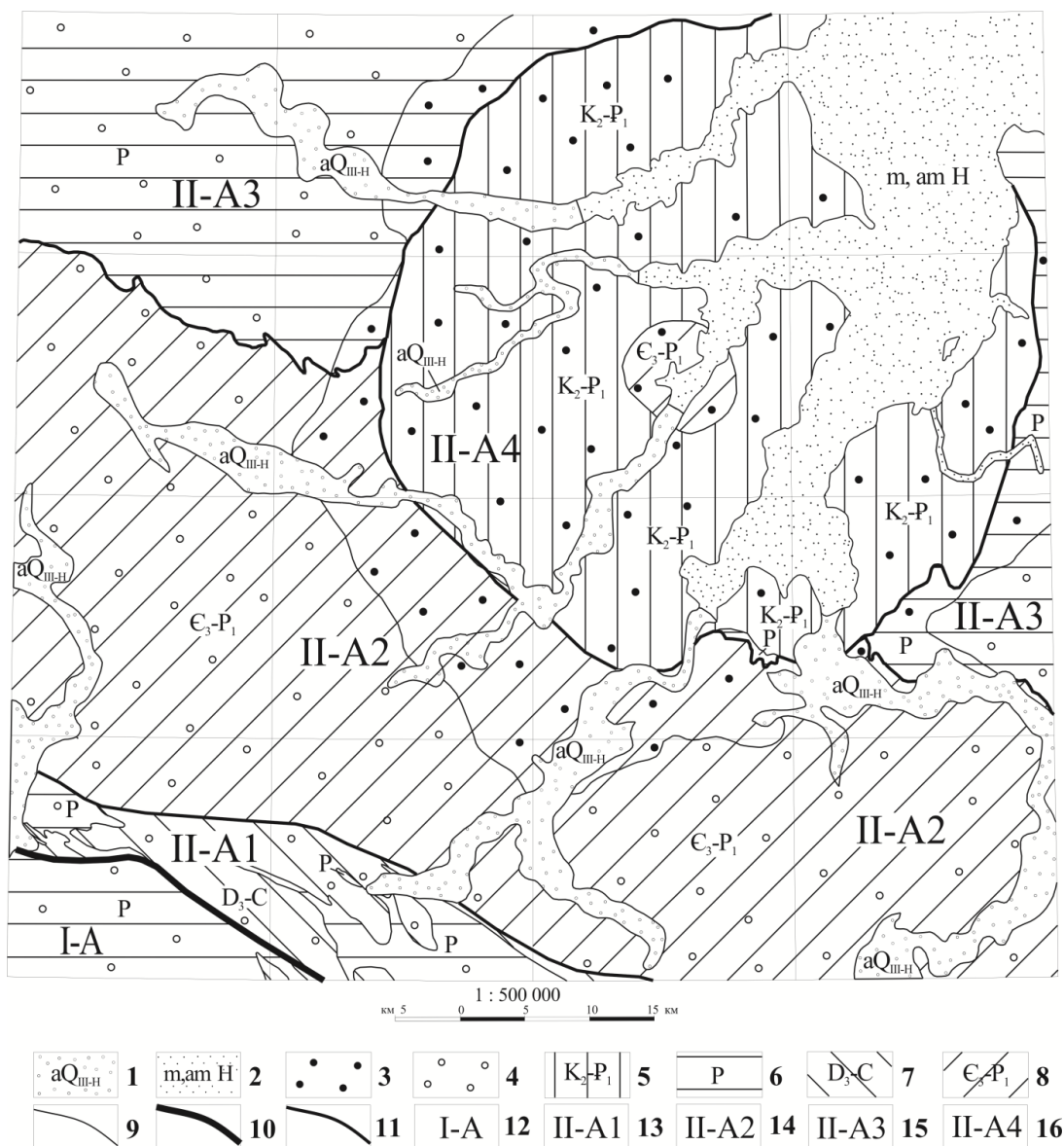


Рис. 10. Гидрогеологическая схема.

Гидрогеологические подразделения (1–8): 1 – водоносный криогенно-таликовый верхнеоплейстоцен-голоценовый аллювиальный горизонт, 2 – водоносный, локально водоупорный таликово-криогенный голоценовый морской и аллювиально-морской горизонт, 3 – слабоводоносный таликово-криогенный верхнеоплейстоценовый горизонт морских, аллювиально-морских отложений, 4 – слабоводоносный таликово-криогенный неоген-четвертичный горизонт морских, ледово-морских, озерно-аллювиальных, элювиально-делювиальных отложений, 5 – субкриогенная водоносная зона трещиноватости коптогенного комплекса позднемел–раннепалеогеновая, 6 – субкриогенный локально-водоносный пермский комплекс, 7 – субкриогенный водоносный позднедевонско-карбонный комплекс, 8 – субкриогенный слабоводный локально-водоносный позднекембрийско–раннепермский комплекс; 9 – границы гидрогеологических подразделений; 10 – граница структур I порядка: Печоро-Предуральский артезианский бассейн и Пайхойско-Новоземельский гидрогеологический массив; 11 – граница структур II порядка; 12 – Кортаихинский артезианский бассейн, 13 – Приоченырдско-Южнопайхойский адмассив II порядка, 14 – Пайхойский наложенный адмассив II порядка, 15 – Северопайхойский адмассив II порядка, 16 – Карский адартезианский бассейн II порядка.

Сквозные талики в условиях столь большой мощности ММП, как правило, отсутствуют. Не исключаются они лишь под руслом р. Кара (в нижнем течении) и под донными осадками Байдарацкой губы Карского моря. Надмерзлотным таликам под не промерзающими полностью озерами (Кыкпесаты и др.) сопутствуют сравнительно высокие температуры донных отложений (+1÷+3°) и обводненность даже в критический зимний период (март–начало апреля). Мощ-

ность талых пород составляет 10–15 м; в подрусловых таликах она, возможно, превышает эти величины.

Межмерзлотные талики встречаются в наиболее «отепленных» (под влиянием гидрологического и гидрогеологического факторов) разрезах, часто тяготеют к надмерзлотным таликам, распространяясь несколько шире их границ и занимая прилегающие к поверхностным водным объектам участки озерных депрессий и речных долин. Межмерзлотные талые грунты отмечаются на глубине от 7 до 275 м (максимально прослеженная); их мощность 3–40 м, она целиком зависит от мощности водовмещающих пород. На морском побережье в пределах лайды и первой террасы на небольших глубинах (до 30 м) распространены межмерзлотные талики, вмещающие рассольные криопэги (воды с отрицательной температурой), имеющие минерализацию от 10 до 140 г/дм³. Там же непосредственно под ММП залегает ярус охлажденных талых пород, также вмещающих криопэги; его мощность 400–700 м.

Толщина сезонно-талого слоя (СТС) обычно изменяется от 0,2 до 4 м в зависимости от литологии пород, геоморфологического положения, экспозиции склонов и микрорельефа, а также высоты снежного покрова и других факторов. В мерзлых грунтах среднегодовая температура колеблется от –2 до –7 °С; мощность сезонно-талого слоя – от 0,4 до 1,5 м. 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 значения соответственно 2–2,5 и 3,5 м, а в торфяниках – 0,2–0,4 м.

С учетом распространения, мощности и строения ММП, а также литологического состава водовмещающих пород, на рассматриваемой территории могут быть выделены следующие гидрогеологические подразделения.

Сезонно-слабоводоносный голоценовый горизонт (Q_н) имеет почти повсеместное распространение в связи с чем, не выделяется на гидрогеологической схеме. Залегает первым с поверхности, располагается 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. Эти значения увеличиваются по мере возрастания длительности протаивания и определяются как количеством атмосферных осадков, так и литологическим составом пород. В качестве водовмещающих выступают самые различные отложения: валунно-гравийно-галечные, песчаные, суглинистые, заторфованные, реже скальные. Водоотдача характеризуется следующим дебитом: по единичным источникам 0,02–0,25 дм³/с, по групповым – 0,3–0,5 дм³/с, в притоках в канавах он составляет 0,2–1,5 дм³/с, редко – до 4 дм³/с (бассейн р. Паэтаркаяха) [216, 224]. Воды подпитываются инфильтрацией атмосферных осадков и за счет сезонного таяния ледяных включений. Учитывая, что почти на 75 % горизонт сложен грубозернистыми породами, предполагается, что суммарный сток его вод довольно существенный. Направлен он к тальвегам гидрографической сети, где разгружается в источниках или субаквально (зимой – в виде многочисленных наледей); последние обычно небольшие по площади (15–50 м²), мощность их до 0,5 м, иногда достигает 2 м. Они резко отличаются от голубых и серых наледей других гидрогеологических комплексов своим желтоватым цветом, обусловленным обогащением исходных вод соединениями гумусовых кислот.

Воды – ультрапресные с минерализацией около 0,1 г/дм³ (зимой – до 0,2–0,5 г/дм³). Анионный состав – гидрокарбонатный, хлоридно-гидрокарбонатный, гидрокарбонатно-хлоридный; катионный – кальциевый, магниевый-кальциевый, натриево-кальциевый, натриевый (последний иногда с повышенным содержанием органики и наличием иона аммония) [216]; концентрация нитрит-иона достигает 4 ПДК. Обогащенность вод хлоридами не связана с атмосферными осадками, а обусловлена подземным стоком вод [224] принадлежащих, вероятно, именно рассматриваемому горизонту. При хорошо промытых инфильтрацией породах накопление в них хлоридов можно объяснить только криогенным концентрированием этих солей (как и соединений азота) в процессе сезонного промерзания. Показательно (р. Кара), что наибольшая концентрация этих компонентов фиксируется зимой. Содержание микроэлементов в водах горизонта не анализировалось; косвенно об этом можно судить по наличию их в почво-грунтах и донных отложениях озер, частично промерзающих на мелководьях и принимающих сток рассматриваемого подразделения с окружающих водосборов. Так, содержание свинца в донных отложениях оз. Кыкпесваты достигает 1–2 ПДК, хрома – 200–3 000 ПДК. Аномально большие значения объясняются уже упомянутым криогенным концентрированием, ежегодно повторяющимся в течение длительного времени. Очевидно, что попадание даже незначительной части этого объема токсичных компонентов в воды горизонта превращает последние в совершенно неприемлемые для потребления. Регулярная его перемерзаемость, незначительный срок функционирования при малой мощности (в среднем около 1,5 м, в течение максимум 1 месяца при условии

дождливого лета и на слабо дренируемых участках), экологически неблагоприятное качество вод – все это не позволяет рекомендовать их к использованию для хозяйственно-питьевого водоснабжения.

Водоносный криогенно-таликовый верхнеоплейстоцен–голоценовый аллювиальный горизонт (aQ_{III-H}) развит узкими полосами практически по всем водотокам района, однако, лишь в долине р. Кара он приобретает значительную мощность – до 10 м. Сложен в основном гравийно-галечными и валунными, реже песчаными грунтами; на поймах отмечаются и суглинистые отложения. Залегают, как правило (кроме непромерзающих русел), под горизонтом СТС. Вмещает поровые грунтовые воды, располагающиеся у дневной поверхности; по отношению к ММП обычно является надмерзлотным. Водоотдача пород определяется дебитом групповых источников и составляет в начале зимы 0,3–0,4 дм³/с.

Воды – ультрапресные (с минерализацией 0,1 г/л) гидрокарбонатные магниевые-кальциевые. Если в горизонт разгружаются воды других гидрогеологических подразделений, их состав и количественная минерализация могут приобретать черты поступающих. Особенно отчетливо это проявляется в конце зимней межени, когда минерализация русловых вод, подпитываемых аллювиальным потоком, возрастает до 0,7–1 г/дм³, а по составу они зачастую становятся сульфатно-гидрокарбонатными. С поступлением в горизонт чуждых ему вод следует связывать существенные превышения ПДК в русловых водах: трех-восьмикратное по железу на р. Пэтаркаяха, 12 и 35 ПДК (по барии и марганцу соответственно) – на р. Кара. Температура вод составляет в начале зимы 2–3,5 °С. Питание горизонта осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков, фильтрации речных вод и, как отмечено выше, перетекания вод из разгружающихся нижележащих комплексов. Областью разгрузки служат водотоки и те из подстилающих гидрогеологических таксонов, у которых пьезометрическая поверхность залегают ниже речного уреза. Зимой, при промерзании аллювия формируются наледи речных вод.

Оценка перспективности аллювиального горизонта для целей хозяйственно-питьевого водоснабжения неоднозначна. С одной стороны, он отличается значительной водоотдачей (судя по весьма грубозернистому составу пород), регулярной возобновляемостью запасов за счет атмосферных осадков и речного стока, часто (особенно в летнее время) – хорошим качеством воды. С другой стороны, налицо сравнительно небольшая мощность водовмещающих отложений (нередко значительно сокращающаяся при сезонном их промерзании) и местами существенное ухудшение качества воды (главным образом, в зимнее время) в результате разгрузки гидрогеологических комплексов коренных пород. Поэтому для упомянутых целей горизонт может быть рекомендован лишь с вышеприведенными оговорками и только на отдельных участках.

Водоносный, локально водоупорный таликово-криогенный голоценовый морской и аллювиально-морской горизонт (m,amQ_H) распространен на севере территории, гидрогеологически не изучен. Характеристика его дана на основе сведений по сопряженным с востока площадям. Горизонт приурочен к таликам в песчаных отложениях лайды и пескам на дне современного моря. В пределах лайды талики занимают 20–50 % разреза, ниже морского дна горизонт локализуется в талых грунтах. Водовмещающими являются пылеватые алевритовые пески с коэффициентом фильтрации (Кф) 0,58–0,68 м/сут, а также пески мелкозернистые и гравелистые с линзами и прослоями супесей и суглинков (Кф=1,1–3,8 м/сут). Подземные воды поровые, безнапорные. Горизонт включает меж- и подмерзлотные воды таликов, а также криогалинных таликов мелководья. Питание горизонта осуществляется за счет инфильтрации из сезонно слабо-водоносного слоя торфяников, а также фильтрации морских вод при приливах по долинам рек. Гидравлическая связь между отдельными таликами затруднена или отсутствует. Разгрузка происходит в море на урезе воды.

На участках развития охлажденных пород, несквозных радиационно-тепловых и подозерных таликов в пределах лайды, берегового бара пляжа и мелководья развиты минерализованные подземные воды (криопэги). Они приурочены к относительно крупнодисперсным водопроницаемым разностям – пескам и супесям. Криогенное концентрирование рассолов происходит в условиях ежегодного застывания слоя морской воды в лагунах и промерзания донных отложений, которые относятся к верхнему криогенному водоупору. Нижним криогенным водоупором горизонта является заглубленная кровля ММП. Температура криопэгов колеблется от –0,5–1,5 °С на мелководье до –6–7 °С под относительно возвышенными участками берегового бара и высокой лайды. Состав воды хлоридно-натриевый (с содержанием магния до 33 экв.%), минерализация достигает 80 г/дм³ и более, нередко значительно превышены ПДК некоторых компонентов, регламентируемых с экологических позиций. Так, на отдельных участках горизонта, восточнее территории листов, отмечены аномалии: по сульфатам – до 23 ПДК, хлоридам – до 253 ПДК, карбонатам – до 18 ПДК, по магнию – до 195 ПДК, по ртути – до 47 ПДК, никелю –

до 59 ПДК, цинку – до 8 ПДК, меди – до 3 ПДК, нефтепродуктам – до 30 ПДК, фенолам – до 49 ПДК [87, 201]. Для водопользования криопэги не пригодны.

Слабоводоносный таликово-криогенный верхнеолейстоценовый горизонт морских, аллювиально-морских отложений (m, amQ_{III}) распространен в центре и на северо-востоке территории, гидрогеологически не изучен. Характеристика его дана на основе сведений по сопряженным с востока площадям. Горизонт приурочен к таликам в песчаных отложениях морских террас. В качестве водовмещающих выступают следующие отложения: грубозернистые и разномелкозернистые пески, гравийники, тонко-мелкозернистые пески, супеси, суглинки и глины, а также песчано-гравийные галечники с линзами и прослоями торфяников. Для данного горизонта характерно преобладание криогенной (водоупорной) части над таликовой. Подземные воды поровые, безнапорные или имеют местный незначительный напор за счет давления верхней промороженной толщи. Горизонт включает меж- и подмерзлотные воды таликов. Питание его осуществляется в летний период за счет инфильтрации из сезонно слабоводоносного слоя торфяников. Областью разгрузки служит море на урзе воды, а также водотоки пересекающие морские террасы. Гидравлическая связь между отдельными таликами затруднена или отсутствует. Закономерное снижение уровней воды в таликах по направлению к морю прослеживается только на локальных участках, что свидетельствует об отсутствии взаимосвязи между смежными таликами. Исходя из общих закономерностей и условий гидравлической связи с СТС, воды несквозных таликов под пресными водоемами – пресные, их состав – гидрокарбонатно-кальциевый, гидрокарбонатно-натриево-магниевый. Под крупными непромерзающими озерами расположенными в пределах морских террас (в том случае, если в составе осадков слагающих талики доминируют пески) они могут рассматриваться как объект разведки для временного водоснабжения.

Слабоводоносный таликово-криогенный неоген–четвертичный горизонт морских, ледово-морских, озерно-аллювиальных, элювиально-делювиальных отложений (N–Q) распространен на трех четвертях площади. Повсеместно перекрывается лишь СТС, на отдельных участках – аллювиальным горизонтом. Описываемый комплекс приурочен к литологически неоднородной толще представленной преимущественно суглинками с многочисленными пачками, линзами и прослоями песков (от пылеватых до гравийных), а также гравийниками и галечниками. Основная масса грубозернистых осадков тяготеет к низам и верхам разреза. Обычная мощность отложений составляет 20–50 м, однако, в многочисленных (судя, в частности, по распространению термокарстовых озер) палеодепрессиях возрастает до 100–150 м. Особо следует остановиться на мерзлотной характеристике комплекса. Согласно методическим рекомендациям [77], для подразделений верхней части мерзлотно-гидрогеологического разреза приняты определения: криогенно-таликовый и криогенный водоупорный, отвечающие различной промороженности гидрогеологического объекта (соответственно, на более 20 и 100 % площади его распространения). Хотя рассматриваемая территория и расположена в региональной зоне сплошного развития ММП, но фактический материал не дает оснований относить данный комплекс к криогенным водоупорам: талики (включая межмерзлотные) занимают до 10 % площади (см. выше). Поэтому в подобном случае (при промороженности гидрогеологического комплекса на 90–95 % площади его развития) используется понятие «криогенный локально водоносный (слабоводоносный) комплекс».

Рыхлые отложения описываемого таксона вмещают поровые и порово-пластовые воды. Они вскрываются в озерных депрессиях, глубоких подветренных полосах стока и должны присутствовать в таликах другого генезиса (в частности, в речных). Зафиксированные глубины уровней воды – 5–10 м; величина напора – от 0 до 90 м (вероятно, и более). Водоотдача пород колеблется от незначительной (пески алевроитовые и мелкозернистые) до существенной (гравийники и галечники с песчаным заполнителем). На гидрохимический анализ комплекс не опробовался, но по аналогии со смежными площадями можно считать, что он вмещает пресные воды гидрокарбонатного кальциевого, магниевое, натриевого состава без экологических противопозказаний. Питание подземных вод местное – по таликам за счет инфильтрации атмосферных осадков и поверхностных вод (слабоврезанных водотоков, озер). Разгрузка осуществляется в основном посредством стока в направлении гипсометрически более низких уровней того же комплекса, а также в результате перетекания в другие гидрогеологические объекты на придолинных участках, где пьезометрические поверхности описываемого подразделения располагаются значительно выше уреза местных дрен. Перспективы применения его необходимо оценивать с учетом значительного дефицита пресных подземных вод на преобладающей площади региона. Поэтому, несмотря на сравнительно невысокую водообильность, комплекс может быть рекомендован для использования в хозяйственно-питьевом водоснабжении мелких потребителей. Для постановки разведочных работ на воду перспективна лишь та часть площади его

развития, где есть достаточно мощные горизонты крупнозернистых, гравийных, галечных грунтов – прежде всего это обширные и глубокие палеодепрессии.

Субкриогенная водоносная позднемел–раннепалеогеновая зона трещиноватости коптогенного комплекса Карской астроблемы (K_2-P_1) сложена аллогенными брекчиями, зювитами, тагамитами общей мощностью до 2 км. Эти породы обладают обычно высокой и средней пористостью (около 20 %) и вмещают преимущественно трещинные воды. Судя по петрографическому составу, в комплексе преобладают слабодоносные и водоупорные породы, хотя локально могут быть встречены и достаточно водообильные разности. На рассматриваемой территории это подразделение гидрогеологически не изучалось. Севернее площади, в тех случаях, когда комплекс не проморожен полностью, он вмещает подмерзлотные напорные воды (напор измеряется сотнями метров), пьезометрическая поверхность которых располагается на абсолютных отметках около -20 м. Незнученность надмерзлотных вод не позволяет сделать окончательный вывод о его бесперспективности для хозяйственно-питьевых нужд, хотя такое заключение достаточно вероятно. Подмерзлотные воды встречены в центральной части Карской депрессии – в ордовикских алевролитах и сланцах, а также в более молодых породах – трещиноватых мелкозернистых долеритах и мелкообломочных сильно разрушенных брекчиях. Откачкой опробована одна скважина: при понижении 57 м дебит ее составил $0,4 \text{ дм}^3/\text{с}$. Динамика подмерзлотных подземных вод определяется наличием перекрывающей мерзлой зоны, исключающей современное инфильтрационное питание. Вследствие этого их пьезометрическая поверхность по данным бурения залегает значительно ниже морского уреза, на абсолютных отметках -22 – -27 м. Характерно, что наивысшие уровни подземных вод фиксируются в скважинах, расположенных на наиболее возвышенных участках рельефа. Таким образом, пьезометрическая поверхность подмерзлотных вод, вероятно, унаследована от уровенной поверхности, существовавшей к моменту возобновления многолетнего промерзания горных пород. Залегание же ее ниже уровня моря объясняется (как и в Якутии, и в Западной Сибири) деградацией мерзлоты снизу. Химический состав надмерзлотных вод и подземных льдов, залегающих в верхней части разреза, характеризуется как хлоридно-натриевый. Воды пресные и слабо солоноватые. Сухой остаток (до $1,5 \text{ г}/\text{дм}^3$) постепенно уменьшается к нижним уровням (в отличие от нормальной гидрохимической зональности) от $5 \text{ г}/\text{дм}^3$ на глубине 44 м от поверхности до $0,35 \text{ г}/\text{дм}^3$ – на 708 м.

Субкриогенный локально-водоносный пермский комплекс (P) развит на юго-западе и севере рассматриваемой площади, а также по восточному обрамлению астроблемы. На юго-западе воды этого таксона по условиям залегания и циркуляции относятся к трещинным, либо пластово-трещинным; по отношению к ММП обычно являются подмерзлотными. Вмещающими породами являются пермские конгломераты, песчаники, алевролиты и аргиллиты; наиболее водоносными из них считаются первые две разновидности. По гидравлическим особенностям воды характеризуются как напорные. Величина напора увеличивается с глубиной залегания водоносной зоны. Пьезометрические поверхности устанавливаются на отметках от $+180$ до 0 м над уровнем моря. Мощность водоносных горизонтов составляет первые метры, местами – первые десятки метров; мощность всего комплекса – многие сотни метров. Водоносные зоны имеют незначительную водообильность (наиболее водообильными являются зоны, встреченные на глубине от 100 до 200 м). Наивысший удельный дебит здесь равен $0,34 \text{ дм}^3/\text{с}$, минимальный – $0,03 \text{ дм}^3/\text{с}$; в интервале 0 – 100 м от дневной поверхности соответствующие значения составляют $0,35 \text{ дм}^3/\text{с}$ и $0,007 \text{ дм}^3/\text{с}$. С глубиной, по мере затухания трещиноватости убывает и водообильность пород: ниже 200 м удельные дебиты уменьшаются до $0,001 \text{ дм}^3/\text{с}$ и менее.

Воды комплекса пресные гидрокарбонатно-кальциевые и гидрокарбонатно-натриево-кальциевые с минерализацией $0,2$ – $0,42 \text{ г}/\text{дм}^3$. Общая жесткость колеблется в пределах от $0,3$ до $3,9 \text{ мг}/\text{экв.}$, водородный показатель – от $7,2$ до $7,9$. Гораздо реже встречаются воды хлоридно-натриевого состава с минерализацией до $3,1 \text{ г}/\text{дм}^3$. Питание осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков и подтока грунтовых вод; разгрузка – в многочисленные ручьи и реки. Подземные воды пермского комплекса по химическому составу (слабая минерализация, умеренная жесткость, отсутствие аммиака, азотной и азотистой кислот) и бактериологическим показателям в целом могут быть пригодны для питьевого водоснабжения и технических нужд; отрицательными обстоятельствами при их использовании являются крутые падения пластов и сложная тектоника (расчленяющая комплекс на небольшие разобщенные блоки), не говоря уже о весьма неблагоприятных мерзлотных условиях.

На севере листов комплекс сложен более тонкозернистыми разностями (аргиллитами, алевролитами, реже песчаниками) общей мощностью более 1 км и располагается под неоген–четвертичными осанками. Аргиллиты нередко пиритизированы. Средняя пористость пород в зависимости от гранулометрического состава варьирует от $0,7$ до 14 %. Пермские отложения вмещают здесь трещинные, жильные, изредка порово-трещинно-пластовые воды. Гидрогеоло-

гическая характеристика комплекса для этой части территории практически отсутствует. Судя по литологическому составу слагающих пород, можно предполагать невысокую в целом их водоотдачу. Надмерзлотный сток, разгружающийся летом в долинах рек, имеет минерализацию $0,1-0,3 \text{ г/дм}^3$ и гидрокарбонатно-сульфатный (или сульфатно-гидрокарбонатный) магниевый кальциевый состав. Таким образом, имеющаяся по комплексу информация не позволяет считать его воды однозначно перспективными для хозяйственно-питьевого водоснабжения.

Субкриогенный водоносный позднедевонско-карбонный комплекс (D₃-C) распространен на юго-западе и юго-востоке территории. Выходит непосредственно на поверхность, либо перекрывается маломощными гидрогеологическими горизонтами неоген-четвертичного возрастного диапазона. Тип скоплений подземных вод – трещинно-карстовый, реже карстовый, карстово-пластовый или трещинный. Водовмещающие породы представлены мраморизованными известняками (иногда органогенными), а также доломитами и, редко, кремнистыми сланцами. Средняя пористость верхнедевонских карбонатных отложений 1,5 %, для нижнекаменноугольных известняков она колеблется в пределах 2,7–20 %. Особенно кавернозны и трещиноваты породы в зонах разломов. Мощность комплекса 3–4 км, иногда более. В пределах района комплекс гидрогеологически не изучался, поэтому его характеристика дана по непосредственно граничащей с ним на юге площади. Там исследовались только надмерзлотные воды, подмерзлотные не были вскрыты из-за большой глубины их залегания. Среди многочисленных доступных проявлений подземных вод отмечаются источники (с дебитами $0,2-6 \text{ дм}^3/\text{с}$) выходящие в нижних частях склонов либо из карстовых воронок, а также карстовые ручьи, возникающие на дневной поверхности после прохождения части пути подземными каналами. Последние могут появляться и в карстовых воронках, приуроченных к руслу. Дебиты этих выходов по самым скромным подсчетам колеблются в пределах $10-150 \text{ дм}^3/\text{с}$. Наиболее водообильные проявления приурочены к менее метаморфизованным каменноугольным породам (преимущественно к пластам и пачкам чистых известняков). Модуль подземного стока в летнюю межень по данным гидрометрических замеров на рр. Буреданью и Сизимьюнкошор колеблется от $0,74$ до $1,21 \text{ дм}^3/\text{с}\cdot\text{км}^2$.

Минерализация подземных вод из упомянутых источников составляет летом $0,1-0,3 \text{ г/дм}^3$. Химический их состав гидрокарбонатный кальциевый или кальциево-натриевый. Ни по одному из показателей макрокомпонентного состава ПДК не превышены, содержание микроэлементов не анализировалось. Условия питания существенно отличаются от описанных выше гидрогеологических подразделений. Первое отличие заключается в частой приуроченности областей питания данного комплекса, к долинам водотоков (в основном на участках отмечавшихся выше «пропадающих» карстовых ручьев). Зафиксированные дебиты потерь стока варьируют от 10 до $70 \text{ дм}^3/\text{с}$; предполагается, что они могут измеряться и многими сотнями $\text{дм}^3/\text{с}$ (об этом свидетельствуют «пропадающие» в отдельные годы озера с площадью зеркала до $0,1 \text{ км}^2$). Вторым отличием являются особо благоприятные условия питания на приводораздельных склонах в связи с развитием здесь карстовых воронок, колодцев, щелей. Глубина их достигает $5-15 \text{ м}$ при сравнительно крупных площадных размерах (до $20 \times 40 \text{ м}$). Среди всех гидрогеологических подразделений по водоотдаче пород, условиям питания и площади распространения подземных вод рассматриваемый комплекс наиболее перспективен для целей водоснабжения – не только мелкого, но и крупного.

Субкриогенный локально-водоносный позднекембрийско-раннепермский комплекс (C₃-P₁) распространен в центральной части площади. Залегает на дневной поверхности, либо перекрывается относительно маломощным неоген-четвертичным слабоводоносным горизонтом. Комплекс слагают преимущественно сланцы (кремнистые, глинистые, углеродисто-кремнистые, карбонатно-глинистые, филлитовидные), а также силициты (фтаниты, яшмы), известняки, мергели, обломочные терригенные породы, долериты; суммарная его мощность $1,5-2 \text{ км}$. Почти все образования (большой частью сланцы) в той или иной степени пиритизированы, нередко содержат карбонаты железа и марганца. Породы, как правило, сильно литифицированы, в низах разреза метаморфизованы в зеленосланцевой фации; средняя пористость основных литологических разностей колеблется в пределах $1-3,6 \%$. Однако, в водовмещающей толще нередко прослои существенно пористых (средние значения $18-19 \%$) углеродисто-глинисто-кремнистых сланцев и силицитов. В соответствии с коллекторскими особенностями разреза комплекс вмещает в основном трещинные воды, кроме того – жильные (зон разломов), карстово-трещинные и трещинно-порово-пластовые (в карбонатных разностях). Воды обычно напорные, приурочены к линейным областям сближенной региональной трещиноватости (преимущественно в сланцах и силицитах). Зафиксированные значения напора колеблются от 5 до 250 м и, вне сомнения, могут быть существенно больше. Уровни воды в скважинах залегают на глубинах $4-27 \text{ м}$; судя же по наличию источников, местами они повышаются до поверхности и даже выше ее. Основная водоносность комплекса должна быть связана с подмерзлотными водами. Однако

из-за малой (в сравнении с мощностью ММП) глубиной пройденных скважин упомянутые воды пока не вскрыты; поэтому приводимая ниже их характеристика базируется на сведениях для над- и межмерзлотных вод, которые встречены на глубинах от 30 до 275 м. Комплекс представлен этажно залегающими обводненными зонами (горизонтами – в случаях прослоев пористых пород); число их колеблется до 3–5 (в зависимости от глубины вскрытия, максимальная – 300 м). Мощность зон от 2 до 18 м (в среднем – 7 м).

Среди вод комплекса преобладают гидрокарбонатно-кальциевые со средним сухим остатком 105 мг/дм^3 , хотя в ряде случаев специфика вмещающих пород (метаморфические изменения, пиритизация, наличие вторичных образований, содержащих растворимые соли серы, железа, марганца и др.) придает им определенное своеобразие. Так, если к ним не примешаны воды других гидрогеологических подразделений (например, 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 – $0,1\text{--}3,1 \text{ г/дм}^3$. При больших содержаниях сульфатов воды становятся кислыми: рН опускается до $4,0\text{--}3,5$ и ниже. Водоотдача пород в целом небольшая: дебиты по скважинам и источникам изменяются от $0,02$ до $1,9 \text{ дм}^3/\text{с}$. В водах комплекса нередко значительно превышены ПДК отдельных компонентов. Так, на отдельных участках отмечаются аномальные значения для сульфатов (до 3 ПДК), общей жесткости воды ($1,2\text{--}2$ ПДК), а рН на 2–3 единицы выходит за регламентируемый уровень. Марганец достигает значений в 35 ПДК, титан и барий, соответственно – 6 и 12 ПДК. Таким образом, воды комплекса местами неблагоприятны в экологическом отношении.

Пьезометрическая поверхность вод располагается на водоразделах и в верхней части их склонов (ниже уреза многих ручьев, озер); поэтому эти объекты гидрографической сети выступают областью их питания. Областью разгрузки подземных вод служат глубокие речные долины, а также приустьевые участки наиболее врезанных притоков. Разгрузка осуществляется также в виде источников и в результате перетекания вод в смежные гидрогеологические подразделения (чаще всего в аллювиальный горизонт и в СТС). 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 и грядами пучения. Выход вод в источниках зимой трансформируется в наледную разгрузку. Учитывая невысокую в целом водоотдачу комплекса, а также определенные экологические противопоказания по питьевому использованию, воды его не могут оцениваться как перспективные для организации хозяйственно-питьевого водоснабжения.

Из всех рассмотренных гидрогеологических подразделений площади, с учетом значительного дефицита пресных подземных вод, наиболее перспективным для организации хозяйственно-водоснабжения является позднедевонско–каменноугольный субкриогенный водоносный комплекс. Верхненеоплейстоцен–голоценовый криогенно-таликовый водоносный аллювиальный и неоген–четвертичный слабоводоносный таликово-криогенный горизонты могут оцениваться только как объекты для временного водоснабжения. Так же как объект разведки могут рассматриваться воды несквозных таликов под крупными непромерзающими озерами, расположенными в пределах низких морских террас. Остальные гидрогеологические таксоны с учетом имеющейся информации определяются как бесперспективные.

ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

ПРИРОДНО-ТЕРРИТОРИАЛЬНЫЕ КОМПЛЕКСЫ

Территория листов относится к субарктической ландшафтной зоне, тундровой и гольцово-тундровой подзонам со сплошным или преимущественно сплошным развитием многолетне-мерзлых пород (ММП). Основная ее часть приурочена к малоосвоенной площади с ненарушенными ландшафтами. Выделяются три крупные морфоструктурные единицы, представленные здесь целиком или разной величины фрагментами: Пайхойское поднятие, Карская впадина и Коротайхинская низменность, а также (как особый элемент ландшафта) обширные бассейновые и локальные аллювиальные террасы. По своей роли в формировании эколого-геологической обстановки дифференцируются три экзодинамические области: денудации, аккумуляции и транспортировки. В их пределах с учетом геоморфологических особенностей, генезиса и литологии рельефообразующих пород, растительной поясности, распространения и интенсивности ЭГП обособлены 6 природных ландшафтов (природно-территориальных комплексов).

Область денудации представлена расчлененной поверхностью осевой зоны Пайхойского поднятия (кряжа Пай-Хой). *Грядово-увалистый, низкогорный ландшафт* (1) распространен на юге и юго-востоке территории (хребты Малый Едуней, Нялапэ, северный склон хр. Большой Едуней), а также на западе – увалы Сопчамыльк и Савабейиз. Почвы гольцовые, горно-тундровые. Грядово-увалистые и холмисто-грядовые участки денудационного рельефа, развитые по дислоцированным осадочным, магматическим и контактово-метаморфическим породам палеозоя, имеют жесткие структурные связи с субстратом. Вершины увалов плоские; склоны пологие и средней крутизны, покрытые элювиально-десерпционными и делювиально-солифлюкционными отложениями. Растительность практически отсутствует или же представлена скудным 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 наиболее теплые, дождливые годы при резком оттаивании льдистых грунтов на подошве сезонно-талого слоя (СТС) могут происходить максимальные подвижки склоновых крупноглыбовых образований. Пораженность ландшафта денудационными процессами составляет 30–40 %; геодинамическая его устойчивость средняя, геохимическая – высокая.

Область аккумуляции (завершенной) представлена *равнинами и низменностями*. Среди первых в масштабе карты выделяются холмисто-западинная ледово-морская равнина и прибрежно-морские террасированные равнины. В долинах рек располагаются аллювиальные террасы. К внесамаштабным элементам относятся области озерно-болотной аккумуляции.

Ландшафт холмисто-западинной морской, ледово-морской равнины (2) оконтуривает зону грядово-увалистого рельефа кряжа Пай-Хой и представляет собой широкую поверхность выравнивания, сформированную на карбонатных, терригенно-карбонатных и терригенных породах палеозоя, в значительной мере перекрытых морскими и ледово-морскими отложениями неогена–эоплейстоцена. Характеризуется сплошным развитием ММП. На тундровых глеевых почвах развита ерниковая тундра. К осложняющим геоэкологическую обстановку процессам относятся заболачивание, криогенное пучение, реже проявленных карст и термокарст. Пораженность ландшафта ЭГП – от 35 до 50 %. Геодинамическая и геохимическая его устойчивость оцениваются как средние.

Ландшафт аккумулятивной террасированной прибрежно-морской равнины (3) приурочен к прибрежной зоне вблизи Карского моря. Представлен плоскими аккумулятивными участками морских террас, располагающимися на коренных породах, ледово-морских алевроглинах и относительно древних прибрежно-морских песчаных отложениях кайнозоя. Равнина сложена преимущественно морскими песками, реже суглинками и глинами. Зона ММП относительно

маломощная (до 50–100 м), толщина ее уменьшается к побережью; отмечаются пластовые льда. Мощность СТС от 1,5 до 5 м в зависимости от экспозиции склонов и состава отложений. Почвы тундровые, торфяно-подзолистые, болотные, глеевые, мерзлотные. Растительный комплекс характеризуется мохово-лишайниковым покровом, тундровыми кустарниками и ивняком (в понижениях по долинам рек и ручьев). К основным ЭГП относятся интенсивное заболачивание, образование полигональных грунтов, солифлюкция, термокарст, дефляция, а также повсеместное развитие оползания склонов по мерзлоте, особенно на абразионных уступах и прорезающих равнину склонах долин водотоков, выработанных в рыхлых породах. Пораженность ландшафта ЭГП до 50 %. Геодинамическая его устойчивость низкая, геохимическая – высокая (вследствие песчаного состава отложений).

Ландшафт болотных массивов (4). 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 м. Приуроченность ландшафта к ММП способствует развитию криогенных процессов; высокая льдистость мерзлых грунтов является одним из основных факторов при развитии бугров пучения и термокарста в условиях многолетних и сезонных колебаний климата. Растительный комплекс представлен карликовой березкой, малорослой ивой, багульником и мохово-лишайниковым наземным покровом. Пораженность ЭГП высокая (75–90 %); как следствие, геодинамическая и геохимическая устойчивость ландшафта – низкая.

Область транспортировки (не завершенной, при активной аккумуляции, эрозии и абразии) представляют *речные долины и морские низкие равнины*. К ним относятся поймы и русла рек, современные дельты, лагуны, бары, пляжи, лайды и фрагменты первой морской террасы.

Ландшафт пологоволнистой абразионно-аккумулятивной приморской равнины (5) занимает сравнительно небольшую площадь на севере. Представлен лайдами, пляжами, современными дельтами, лагунами, барами и наиболее низкими фрагментами первой морской террасы; все они сложены преимущественно песчаным и супесчано-суглинистым материалом. Мощность отложений от 10 до 30 м, иногда более. Характер поверхности определяется эрозионными, флювиальными, морскими абразионными и аккумулятивными (в том числе, приливно-отливными) процессами, а также (в меньшей степени) криолитогенезом, приведшим к формированию здесь многочисленных речных долин с пологими склонами, осложненными солифлюкцией грунтов, хасыреями, термокарстовыми западинами и буграми пучения. Около 5 % бровок низких морских террас составляют абразионные и абразионно-денудационные уступы, выработанные в скальных породах (район пос. Усть-Кара, правобережье р. Кара в нижнем течении и другие локальные участки); почти 95 % – абразионные и термоабразионные уступы, выработанные в рыхлых отложениях. Морские осадки, слагающие возвышенные формы современного рельефа, как правило, талые; в понижениях отмечаются умеренно- и сильно льдистые грунты. Мерзлота островная, многолетняя. Широко развиты полигональные грунты, на участках интенсивного оторфования почв – бугры пучения. Кроме того, в отдельных местах, лишенных почвенно-растительного покрова, наряду с интенсивной водной эрозией происходит эрозия ветровая (эоловая). К числу негативных факторов ландшафтообразования помимо активной абразии береговой линии следует отнести засоление остаточных озер и почв, связанное с проникновением морских вод (при приливах) в долины рек на расстояние до первых километров. Пораженность ландшафта ЭГП от 50 до 85 %; геодинамическая его устойчивость определяется как низкая, геохимическая – средняя.

Ландшафт долинно-террасовых участков эрозионно-аккумулятивного рельефа (6) выражен полого-наклонными поверхностями пойм и первой надпойменной террасы, сложенных аллювием различного литологического состава (пески, гравийники, галечники, суглинки); поверхность их часто заболочена. Почвы глеево-подзолистые, аллювиальные. Растительность – кустарниковая (по долинам рек). Ландшафт отвечает зоне сплошного и преимущественно сплошного распространения ММП. Талики приурочены к руслам наиболее крупных водотоков. Ведущими ЭГП являются эрозионная и аккумулятивная деятельность водных потоков, в меньшей степени – оползни и заболачивание. Пораженность ландшафта ЭГП – от 25 до 75 %; геодинамическая его устойчивость определяется как низкая, геохимическая – как высокая.

ЭКЗОГЕННЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ И ОБЪЕКТЫ

Исходя из приведенных выше характеристики ландшафтных обстановок, для рассматриваемой территории можно выделить ряд ведущих экзогенных процессов. *Гравитационные и криогенные процессы* в таком сочетании наиболее активно проявляются на пологих и средней кру-

тизны склонах увалов и гряд где формируют обширные курумы и делювиально-солифлюкционные шлейфы.

Процесс заболачивания получил довольно широкое развитие на ландшафтах относящихся к классу равнин и низменностей, чему благоприятствует целый ряд факторов: избыточная увлажненность, выравненность (слабая расчлененность) рельефа, близповерхностное залегание широко распространенных в кайнозойском разрезе водоупорных суглинков, а также сезонно- и многолетнемерзлые породы, препятствующие инфильтрации талых или дождевых вод и способствующие их скоплению как в депрессиях (в т. ч. в долинах рек), так и на плоских водораздельных поверхностях.

Заболачиванию сопутствуют собственно 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 возвышенностями размером в поперечнике от 5 до 20 м. Высота их, как правило, 1,5–2 м, а уплощенная 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 в этом случае нередко достигает 3–4 м и в основном определяется содержанием льда в грунтах, объемная льдистость торфа может составлять до 80 %; диаметр таких бугров – от 10 до 30 м. *Морозобойное растрескивание* грунтов обусловлено напряжениями, возникающими в мерзлом массиве вследствие изменения его объема из-за достаточно больших температурных градиентов в зимнее время. В результате растрескивания, 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 изначально образуются грунтовые жилы (обычно супесчаного состава). С поверхности они представлены прямоугольной или трапециевидной сетью узких канавок-ложбин, густо заросших кустарничком. Размеры полигонов могут достигать 10 и более метров; толщина грунтовых клиньев в верхней части редко превышает 0,7 м, а глубина – 1,5 м. Цикличность процесса приводит к образованию повторно-жильных льдов – клиновидных ледяных тел с вертикально-полосчатым строением. Значительная льдистость рыхлых отложений района предопределяет развитие *термокарстовых процессов*. Проявление отвечающих им форм фиксируется по обилию мелководных озер с характерными признаками термокарста (зависимость глубин водоемов от ориентировки берегов и их снегозаносимости, а также воронкообразное строение дна). На заболоченных участках, особенно среди полигональных торфяников с повторно-жильными льдами, отмечаются провальные термокарстовые воронки диаметром 20–30 м.

Карстовые явления проявлены небольшими воронками (диаметром 2–3 м и глубиной 1–1,5 м) и карстовыми руслами «пропадающих» ручьев на площади развития карбонатных пород.

Солифлюкционные процессы «в чистом виде» получили развитие на отдельных склоновых поверхностях; им подвержены грунты различного физико-механического состава. Наиболее распространенными формами на данной территории являются солифлюкционные террасы и оплывины.

Эрозия активно 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 до 80 м. Вблизи водотоков развивается овражно-балочная сеть. На современном этапе развития гидросети преобладает боковая эрозия, выражающаяся в активном разрушении берегов на крутых излучинах рек. Интенсивность, характер и скорость ее определяются литологическим составом субстрата, размывающей силой потока, криогенным строением пород и экспозицией береговых склонов. Наиболее активно этот процесс проявлен на нижних отрезках долин таких рек как Кара, Сибирчатаяха, Сопчаю, Хэйяха, Сааяха. Современное усиление боковой эрозии связано с этапом активизации речного осадконакопления для всей гидросети района; оно выражается в интенсивном образовании обеих пойменных террас, галечниковых и песчаных кос, прирусловых отмелей и осередков, а также прирусловых валов на поймах водотоков.

Результаты *ветровой деятельности* выражены в многочисленных яреях (диаметром 5–7 м, глубиной 0,3–0,7 м) приуроченных к вершинам (реже – склонам) холмов и гряд. С поверхности они сложены гравийными галечниками с примесью грубозернистого песка (либо песками с включением гравийно-галечного материала), но уже на глубине 0,5 м подстилаются более тон-

козернистыми грунтами. Дефляция достаточно широко развита и на песчаных поверхностях береговых баров, пляжей, а также на бровке и склонах морских террас. В результате обнажаются погребенные торфяные прослои, формируются «россыпи» каменного материала, ранее рассредоточенного в раздуваемой толще пород, образуются мелкие аккумулятивные эоловые формы.

Термоэрозия часто выражена небольшими промоинами на склонах, сопряженных с низкими бассейновыми террасами. Обрывы высоких морских террас часто расчленены глубокими термоэрозионными оврагами. *Термоабразия* имеет распространение в нижних частях приморских береговых обрывов, наиболее же интенсивно проявляется на участках, сложенных сильно льдистыми грунтами морских террас. Выражается в образовании волноприбойных ниш высотой и глубиной до 1 м, а протяженностью иногда в десятки метров.

Анализ информации по выявлению и оценке источников загрязняющих веществ (ЗВ) на рассматриваемой территории показывает, что состав токсичных соединений, объем и пути их поступления определяются физико-географической спецификой района, слабой степенью хозяйственного освоения и незаселенностью этой и прилегающих площадей (отсутствием городов, крупных поселков, портов, комплексов промышленных и сельскохозяйственных предприятий). Доминирующим в настоящее время является поступление ЗВ в результате их переноса ветром и морскими течениями, в особенности приносящими сюда воды трансформированного речного стока Оби, Енисея, Пясины. Прямой сброс промышленных и бытовых стоков, твердых и газообразных отходов носит ограниченный характер (вызывая лишь локальные последствия непосредственно в зоне выброса) и фактически определяется деятельностью транспортных и коммунальных предприятий пос. Усть-Кара. Поступление ЗВ в результате эксплуатации судов на трассе Северного морского пути также не сопоставимо с масштабами воздействия речного стока и выпадениями из атмосферы. Перенос ЗВ, аккумулярованных в зимний период снежно-ледяным покровом, из одного района акватории в другой и поступление их в поверхностные воды при последующем таянии дрейфующих льдов можно рассматривать в качестве самостоятельного фактора, влияющего на уровни антропогенной нагрузки, возникающей в таких районах.

Природными источниками загрязнения геологической среды на площади являются металлические и неметаллические полезные ископаемые, локализованные в дислоцированных палеозойских и мезозойских образованиях. Масштаб их непромышленный: многочисленные обнаруженные объекты относятся к проявлениям и пунктам минерализации. Выделяются также площадные геохимические аномалии, элементный состав которых отражает основные типы оруденения (марганцевое, полиметаллическое, медно-никелевое). На отдельных проявлениях марганца, фосфоритов, флюорита, барита, урана иногда отмечаются локальные и точечные аномалии, достигающие опасных концентраций отдельных элементов. Слабо развитый прерывистый почвенный покров с низкими содержаниями гумуса, малый объем фитомассы, низкий потенциал загрязнения атмосферы, избыточная влажность позволяют считать природно-загрязненные ландшафты геохимически устойчивыми.

Экологическое состояние поверхностных вод (рек Кара, Сибирчатояха, Сопчаю, Силоваяха, Хэйяха, Саяха и их притоков), а также вод снежников удовлетворительное. Воды – ультрапресные с минерализацией до 0,1 г/л, преимущественно гидрокарбонатные магниевые-кальциевые. В случаях, когда в тот или иной конкретный комплекс разгружаются воды других гидрогеологических объектов, их состав и минерализация могут приобретать черты поступающих. Особенно заметно это проявляется в конце зимней межени, когда минерализация русловых вод, подпитываемых аллювиальным потоком, возрастает до 0,7–1 г/л, а состав часто становится сульфатно-гидрокарбонатным (р. Силоваяха). Подземные воды субкриогенных слабоводоносных подразделений при наличии большой мощности многолетнемерзлых пород (десятки–сотни м) защищены или относительно защищены (на участках прерывистого распространения ММП) от загрязнения. Однако на отдельных участках в них отмечаются превышения ПДК по целому ряду компонентов и они становятся неблагоприятными в экологическом отношении. Более подробная экологическая оценка подземных вод дана в главе «Гидрогеология».

Эколого-геохимическое состояние снежного покрова на площади оценивается как удовлетворительное. Наиболее существенную роль атмосферный перенос играет в поступлении свинца, меди, кадмия и цинка. Превышения регламентируемых уровней в целом незначительные: по меди они составляют до 1,2 ПДК, цинку – до 1,5 ПДК, нефтепродуктам – до 2,4 ПДК, бензапирену – до 1,3 ПДК. Средние значения кислотности снежного покрова находятся в пределах 4,3–5,5 рН, что хорошо согласуется с известными представлениями о дальнем атмосферном переносе ангидридов кислот из промышленных районов в западную часть Российской Арктики.

В целом же эколого-геологическую обстановку большей части района (как неосвоенной территории) можно считать удовлетворительной. На площадях, где распространены ландшафты увалов и гряд, а также в пределах абразионно-аккумулятивной приморской равнины активно развиты неблагоприятные склоновые и криогенные процессы; эколого-геологическая обстановка там оценивается как напряженная. Во избежание ухудшения экологической ситуации и для предотвращения необратимости развития многих ЭГП рекомендуется проводить периодический контроль за состоянием природной среды. Комплекс мероприятий должен базироваться на изучении и мониторинге главнейших ее параметров, как в естественных, так и в нарушенных условиях, отслеживании процессов распространения загрязняющих веществ во всех компонентах ландшафтов по площади и на глубину.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате ГДП-200 проведенного на территории листов R-41-XXVIII, XXIX, а также обобщения данных предшествующих исследований (ГСП-50 и другие виды геологических работ) создан комплект Госгеолкарты-200 второго поколения. Он включает среднемасштабные карты (геологическую донеогеновых образований, полезных ископаемых и закономерностей их размещения, неоген–четвертичных образований) и ряд схем (тектоническую, геоморфологическую, эколого-геологических условий и др.).

Анализ предшествующих работ показал, что наименее изученными территориями являлись северная часть листов (пермские отложения Северо-Пайхойского синклиория) и полоса вдоль южной рамки (карбон и пермь Южно-Пайхойского моноклиория); поэтому при ГДП-200 значительная роль отводилась изучению раннепермских «подугленосных» отложений. В результате выполнено доизучение стратиграфия Пайхойской подзоны перми–триаса (с использованием петрографических, петрохимических и других методов), выделены новые стратоны (тарханская и сатосинская толщи), уточнены пространственные границы, последовательность залегания, литологическая характеристика пэтаркинской, лиурьягинской и табьюской свит, а также их взаимоотношения с карским коптогенным комплексом.

По результатам определения и переопределения радиолярий и моллюсков подтверждена нижняя возрастная граница (кампан) саяхинской толщи, перекрывающей импактиты и, как следствие, уточнено время возникновения Карской астроблемы (граница сантона и кампана).

Новые данные получены в результате детального изучения на опорных разрезах фациальной зональности целого ряда подразделений девона, карбона и перми (особенно у южной рамки листов), что позволило уточнить границы и строение Пестаншорского и Карского районов Зилаиро-Лемвинской СФЗ и Верхнесиловского района Бельско-Елецкой зоны. Выделена новая мадагаюская толща верхнего девона, а сибирчатояхинская толща переведена в ранг свиты.

Для всей Карской площади выполнена качественная геологическая интерпретация всего комплекса геофизических материалов: гравиметрических, аэромагнитных, сейсмических и электроразведочных. По линии геологического разреза А₁-А₂-А₃ проведены количественные расчеты кривой Δg и выполнен (по палетке Д. С. Микова) подбор геолого-геофизической модели. В результате подтверждена и оконтурена серия габродолеритовых силлов и даек в центральном поднятии астроблемы – предполагаемой брахиформной структуре взрывной природы. В южной части Карского метеоритного кратера под коптогенным комплексом оконтурены высокоинтенсивные магнитные аномалии, которые интерпретируются как близповерхностные ордовикские отложения, насыщенные долеритами хенгурского комплекса, области распространения которых фиксируют ядра погребенных антиклиналей. По характеру полей ΔT и Δg уточнено строение Центрально-Пайхойского антиклиория.

При изучении кайнозоя выявлено широкое распространение на территории отложений миоценового, плиоценового и эоплейстоценового возраста. Прослежены границы распространения неоген–эоплейстоценовых ритмосвит – колвинской, падимейской и роговской. Возраст этих подразделений установлен биостратиграфическими методами (палинологическим, микро- и макрофаунистическим), подтвержден хеостратиграфическим методом и эти результаты уверенно коррелируются с имеющимися данными по магнито- и биостратификации палеогена и неогена Тимано-Уральского субрегиона и Западной Сибири.

Существенно уточнено тектоническое районирование территории, скорректированы границы надвиговых пластин, детали флексурообразных чешуй, состав слагающих их формаций. Проведен анализ выделенных разломов глубинного заложения.

В ходе общепромысловых работ на марганец (карбонатные и окисные руды), цветные металлы (никель, медь), импактные алмазы, барит и другие полезные ископаемые уточнены границы элементов минерагенического районирования в пределах листов, выделены локальные минерагенические таксоны (рудные районы, узлы, зоны, поля), оценены прогнозные ресурсы приори-

тетных видов минерального сырья. Карта полезных ископаемых пополнена новыми проявлениями и пунктами минерализации марганца, золота, ЭПГ, цветных металлов и янтаря. Составлены паспорта учета для четырех перспективных объектов, даны рекомендации по направлению последующих поисковых работ.

Вместе с тем, проведенные исследования выявили ряд нерешенных вопросов, касающихся как общегеологических аспектов, так и минерагении района. Наиболее важными направлениями дальнейших исследований представляются следующие:

- дополнительные биостратиграфические, а также изотопно-геохронологические исследования кайнозойских отложений площади с целью расчленения выделяемых здесь крупных неогеновых и неоген–эоплейстоценовых подразделений;

- дополнительно палеонтологическое изучение, а также доизучение вещественного состава пермских молассоидных стратонов Пайхойского синклинория с целью уточнения их объема и корреляции с одновозрастными образованиями смежных территорий;

- определение масштабов промышленной марганценосности северо-западной части площади (в результате ГДП-200 выявлены новые объекты) и возможная переоценка перспектив Пай-Хоя в отношении этого металла;

- дополнительное (детальное) изучение платиноносности интрузий хенгурского комплекса (при ГДП-200 в серии проб выявлены сперилит ($PtAs_2$) и варвжинит $(Ni,Pd)_2SbTe_2$, а пробирным анализом определены значимые (до 1 г/т) содержания ЭПГ).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Опубликованная

1. Алексеева М. А., Богословская М. Ф., Владимирович В. П. и др. Атлас характерных комплексов пермской фауны и флоры Урала и Русской платформы. Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. Т. 331. – Л., 1986. 327 с.
2. Андрищева Л. Н. Плейстоцен европейского Северо-Востока. – Екатеринбург: УрО РАН, 2002, 322 с.
3. Астахов В. И., Мангеруд Я., Свенсен Ю. И. Русско-норвежские исследования ледникового периода Арктики // Отечественная геология. 1999, № 2. С. 51–59.
4. Афанасьев Б. Л., Белкин В. И. Проблемы геологии кайнозоя Большеземельской тундры. Кайнозойский покров Большеземельской тундры. – МГУ, 1963. С. 7–12.
5. Беляев А. А. Первая находка бирюзы на Пай-Хое // Топоминералогия и минералы рудоносных регионов. Тр. Ин-та геологии Коми филиала АН СССР. Вып. 56. – Сыктывкар, 1984. С. 87–91.
6. Беляев А. А. Литология верхнего девона и карбона сланцевой зоны Пай-Хоя. Дисс. к.г.-м.н. – М.: МГУ, 1987. 223 с.
7. Беляев А. А., Иевлев А. А. Перспективы бирюзоносности Пай-Хоя. Тр. Ин-та геологии Коми НЦ УрО РАН. Вып. 76. Сер. «Научные рекомендации – народному хозяйству». – Сыктывкар, 1988. 20 с.
8. Беляков Л. Н., Енокян Н. В., Чермных В. А. Каменноугольные отложения Пай-Хоя и о. Вайгач // Стратиграфия палеозоя Северо-Востока Европейской части СССР. Тр. Ин-та геол. Коми фил. АН СССР. Вып. 37. – Сыктывкар, 1981. С. 33–52.
9. Беляков Л. Н., Дембовский Б. Я. Некоторые особенности тектоники севера Урала и Пай-Хоя // Геотектоника. 1984, № 2. С. 51–57.
10. Беляков Л. Н., Дембовский Б. Я., Кишка Н. В. и др. Покровное строение Пай-Хоя. Докл. АН СССР. Т. 282. 1985, № 1. С. 151–154.
11. Богословская М. Ф. Аммоноидеи из пермских отложений Пай-Хоя и острова Вайгач // Палеонтологический журнал. 1997, № 6. С. 23–28.
12. Богословская М. Ф., Школин А. А. Аммоноидеи // Биота востока Европейской России на рубеже ранней и поздней перми. – М.: ГЕОС, 1998. С. 147–155.
13. Воллосович К. К. Материалы для познания основных этапов геологической истории Европейского северо-востока в плиоцене–среднем плейстоцене // Геология кайнозоя севера Европейской части СССР. – МГУ, 1966.
14. Воронов А. В. Аммоноидеи нижней перми Урала и их стратиграфическое значение. Автореф. канд. дисс. – Екатеринбург: АООТ «Полиграфист», 1995. 13 с.
15. Временные требования к организации, проведению и конечным результатам геологосъемочных работ, завершающихся созданием Госгеолкарты-200 (второе издание). – М.: МПР РФ, 1999. 160 с.
16. Ганешин Г. С. Типовая легенда геоморфологических карт. Тр. ВСЕГЕИ. – Л., 1977. 15 с.
17. Геологическая изученность СССР. Т. 5. Коми АССР. – Л.: Наука, 1973.
18. Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. Т. 3: Печорский угольный бассейн и другие месторождения угля Коми АССР и Ненецкого национального округа. – М.: Недра, 1965. 491 с.
19. Гладенков Ю. Б., Нортон П., Спайк Г. Верхний кайнозой Исландии (стратиграфия плиоцена и плейстоцена и палеонтологические комплексы). Труды ГИН РАН. Вып. 345. – М., 1980. 115 с.
20. Горский В. П., Гусева Е. А. Межрегиональная корреляция на примере определения возраста пермских свит Печорского угольного бассейна // Сов. геология. 1986, № 4. С. 92–96.
21. Государственная геологическая карта и карта полезных ископаемых СССР. Масштаб 1 : 200 000. Серия Ново-Земельско-Пайхойская. Листы R-41-XXVII, XXVIII. Объяснительная записка / В. Н. Смирнов и др. – М.: Госгеолтехиздат, 1959. 59 с.
22. Государственная геологическая карта и карта полезных ископаемых СССР. Масштаб 1 : 200 000. Серия Ново-Земельско-Пайхойская. Листы R-41-XXIX, XXX. Объяснительная записка / А. М. Иванова, В. Н. Войцеховский и др. – М.: Госгеолтехиздат, 1959. 48 с.
23. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия). Листы R-(40)-42 – о. Вайгач–п-ов Ямал. Объяснительная записка / А. П. Астапов, П. П. Генералов и др. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. 357 с., 5 вкл.
24. 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.
25. 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.

26. 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.
27. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000 (издание второе). Листы Q-41-V, VI (приняты к изданию в 2005 г.) / Шишкин М. А., Малых О. Н., Попов П. Е. и др.
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. Масштаб 1 : 200 000. Серия Полярно-Уральская. Листы R-42-XXXI-XXXII (оз. Бол. Нгосавэйто, бывшее Бол. Осовой-Гы). Объяснительная записка / Душин В. А., Сердюкова О. П. и др. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2006. 197 с. и 3 вкл.
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. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Южно-Карская. Лист R-41 – Амдерма. Объяснительная записка / М. А. Шишкин, С. И. Шкарубо. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2008.
32. ГОСТ Р53579-2009: Отчет о геологическом изучении недр. Общие требования к содержанию и оформлению. – М.: Стандартинформ, 2009. 77 с.
33. Гуськов В. А., Пухонто С. К., Яцук Н. Е. Верхнепермские отложения Северо-Востока Пай-Хоя // Сов. геология. 1980, № 2. С. 68–78.
34. Гуськов В. А. Граница верхней и нижней перми по морским двустворчатым моллюскам // Пермская система: вопросы стратиграфии и развития органического мира. – Казань, 1988. С. 11–15.
35. А. В. Добня, А. В. Жданов и др. Методическое руководство по составлению и подготовке к изданию листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 / Ответственные редакторы: В. Р. Вербицкий, М. А. Шишкин (Роснедра). – М., 2009. 207 с.
36. Душин В. А., Микляев А. С. Среднепалеозойский магматизм западного склона Северного Урала // Сов. геология. 1990, № 8. С. 75–83.
37. Езерский В. А. Ударно-метаморфизованное углистое вещество в импактиках // Метеоритика. Вып. 41. 1982. С. 134–140.
38. Езерский В. А. Гипербарические полиморфы, возникшие при ударном метаморфизме углей // Зап. ВМО. Вып. 1, ч. 115. 1986. С. 26–29.
39. Езерский В. А. Метаморфизм углеродистого вещества горных пород в импактных кратерах. Автореф. дисс. на соиск. учен. степ. к.г.-м.н. – Л.: ВСЕГЕИ, 1987. 20 с.
40. Елисеев А. И., Семенов Г. Ф. Карбонатные, среднедевонско–каменноугольные формации Пай-Хоя // Осадочные палеозойские формации Пай-Хоя. Тр. Ин-та геол. Коми фил. АН СССР. Вып. 56. – Сыктывкар, 1986. С. 20–26.
41. Еномян В. С. Палеозойские отложения и история геологического развития западного Пай-Хоя и острова Вайгач. Автореф. дисс. на соиск. учен. степ. к.г.-м.н. – М.: МГРИ, 1971. 26 с.
42. Енцова Ф. И., Хайцер Л. Л., Домбровская Х. Р. и др. Стратиграфия угленосных пермских отложений Карской мегасинклинали // Совещание по нижнепермским отложениям. Тез. докл. – Пермь: ПермГУ, 1974. С. 35–37.
43. Енцова Ф. И. Тектоническая природа Пай-Хоя и его взаимоотношение с Уралом // Геотектоника. 1981, № 1. С. 58–69.
44. Журавлев А. В. Новая хенгурейская свита верхнего девона юго-западного склона Центрального Пай-Хоя // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2010, т. 5, № 2. http://www.ngtr.ru/tub/2/20_2010.pdf
45. Заборин О. В. Диабазовая формация Пай-Хоя // Магматизм, метаморфизм и металлогения Севера Урала и Пай-Хоя. – Сыктывкар, 1972.
46. Заборин О. В. Основные магматические породы Центрального Пай-Хоя (Югорский п-ов). Дисс. на соиск. учен. степ. к.г.-м.н. – Л.: ЛГИ, 1975. 148 с.
47. Заборин О. В. Геолого-петрографические особенности дифференцированных силлов Пай-Хоя // Магматизм и металлогения Северо-Востока европейской части СССР и севера Урала. Тр. VIII геол. конф. Коми АССР, 1974 г. – Сыктывкар, 1978. С. 31–35.
48. Зархидзе В. С. Вашуткинская свита Тимано-Уральской области // Вопросы стратиграфии и корреляции плиоценовых и плейстоценовых отложений северной и южной частей Предуралья. Вып. 1. 1972. С. 78–82.
49. Зейлахер А. Отличительные признаки песчаных темпеститов // Циклическая и событийная седиментация. – М.: Мир, 1985. С. 312–326.
50. Иевлев А. А. Эволюция гипергенного минералообразования при выветривании фосфатоносных пород в арктических условиях // Минералогия и рост кристаллов. Тр. Ин-та геол. Коми фил. АН СССР. Вып. 59. – Сыктывкар, 1987. С. 14–27.
51. Иевлев А. А. Минералогия и закономерности формирования зоны выветривания фосфатоносных сланцев Пай-Хоя // Сов. геология. 1988, № 10. С. 81–83.
52. Иевлев А. А. Онтогенез коллоидных агрегатов из каменноугольных отложений Пай-Хоя // Минералогия Тиманско-Североуральского региона. Тр. Ин-та геол. Коми НЦ УрО АН СССР. Вып. 72. – Сыктывкар, 1989. С. 155–163.
53. Иорданский Н. Н. Следы мезозойской вулканической деятельности на Пай-Хое // Палеонтология и стратиграфия. Сб. 1. – Новосибирск, 1933. С. 2–3.

54. Инструкция по геохимическим методам поисков рудных месторождений / Барсуков В. Л., Григорян С. В., Овчинников Л. Н. – М., 1983.
55. Канев Г. П., Калашиников Н. В. Корреляция разрезов пограничных отложений нижней и верхней перми Пай-Хоя. Тр. XI Всесоюзной геологической конференции Коми АССР. – Сыктывкар, 1990. С. 196–201.
56. Каплянская Ф. А., Тарноградский В. Д. Гляциальная геология // Методическое пособие по изучению ледниковых образований при геологической съемке крупного масштаба. – СПб.: Недра, 1993. 328 с.
57. Колесник Л. С., Чермных В. А. Пограничные турнейско–визейские отложения Карско-Силовского района (Пай-Хой) // Обоснование границ стратиграфических подразделений. Тр. Ин-та геол. Коми НЦ УрО РАН. Вып. 82. – Сыктывкар, 1994. С. 45–56.
58. Колесников Е. М., Назаров М. А., Бадюков Д. Д., Горина М. А. и др. Калий-аргоновый возраст Карских кратеров и их связь с мел–палеогеновым ударным событием // Геохимия. 1988, № 8.
59. Колесников Е. М., Назаров М. А., Бадюков Д. Д. и др. Калий-аргоновый возраст Карских кратеров и их связь с мел–палеогеновым ударным событием // Геохимия. 1990, № 4. С. 495–505.
60. 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.
61. Котляр Г. В., Косовая О. Л., Шишлов С. Б., Журавлев А. В., Пухонто С. К. Граница отделов перми в разнофациальных отложениях севера Европейской России: событийно-стратиграфический подход // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2004, т. 12, № 5. С. 30–55.
62. Крапивнер Р. Б. Стратиграфия новейших отложений бассейна р. Печоры от Камо-Печоро-Вычегодского водораздела до устья р. Цильмы // Вопросы стратиграфии и корреляции плиоценовых и плейстоценовых отложений северной и южной частей Предуралья. – Уфа, 1976.
63. 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. 1. – М.: Геос, 2009. С. 309–312.
64. Крылов А. В. Моллюски и стратиграфия морских отложений позднего кайнозоя северо-восточного Пай-Хоя // Природа шельфов и архипелагов Европейской Арктики. Вып. 10. – М.: ГЕОС, 2010. С. 176–182.
65. Крылов А. В., Зархидзе Д. В., Марке Р., Гусев Е. А. Новые данные по распространению кайнозойских моллюсков Большеземельской тундры, Пай-Хоя и Северной Земли // Природа морской Арктики: современные вызовы и роль науки. Тезисы докл. Междунар. конф. – Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2010. С. 118.
66. Крылов А. В. Морские двустворчатые моллюски плиоцена–эоплейстоцена в западной части Российской Арктики и их значение для биостратиграфии и палеогеографии // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента. Вып. 20. 2011. С. 86–89.
67. Кукин П. А. Карта аномального магнитного поля СССР. Изолинии $(\Delta T)_a$ масштаба 1 : 200 000. Листы R-41-XXVII, XXVIII, XXIX, XXX. 1977.
68. Лавров А. С., Потапенко Л. М. Неоплейстоцен северо-востока Русской равнины. – М., 2005. 222 с.
69. Маракушев А. А. Импаکتиты. – М.: Изд. МГУ, 1981. 240 с.
70. Масайтис В. Л., Данилин А. Н., Мацук М. С. и др. Геология астроблем. – Л.: Недра, 1980. 231 с.
71. Масайтис В. Л. Импактные кратеры на рубеже мезозоя и кайнозоя. Сб. статей. – Л.: Наука, 1990. 185 с.
72. Маслов М. А., Шляхова Х. Т. Стратиграфия доордовикских метаморфических образований Пай-Хоя // Стратиграфия и литология докембрия и нижнего палеозоя Урала. Труды Ин-та геол. и геохимии УНЦ АН СССР. Вып. 91. – Свердловск, 1972. С. 55–67.
73. Маслов М. А. Верхнемезозойские вулканотектонические структуры областей активизации крайнего северо-востока европейской части СССР // Эволюция вулканизма в истории Земли. – М., 1973. С. 39–49.
74. Маслов М. А. Генезис палеогеновых магм одной из структур северо-востока европейской части СССР // Геодинамика вулканизма и гидротермального процесса. – Петропавловск-Камчатский, 1974. С. 28–29.
75. Маслов М. А. О происхождении Карской депрессии // Метеоритика. Вып. 36. 1977. С. 123–130.
76. Мацук М. С., Езерский В. А. Кластические дайки в импактитах и аллогенных брекчиях Карской астроблемы (северо-восточный склон Пай-Хоя) // Литология и полезные ископаемые. 1982, № 1. С. 130–136.
77. Методические рекомендации по составлению и подготовке к изданию Государственной гидрогеологической карты СССР масштаба 1 : 200 000. – М.: ВСЕГИНГЕО, 1985. 83 с.
78. Методические рекомендации. Камеральная обработка материалов геологосъемочных работ масштаба 1 : 200 000. Вып. 2 / А. И. Бурдэ, В. С. Антипов, В. И. Бергер и др. – СПб.: МПР РФ, Изд-во ВСЕГЕИ, 1999. 384 с.
79. Микляев А. С. Верхнедевонские отложения сланцевой зоны Пай-Хоя и перспективы их рудоносности // Геология девона Северо-Востока европейской части СССР. Тезисы докладов. Ин-т геол. Коми НЦ УрО АН СССР. – Сыктывкар, 1991. С. 52–53.
80. 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.
81. Микляев А. С., Романова Н. В. Проблемы корреляции палеозойских магматических комплексов севера Полярного Урала // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Европейского Северо-Востока СССР: проблемы минерального сырья. Тр. XI геол. конф. Коми АССР. Т. 3. – Сыктывкар, 1994. С. 89–100.
82. Микляев А. С., Беляев А. А. Верхнедевонские и нижнекаменноугольные отложения сланцевой зоны юго-восточного Пай-Хоя // Обоснование границ стратиграфических подразделений. Тр. Ин-та геол. Коми НЦ УрО РАН. Вып. 82. – Сыктывкар, 1994. С. 27–34.
83. Миронова М. Г. Нижнепермские брахиоподы восточной части Печорского угольного бассейна. Автореф. дисс. на соискание ученой степени к.г.-м.н. – Л., 1955.
84. Миронова М. Г., Степанов Д. Л. О возрасте мергелистого горизонта нижнепермской толщи Печорского бассейна. Докл. АН СССР. 1957, т. 114, № 3. С. 623–628.

85. Москаленко З. Д. и др. Создание Госгеолкарты 200 с применением компьютерных технологий. Методическое руководство. – М.: МПР, СпецИКИЦ РГ, Росгео, Геокарт, 1999.
86. Назаров М. А., Бадюков Д. Д., Барсукова Л. Д. и др. Параметры мел–палеогенового ударного события. Бюлл. МОИП. Отд. геол. Вып. 4. 1988, т. 63. С. 33–54.
87. Оберман Н. Г. Схема гидрогеологического районирования европейского Севера СССР. Схема геокриологического районирования Урала // Геокриология СССР. – М.: Недра, 1988. С. 221, 302.
88. Опорный разрез ордовика Пай-Хоя, Вайгача и юга Новой Земли. Сб. статей. – Л.: НИИГА, 1970. 155 с.
89. Осадчев Б. Я. Геологическое строение юго-восточного Пай-Хоя и Полярного Приуралья. Тр. НИИГА. Т. XI. – М.-Л.: Изд-во Главсевморпути, 1951. 93 с.
90. Остащенко Б. А. Петрология и оруденение центральнопайхойского базальтоидного комплекса. – Л.: Наука, 1979. 113 с.
91. Охотников В. Н., Мизин В. И., Белякова Л. Т. и др. Корреляция магматических комплексов европейского Северо-Востока СССР // Серия препринтов сообщений «Научные рекомендации – народному хозяйству». Ин-т геол. Коми фил. АН СССР. Вып. 53. – Сыктывкар, 1985. 24 с.
92. Охотников В. Н., Степаненко В. И., Белякова Л. Т. и др. Корреляция магматических комплексов севера Урала и прилегающих территорий. Препринт. – Свердловск: УрО АН СССР, 1988. 56 с.
93. Палеонтологический атлас пермских отложений Печорского угольного бассейна. – Л.: Наука, 1983. 318 с.
94. Перишина А. И., Цыганко В. С. Новые данные по стратиграфии силурийских и девонских отложений юго-восточного окончания Пай-Хоя // Фанерозой Севера европейской части СССР. Тр. Ин-та геол. Коми фил. АН СССР. Вып. 33. – Сыктывкар, 1980. С. 3–19.
95. Полетаева Г. С. Гравиметрическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Листы R-41-XXVII, XXVIII, XXIX, XXX. Объяснительная записка (Листы R-41-XXI, XXII, XXIII, XXIV; R-41-XXVII, XXVIII, XXIX, XXX) / Редактор Б. Д. Полетаев. – М.: Всесоюзный геологический фонд, 1970. 33 с.
96. Предтеченский Н. Н. Задачи и правила изучения и описания опорных стратиграфических разрезов. Инструкция. – Л., 1983. 33 с.
97. Путеводитель экскурсии на пермские отложения по р. Кожим. – М., 1995. 45 с.
98. Пухонто С. К. Стратиграфия и флористическая характеристика пермских отложений угольных месторождений Печорского бассейна. – М.: Научный мир, 1998. 312 с.
99. Селивановская Т. В., Мацак М. С., Масайтис В. Л. Импактные брекчии и импактиты Карской и Усть-Карской астроблем // Импактные кратеры на рубеже мезозоя и кайнозоя / Отв. ред. В. Л. Масайтис. – Л.: Наука, 1990. 185 с.
100. Ровнина Л. В., Родионова М. К. и др. Биостратиграфия мезозоя Западной Сибири. – М.: Наука, 1985.
101. Рогов В. С., Галицкая Э. И. Оценка перспектив марганценосности Пай-Хоя. – Л.: ВСЕГЕИ, 1985.
102. Рогов В. С., Галицкая Э. И., Давыдов В. А. Новые данные по стратиграфии марганценосных отложений перми и карбона Пай-Хоя // Сов. геология. 1988, № 6. С. 59–68.
103. Силаев В. И. Минералогия и литогенез ордовикских отложений Центрального Пай-Хоя. – Л.: Наука, 1978. 84 с.
104. Складнева В. М. Минералогия баритовых конкреций из эйфельских сланцев Пай-Хоя // Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР. Ежегодник-1973 Ин-та геол. Коми фил. АН СССР. – Сыктывкар, 1974. С. 136–139.
105. Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). Мат-лы IV Уральского межведомственного стратиграфического совещания. – Екатеринбург: Роскомнедра, МСК России, 1993.
106. Стратиграфический кодекс России. Издание третье. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2006. 96 с.
107. Тимонин Н. И. Тектоника гряды Чернышева. – Л.: Наука, 1975.
108. Тимонин Н. И. Печорская плита: история геологического развития в фанерозое. – Екатеринбург, 1998. 239 с.
109. Тимонин Н. И. Пример несогласного контакта нижнепермских и каменноугольных отложений на Центральном Пай-Хое. Тр. ин-та геол. Коми НЦ УрО РАН. Вып. 106. – Сыктывкар, 1999. С. 26–31.
110. Тимонин Н. И., Юдин В. В., Беляев А. А. Палеогеодинамика Пай-Хоя. – Екатеринбург: УрО РАН, 2004. 227 с.
111. Требования к составу, структуре и форматам представления в НРС Роснедра цифровых материалов по листам Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 второго издания. (Вторая редакция) / М. А. Шишкин, О. Б. Солдатов. – СПб., 2009.
112. Угленосная формация Печорского бассейна. – Л.: Наука, 1990. 176 с.
113. Устрицкий В. И. Мезозойские отложения, кайнотипные лавы и туфобрекчии Пай-Хоя. Тр. Ин-та геол. Арктики. Вып. 4. 1953, т. 72. С. 3–13.
114. Устрицкий В. И. О характере контакта перми и карбона на Пай-Хое. Сб. статей по геологии Арктики. Тр. НИИГА. Вып. 5. 1958, т. 80. С. 3–14.
115. Устрицкий В. И. Стратиграфия пермских отложений северо-восточного склона Пай-Хоя. Сб. статей по палеонтологии и биостратиграфии. Тр. НИИГА. Вып. 6. 1959. С. 44–61.
116. Устрицкий В. И. О фациальной зональности среднепалеозойских отложений Пай-Хоя и северной части Полярного Урала. Сб. статей по геологии и нефтегазоносности Арктики. Тр. НИИГА. Вып. 16. 1961, т. 123. С. 41–60.
117. Фишман М. В., Андреичев В. П., Евстафьева А. Д. Каталог определений абсолютного возраста горных пород СССР радиологическими методами (северо-восток европейской части СССР и севера Урала.). 1983. 181 с.
118. Хабаков А. В. Геологическое строение Карского побережья северо-восточного Пай-Хоя. Тр. Горно-геол. управления. – М.-Л., 1945. 55 с.

119. Халымбажда В. Г., Чернышева Н. Г., Микляев А. С. Конодонты верхнего девона и нижнего карбона бассейна р. Кары и их стратиграфическое значение. Научные доклады Академии Наук СССР. – Уральский научный центр, 1987. С. 13–28.
120. Цыганко В. С. Стратиграфия девонских отложений среднего течения р. Силовы (Пай-Хой) // Стратиграфия палеозоя Северо-Востока европейской части СССР. Тр. Ин-та геол. Коми фил. АН СССР. Вып. 37. – Сыктывкар, 1981. С. 16–25.
121. Чермных В. А. Биостратиграфия карбона севера Урала. Сыктывкар. Научн. докл. Ин-та геол. Коми фил. АН СССР. Вып. 21. 1975. 48 с.
122. Чермных В. А. Стратиграфия карбона севера Урала. – Л.: Наука, 1976. 304 с.
123. Чернов А. А. Геологические исследования 1933 г. в юго-западной части Пай-Хоя // Пайхойская геологическая экспедиция 1933 г. Тр. Полярной комиссии. Вып. 26. – М.-Л.: Изд. АН СССР, 1936. С. 5–81.
124. Черных В. В., Чернышева Н. Г., Микляев А. С. Конодонты и стратиграфическое расчленение отложений нижнего и среднего девона бассейна р. Кары // Конодонты и стратиграфия девонских и нижнекаменноугольных отложений Полярного Урала. – Свердловск: УНЦ АН СССР, 1987. С. 3–12.
125. Чупрова Н. В., Крылов А. В. Предварительные данные о новых находках морских и пресноводных моллюсков в кайнозойских образованиях полярного и приполярного Предуралья // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента. Вып. 20. 2011. С. 194–197.
126. Шишкин М. А. Предполагаемые направления движения неоплейстоценовых ледников на Пай-Хое и Полярном Урале на основе анализа состава моренных валунов // Региональная геология и металлогения. 2007, № 30–31. С. 207–212.
127. Шишкин М. А. Тектоническое строение зоны сочленения и взаимоотношения Полярного Урала и Пай-Хоя // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Европейского Северо-Востока. Материалы XV геол. съезда. Т. II. – Сыктывкар, 2009. С. 180–182.
128. Шишов С. Б., Журавлев А. В. Особенности строения и механизмы формирования прибрежных терригенных отложений пермских эпиконтинентальных бассейнов севера России // Литология и полезные ископаемые. 2009, № 3. С. 1–15.
129. Шмелев Н. В. О положении Янгарейского угольного месторождения в стратиграфическом разрезе перми северо-восточной части Печорского бассейна. Материалы Совещания по итогам геологических и геологоразведочных работ, проведенных различными организациями на территории Коми АССР за период 1948–1953 гг. – Сыктывкар, 1955. С. 218–225.
130. Юдин В. В., Дедов В. А. Геодинамическая модель Печорской плиты. Сер. «Науч. докл.» Коми филиала АН СССР. Вып. 171. – Сыктывкар, 1987. 12 с.
131. Юдин В. В. Палинспастические реконструкции сложнодислоцированных областей (на примере Урала, Приуралья и Пай-Хоя). Сер. сообщ. «Новые научные методики». Коми НЦ УрО АН СССР. Вып. 33. – Сыктывкар, 1990. 24 с.
132. Юдин В. В. Возраст складчатости Пай-Хоя. Докл. АН СССР. 1991, т. 317. № 3. С. 700–702.
133. Юдин В. В. Тектоника Карской впадины (северо-восточный Пай-Хой) // Шарьирование и геологические процессы. – Уфа, 1992. С. 55–56.
134. Юдин В. В. Орогенез севера Урала и Пай-Хоя. – Екатеринбург: УИФ Наука, 1994. 285 с.
135. Юдина А. Б. Кремнисто-терригенная среднедевонская формация Пай-Хоя // Осадочные палеозойские формации Пай-Хоя. Тр. Ин-та геол. Коми фил. АН СССР. Вып. 56. – Сыктывкар, 1986. С. 11–19.
136. 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.
137. Юдович Я. Э., Юдина А. Б., Тимохин Н. И., Павлов Л. П. Новые данные о проявлениях барита и серного колчедана в среднедевонских отложениях Пай-Хоя // Литология и геохимия палеозойских формаций севера Урала и Пай-Хоя. Тр. Ин-та геол. Коми филиала АН СССР. Вып. 28. – Сыктывкар, 1979. С. 43–56.
138. Юдович Я. Э., Беляев А. А., Кетрис М. П. Геохимия, минералогия и рудогенез марганца в черносланцевых отложениях Пай-Хоя // Труды Института геологии Коми Фан СССР. Вып. 34. – Сыктывкар, 1981. С. 54–72.
139. Юдович Я. Э., Беляев А. А. Новые генетические типы рудопроявлений 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.
140. Юдович Я. Э., Иванова Т. И. Бор в черных сланцах Пай-Хоя. Тр. Ин-та геол. Коми фил. 1986. С. 64–78.
141. Юдович Я. Э., Кетрис М. П., Мерц А. В. Геохимия и рудогенез урана в черных сланцах. – Сыктывкар: Геонаука, 1990. 66 с.
142. Юдович Я. Э., Кетрис М. П. Основные закономерности геохимии черных сланцев. – Сыктывкар: Геонаука, 1991. 110 с.
143. Юдович Я. Э., Беляев А. А., Кетрис М. П. Геохимия и рудогенез черных сланцев Пай-Хоя. – СПб.: Наука, 1998. 366 с.
144. Юшкин Н. П., Давыдов В. П., Остащенко Б. А. Магматические образования Центрального Пай-Хоя и их металлогенические особенности // Вопросы петрографии Северного Урала и Тимана. Тр. Ин-та геол. Коми фил. АН СССР. Вып. 17. – Сыктывкар, 1972. С. 3–34.
145. Юшкин Н. П., Остащенко Б. А., Павлов Л. П. Состав и свойства аксинита из пайхойских и полярноуральских месторождений // Ежегодник-1971 Института геологии Коми филиала АН СССР. – Сыктывкар, 1972. С. 164–170.
146. Юшкин Н. П., Маслов М. А., Микляев А. С. Цеолиты (ломонтит, анальцит) Карской кольцевой депрессии на Пай-Хое и их парагенезис // Минералы и парагенезисы минералов горных пород. – Л.: Наука, 1976. С. 71–75.

147. Юшкин Н. П. Барит и целестин Пайхойско-Новоземельской провинции (месторождения, минералогия, перспективы). Сер. препринтов сообщений «Научные рекомендации – народному хозяйству». Коми фил. АН СССР. Вып. 13. – Сыктывкар, 1978. 48 с.
148. Юшкин Н. П. Опыт среднемасштабной топоминералогии. Пайхойско-Новоземельская минералогическая провинция. – Л.: Наука, 1980. 376 с.
149. Юшкин Н. П., Кунц А. Ф., Тимонин Н. И. Минерагения Пай-Хоя. – Екатеринбург: УРО РАН, 2007. 292 с.
150. Ялук Н. Е. О кунгурском возрасте левкоркутской свиты Печорского угольного бассейна // Минерально-сырьевые ресурсы европейского Северо-Востока России. Тез. докл. XII геологич. конф. Республики Коми. – Сыктывкар, 1993. С. 52–54.
151. Astakhov V. The stratigraphic framework for the Upper Pleistocene of the glaciated Russian Arctic: changing paradigms // Global and Planetary Change. 2001. P. 283–295.
152. Henriksen M. et al. Lake stratigraphy implies an 80 000 yr delayed melting of buried dead ice in northern Russia // Journal of Quaternary science. 2003. P. 663–679.
153. Janssen A. W., Van der Slik L. Bemerkungen zu der Astartiden-Fauna des Jüngerer Känozoikums des Nordseebeckens // Scripta Geologica. 1974, № 22. P. 1–23.
154. Klomp maker A. A., Wijnker E. 2010: Een schitterende vindplaats voor Pliocene Miocene-fossielen // GEA. December 2010, № 4. P. 114–118.
155. Laufek František. Applications of experimental mineralogy to Te containing systems: Crystal structures, phase relations. Summary of Dissertation. Charles University, Faculty of Science, Institute of Geochemistry, Mineralogy and Mineral Resources. – Prague, 2010.
156. Mangerud J., Svendsen J. I., Astakhov V. Age and extent of the Barents and Kara ice sheets in Northern Russia // Boreas. 1999. Vol. 28. P. 46–80.
157. Mangerud J., Astakhov V. I., Murray A. et al. The chronology of a large ice-dammed lake and the Barents–Kara Ice Sheet advances, Northern Russia // Global and Planetary Change. 2001. P. 321–336.
158. Mangerud J. et al. Ice-dammed lakes and rerouting of the drainage of northern Eurasia during the Last Glaciation / Quaternary Science Reviews 23. 2004. P. 1313–1332.
159. Marquet R. The Neogene Bivalvia (Heterodonta and Anomalodesma) and Scaphopoda from Kallo and Doel (Oost-Vlaanderen, Belgium) // Paleontos. 2005. Vol. 6. P. 1–142.
160. Pouwer R. The identity of Isocrassina, Laevastarte and Ashtarotha (Mollusca, Bivalvia, Astartidae) and their representatives from beaches and estuaries in The Netherlands and Pliocene strata in Belgium // Cainozoic Research. 2010. Vol. 7. № 1–2. P. 27–67.
161. Schless H. Der Kenntnis der pliocänen Cragformation von Hallbjarnar stadur Tjornes, Nordland und ihrer Molluskenfauna / Abh. Des Archiv für Molluskunde. Band I, Heft. 3. – Frankfurt, 1924. P. 1–62.
162. Slupik A. A., Janse A. C. The geological record of the Breda Formation in the subsurface of the Island of Noord Beveland (Province of Zeeland, The Netherlands) from the Colijnsplaat borehole (42G24-1) // A sequence-stratigraphic approach. 2009. Vol. 8. P. 1–16.
163. 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.
164. Wijnker E., Bor T. J., Wesselingh F. P., Munsterman D. K. et al. Neogene stratigraphy of the Langenboom locality (Noord-Brabant, the Netherlands) // Netherlands Journal of Geosciences, Geologie en Mijnbouw. 2008. Vol. 87. № 2. P. 165–180.
165. Wood S. V. A monograph of the Crag Mollusca, with descriptions of shells from the upper tertiary of the British Isles // Paleontographical Society. – London, 1853. Part II. № 2. P. 151–216.

Фондовая

166. Аведисян В. И., Лямин А. З., Рубцов А. И. и др. Обобщение геофизических материалов, изучение глубинного строения Пай-Хоя с целью выработки рекомендаций по прогнозированию площадей, перспективных на медно-никелевое оруденение. – Воркута, 1987. 315 с.
167. Актуализация легенды Госгеолкарты-200 Вайгачско-Пайхойской серии листов / Шишкин М. А., Ершов О. Б., Иванова Э. И. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2008.
168. Астахов В. И. Отчет по договору № 19: Разработать методику интерпретации аэрокосмических данных, получаемых системами ДЗ нового поколения, при геологическом картировании поверхностных отложений масштаба 1 : 200 000 в закрытых районах Европейской Арктики. – СПб., 1998.
169. Балюра А. В., Герасименко Р. М., Бугаева О. А. Отчет о результатах геофизических гравиметрических работ, выполненных партией 376/82 на Карской площади в Ненецком автономном округе Архангельской области летом 1982 г. – ГУТФИРК, 1983.
170. Бариев Ю. Г., Розаев В. А., Буленок Т. М. Отчет о производстве опережающих геофизических работ масштаба 1 : 50 000 в Кара-Силовском районе. – ГУ «ТФИРК», 1983. 172 с.
171. Батаев В. В. Отчет по поисковым работам на яшмоиды в районе р. Кары. – ГУ «ТФИРК», 1980.
172. Белкин В. И., Зархидзе В. С., Семенов И. Н. Стратотипический разрез Ковлинской свиты. Вопросы стратиграфии и корреляции плиоценовых и плейстоценовых отложений северной и южной частей Предуралья. Вып. 1. – Уфа, 1972. С. 5–8.
173. Белоусов В. Н., Чулаевский А. М. Отчет о производстве опережающих геофизических работ масштаба 1 : 25 000 для обеспечения геофизической основой поисковых работ на сульфидные медно-никелевые руды в пределах юго-западного борта Пайхойского антиклинория. – ГУ «ТФИРК», 1980. 161 с.
174. Беляев А. А., Лысюк Г. Н., Семенов Г. Ф. К геологии и минералогии проявлений марганцевых руд Пай-Хоя. – Ин-т геологии Коми НЦ АН СССР, 1989.

175. *Беляев А. А.* Литогенетические особенности палеозойских формаций Карской зоны Пай-Хоя в связи с их рудоносностью. – Сыктывкар, 1991. Кн. I – 292 с., кн. II – 90 с.
176. *Беляков Л. Н., Дембовский Б. Я., Маслов М. А. и др.* Структурно-формационное районирование территории деятельности Полярно-Уральского производственного геологоразведочного объединения, как основа оценки перспективности площадей для выявления промышленных месторождений полезных ископаемых. – Воркута, 1980. 197 с.
177. *Беляков Л. Н., Маркитантов И. Ф., Дембовский Б. Я. и др.* Подготовка к изданию карты структурно-формационного районирования территории деятельности объединения «Полярноуралгеология» м-ба 1 : 1 000 000 в целях прогнозирования поисков полезных ископаемых. Текст отчета. – Воркута, 1983. 308 с.
178. *Беляков Л. Н., Сабуров Г. Я., Дембовский Б. Я. и др.* Подготовка к изданию тектонической карты м-ба 1 : 1 000 000 территории деятельности объединения «Полярноуралгеология». Текст отчета. – Воркута, 1987. 281 с.
179. *Блинов А. А., Осолодков Д. Г., Швидак А. А.* Отчет о результатах аэромагнитной съемки Байдарацкой партии в 1966 г. – ГУ «ТФИРК», 1967. 182 с.
180. *Бороздин Ю. Г.* Отчет о геофизико-геохимических работах, проведенных партией № 1/69 в пределах Пай-Хоя в 1969 г. – ГУ «ТФИРК», 1970.
181. *Бороздин Ю. Г.* Отчет по результатам геолого-геохимических и геофизических работ, проведенных в верховьях рр. Хей-Яги и Сопча-Ю в 1970 г. – ГУ «ТФИРК», 1971. 20 с.
182. *Бороздин Ю. Г.* Отчет о геофизических работах в центральной части Пайхойского антиклинория, выполненных в 1972 г. (Листы R-41-101, 102, 103, 114). – ГУ «ТФИРК», 1973.
183. *Водолазский В. Н., Агафонов М. Г.* Отчет о работе Карской гравиметровой партии в Ненецком Национальном округе Архангельской области в 1965 г. – ГУ «ТФИРК», 1966.
184. *Габлина Г. С., Юсупов Ш. А., Сметанина Г. А.* Отчет о работах Русановской электроразведочной партии № 342/75, проведенных на территории Ненецкого национального округа Архангельской области летом 1975 года. – ГУ «ТФИРК», 1976. 77 с.
185. *Гранович О. Б., Дьяченко Л. П.* Проверка геохимических аномалий на территории ранее проведенных поисково-съёмочных работ м-ба 1 : 50 000. – ГУ «ТФИРК», 1973.
186. *Дубова Т. И., Габлина Г. С., Жаркова О. А.* Отчет о работах Талотаяхинской геофизической электроразведочной партии № 345/76, проведенных на территории Ненецкого национального округа Архангельской области летом 1976 года. – ГУ «ТФИРК», 1977. 87 с.
187. *Дубова Т. И., Жаркова О. А., Сметанина Г. А.* Отчет о работах Карской геофизической электроразведочной партии № 350/77, проведенных на территории Ненецкого национального округа Архангельской области летом 1977 года. – ГУ «ТФИРК», 1978. 65 с.
188. *Елисеев А. И., Юдович Я. Э., Беляев А. А. и др.* Осадочные формации Пай-Хоя и перспективы их рудоносности. Научный отчет в 2-х томах. – Сыктывкар: Коми фил. АН СССР, 1981. 481 с.
189. *Жуков Ю. В., Заборин О. В., Костокова 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 масштаба 1 : 50 000 за 1966–1968 гг.). – Воркута, 1969. 261 с.
190. *Жуков Ю. В., Заборин О. Л., Маршанский И. И.* Геологическое строение территории листов R-41-103-В (в, г); R-41-103-Г (в, г); R-41-104-В (в, г); R-41-104-Г (в, г); R-41-116-Г (а, б); R-41-117-А (в, г); R-41-117-Б (в, г); R-41-117-В (а, б); R-41-117-Г (а, б); R-41-118-В (а, б). – ГПП «Поляруралгеология», 1971.
191. *Заборин О. В.* Основные магматические породы Центрального Пай-Хоя (Югорский п-ов). Дисс. на соиск. учен. степ. к.г.-м.н. – Л.: ЛГИ, 1975. 148 с.
192. *Заборин О. В., Золотарева Н. И., Короткова Г. А.* Производство групповых поисково-съёмочных работ масштаба 1 : 50 000 на листах R-41-88-А (в, г), Б (в, г) В, Г; R-41-89-В (в, г); R-41-99-А (а, б), Б; R-41-100-А, Б, Г (а, б); R-41-101-А, Б, В (а, б), Г; R-41-102-А (в, г), В, Г; R-41-103-В (а, б); R-41-114-Б (а, б). – ГПП «Полярноуралгеология», 1977.
193. *Зархидзе В. С., Красножен А. С.* Стратиграфия и палеогеография позднего кайнозоя Тимано-Уральской области. – Воркута, 1969. 334 с.
194. *Зархидзе В. С., Красножен А. С.* Составление геоморфологической карты и карты кайнозойских отложений Печорского угольного бассейна и прилегающих районов Полярного Урала и Пай-Хоя м-ба 1 : 500 000. – Воркута, 1969.
195. *Зархидзе Д. В.* Геологическое доизучение масштаба 1 : 200 000 листов R-41-XXXV, XXXVI (Карасиловская площадь). – Сыктывкар, 2008.
196. *Зархидзе Д. В.* Геологическое доизучение масштаба 1 : 200 000 листов R-41-XXVIII, XXIX (Карская площадь). – Нарьян-Мар, 2011.
197. *Зыскин М. А., Агафонов М. Г., Бороздин Ю. Г.* Отчет о результатах геофизических работ на медно-никелевые рудопоявления, проведенных Хэнгурской партией на Пай-Хое в районе реки Хэнгур-Ю в 1968 г. – ГУ «ТФИРК», 1968. 104 с.
198. *Зыскин М. А., Бороздин Ю. Г.* Отчет о результатах детальных геофизических работах, проведенных Кожимской партией на Пай-Хое в районе массива Сопче-Мыльк в 1969 г. (к отчету Нялпейской ГПСР ВКГРЭ). – ГУ «ТФИРК», 1970. 79 с.
199. *Исаев В. А.* Отчет о работе Силовской гравиметровой партии в Ненецком национальном округе Архангельской области в 1963–1964 гг. – ГУ «ТФИРК», 1965.
200. *Кириллин С. И., Жарков В. А. и др.* Отчет о групповой геологической съемке масштаба 1 : 200 000 на территории листов Р-40-XX, Р-40-XXIV (Немская площадь). – Сыктывкар, 2002.
201. *Клевцов А. С., Рудой А. С., Серегин С. В.* Отчет по договору № 8 ЭС-06 между ЗАО «ИЭЦ «Эконфтегаз» и ЗАО «Поляргео» на проведение эохимического опробования в рамках проекта подводного перехода магистрального газопровода через Байдарацкую губу. 2006. 71 с.

202. Колесник Е. С. Отчет о работах Янгорейской с/п 20792 и Косью-Роговской с/п 20892. 1974.
203. Корпачёв Ю. Г., Худякова О. Д., Орлянский Д. В. Отчет о работах Западно-Карской сейсморазведочной партии № 20686 (в трех томах). – ГУ «ТФИРК», 1986. 67 с.
204. Костюкова Л. А., Маслов М. А. и др. Магматические формации доуралид Севера Урала и их металло-геохимические особенности (в 2-х томах). – Воркута, 1980.
205. Красножен А. С., Зархидзе В. С. Производство геолого-геоморфологических работ в районе Карской депрессии. 1971.
206. Кривцов К. А. Отчет о работах Уральской аэрогравиметровой партии 1/59 в Интинском районе Коми АССР, Ненецком национальном округе Архангельской области и Ямало-Ненецком н.о. Тюменской области в 1959 г. – ГУ «ТФИРК», 1960.
207. Куликов Г. Н., Блюм Э. А., Кроль Б. И. Отчет о результатах аэромагнитной съемки м-ба 1 : 50 000, проведенной на Байдарской площади (Архангельская и Тюменская области) в 1983 г. – ГУ «ТФИРК», 1985. 71 с.
208. Легенда Полярно-Уральской серии листов Госгеолкарты-200 (Новая серия). Объяснительная записка / М. А. Шишкин, В. Г. Криночкин и др. – Воркута, 1998.
209. Легенда Госгеолкарты-200 Вайгачско-Пайхойской серии листов (издание второе). Подготовка материалов к легенде Ново-Земельской серии листов Госгеолкарты-200 / А. С. Микляев, С. К. Пухонто, Т. А. Афанасьева. 1999. 78 с.
210. Лопатин Б. Г., Шишкин М. А. и др. Легенда Южно-Карской серии листов Госгеолкарты-1000/3. – СПб: ВСЕГЕИ–ВНИИокеангеология, 2008.
211. Лепёхин П. И., Юсупов Ш. А., Волков А. Н., Помысова Г. М. Отчет о геофизических работах, проведенных Карской опытно-методической партией № 621/72 летом 1972 года в Ненецком национальном округе Архангельской области. – ГУ «ТФИРК», 1973. 64 с.
212. Лоскутов А. В. Месторождение марганцевых руд в районе р. Силоваяха (Пай-Хой). – Л.: НИИГА, 1952.
213. Мавричев В. Г., Шахов Ю. Н., Швидак А. А., Перфилова А. П. Отчет о результатах аэрогеофизической съемки Западно-Уральской партии за 1971 г. – ГУ «ТФИРК», 1972. 87 с.
214. Максимова С. И., Юсупов Ш. А., Ознобишина Г. В., Волков А. Н. Отчет о гравимагниторазведочных работах, проведенных Сопчаюской геофизической партией № 622/73 летом 1973 г. в Ненецком национальном округе Архангельской области. – ГУ «ТФИРК», 1974. 53 с.
215. Масайтис В. Л. и др. Астроблемы ССР и предварительная оценка их перспективности на полезные ископаемые. – Л.: ВСЕГЕИ, 1977.
216. Маслов М. А., Макарихин В. В., Микляев А. С. Геологическое строение территории листов R-41-118-Г; 119-В, Г; 131-А, Б (Отчет Юнкошорской ГПСЦ по работам масштаба 1 : 50 000 за 1967–1969 гг.). В 2-х томах. – Воркута, 1970. Т. I – 538 с., Т. II – 159 с.
217. Маслов М. А., Пономарев Г. Я. Геологическое строение Карской депрессии (Отчет по глубинному геологическому картированию территории листов R-41-93-В (в, г); 94-В (в, г); 104-Б (в, г); 105; 106; 116-Б (а, б); 117-А (а, б), Б (а, б); 118-А, Б (а, б) по работам 1973–1976 гг. Масштаб 1 : 200 000. В 2-х томах. – Воркута, 1976. Т. I – 538 с., Т. II – 159 с.
218. Маслов М. А., Костюкова Л. А. Магматические формации Севера Урала и Пай-Хоя. – Воркута, 1977. 548 с.
219. Мацак М. С., Езерский В. А., Масайтис В. Л. и др. Геолого-петрографическое и минералогическое изучение измененных пород Карской структуры в связи с оценкой ее перспектив на полезные ископаемые. – Л.: ВСЕГЕИ, 1979. 293 с.
220. Мацак М. С., Масайтис В. Л., Селивановская Т. В. и др. Разработать и передать в издание методическое пособие «Прогнозно-поисковый комплекс методов и методика картирования астроблем при геологической съемке масштаба 1 : 50 000» за 1986–1989 гг. – Л.: ВСЕГЕИ, 1989. Кн. 1 – 257 с., кн. 2 – 179 с.
221. 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 ГПСЦ по работам м-ба 1 : 50 000 в 1968–1970 гг.). – Воркута, 1971. 355 с.
222. Микляев А. С., Давыдов К. В., Костык А. Д. Отчет о результатах геолого-поисково-съёмочных работ масштаба 1 : 50 000 на территории листов R-41-118-А (в, г), Б (в, г) В (в, г); R-41-130-А (а, б) и поисковых работ на фосфориты в бас. р. Кары. – ГПП «Полярноуралгеология», 1973.
223. Микляев А. С. Отчет о результатах поисковых работ на фосфориты в районе юго-восточной и центральной части Пай-Хоя за 1973 г. – ГУ «ТФИРК», 1974.
224. Микляев А. С., Кисель В. Г., Птицын М. Б. и др. Отчет о результатах групповых поисково-съёмочных работ м-ба 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 (Рощинская ГПСЦ, 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 гг.). – Воркута, 1979. Текст отчета в 3-х кн. – 743 с.
225. 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, 1988.
226. Микляев А. С. и др. Геологическое доизучение масштаба м-ба 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. Текст отчета. – Воркута, 1998.
227. Осолодков Д. Г., Швидак А. А., Шкрябина Л. П., Швидак Л. И. Отчет о работе Уральской аэрогеофизической партии за 1968 г. – ГУ «ТФИРК», 1969. 140 с.
228. Осолодков Д. Г., Мавричев В. Г., Швидак А. А., Швидак Л. И., Шахов Ю. Н. Отчет о работе Северо-Уральской аэрогеофизической партии за 1969 г. – ГУ «ТФИРК», 1970.

229. *Петров В. Ф.* Составление прогнозной карты для поисков месторождений свинца и цинка на территории севера Урала и Пай-Хоя. Текст отчета. – Воркута, 1979.
230. *Пономарев Г. Я., Булатова Р. А., Бабушкин В. А.* Глубинное геологическое картирование масштаба 1 : 50 000 в южной части Карской депрессии на территории листов R-41-117-A (а, б), Б (а, б); 118-A (а, б), Б (а, б) (Отчет Анарогской партии за 1976–1977 гг.). – Воркута, 1977.
231. *Пономарев Г. Я., Сосновцев А. Г., Никитин О. О.* Глубинное геологическое картирование масштаба 1 : 200 000 на территории листов R-41-107-A, Б, Г; R-41-108-B, Г; R-41-120-A (а, б), Б (а, б); R-42-97-B (в, г), Г (в, г); R-42-109-A, Б; R-42-110-A (в, г), Б (в, г), В, Г; R-42-111-B, Г; R-42-123-A, Б. – Воркута, 1984.
232. *Попов М. Я.* Составление прогнозной карты на медь по западному и восточному склонам Приполярного, Полярного Урала и Пай-Хоя. – ГУ «ТФИРК», 1978.
233. *Пухонто С. К.* Корреляция стратотипических и опорных разрезов пермских отложений Печорского угольного бассейна для целей составления унифицированных стратиграфических схем перми Урала. – Воркута, 1996. 254 с.
234. *Савельев Н. Н., Алексеев В. М., Богданова Н. В., Прохорова 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 гг. Пайхойской партией. – ГУ «ТФИРК», 1978. 105 с.
235. *Савельев Н. Н., Филатов Л. Г. и др.* Отчет о результатах АЭР работ методом БДК масштаба 1 : 25 000, проведенных в 1978–1980 гг. на площади Малокарского антиклинория. – ГУ «ТФИРК», 1981.
236. *Толстов С. В., Попов Н. Я., Ефремов С. И.* Отчет о работах Пайхойской геофизической опытно-методической партии № 620/71 в Ненецком Национальном округе Архангельской области летом 1971 года. – ГУ «ТФИРК», 1972. 62 с.
237. *Устрицкий В. И.* Геологическое строение междуречья Сопча-Саа-Яга. – Л.: НИИГА, 1951.
238. *Устрицкий В. И.* Геологическое строение центрального Пай-Хоя (Отчет партии № 2 экспедиции № 59 за 1951 год). – ГУ «ТФИРК», 1952.
239. *Устрицкий В. И.* Палеозой Пай-Хоя. Дисс. на соискание уч. степ. к.г.-м.н. – Л.: НИИГА, 1954.
240. *Ушаков О. П., Громов Ю. А., Шубин В. В. и др.* Отчет о результатах работ, проведенных аэропоисковой партией № 26 в 1961 г. – Л.: ГГУ, 1962.
241. *Ушаков О. П., Глезденев В. Г.* Отчет о результатах работ, проведенных Югорской партией № 26 в 1962 г. (Дополнение к отчету партии № 26 за 1961 г.). – Л.: Сев. Экспедиция Главного геол. управления, 1963.
242. *Хайдаров Н. А., Маслаков А. С., Худякова О. Д., Борисова О. И.* Отчет о работах Усть-Карской с/п № 20684. – ГУ «ТФИРК», 1985. 126 с.
243. *Хайдаров Н. А., Худякова О. Д., Борисова О. И.* Отчет о работах Карской с/п № 20685. – ГУ «ТФИРК», 1986.
244. *Хайцер Л. Л.* Изучение опорного разреза угленосной толщи северо-восточного склона Пай-Хоя. – Воркута, 1960.
245. *Цвилёва Г. В., Журавлёв Ю. Д., Кистинёв В. И.* Отчет о поисковых сейсморазведочных работах МОВ в центральной и восточной частях Коротаихинской впадины и региональных в районе Пай-Хоя и Карской впадины, выполненных Янтарейской 11/73-74 и Нижне-Ярейской 12/73-74 сейсморазведочными партиями в Ненецком национальном округе Архангельской области, зимой 1973–1974 гг. – ГУ «ТФИРК», 1974. 78 с.
246. *Чепик А. Ф., Перфилова А. П.* Отчет Коротаихинской аэромагнитной партии о результатах работ, выполненных в пределах Коротаихинской мегасинклинали в 1972–1973 гг. – ГУ «ТФИРК», 1974.
247. *Чернышев Н. М.* Отчет о научно-исследовательской работе «Формационные типы ультрамафит-мафитовых интрузий Пайхойской провинции и перспективы их никеленосности». – Воронеж: ВГУ, 1990.
248. *Чулаевский А. М., Короткова Г. А., Белоусов В. Н., Чепкасова Т. В.* Производство поисковых работ на сульфидные медно-никелевые руды в междуречье Хэйяха–Хенгурью на территории листов R-41-115-A (а, б), Б; R-41-116-A, Б. – ГГП «Полярноуралгеология», 1979.
249. *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.
250. *Эйноор О. Л.* Геологический очерк угленосного р-на северо-восточного Пай-Хоя (Отчет по работам 1938 г.). – ГУ «ТФИРК», 1939.
251. *Юшкин Н. П., Остащенко Б. А., Кунц А. Ф. и др.* Рудные формации Пай-Хоя и Полярного Урала. – Сыктывкар: Коми фил. АН СССР, 1974. 282 с.

Список проявлений (П), пунктов минерализации (ПМ) полезных ископаемых, шлиховых потоков (ШП), шлиховых ореолов (ШО), гидрохимических ореолов (ГДХО), литохимических ореолов в рыхлых отложениях (ВГХО), литохимических потоков рассеяния в рыхлых отложениях (ВГХП), гидрохимических потоков рассеяния (ГДХП) и точечных литохимических проб в коренных (ПГХПр) и рыхлых (ВГХПр) породах, показанных на карте полезных ископаемых и закономерностей их размещения листов R-41-XXVIII, XXIX 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
МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
Черные металлы				
<i>Железо</i>				
III-4	35	руч. Морейшор	[226]	ПМ. Частые (через 7-15 см) прослои (1,5-2,0 реже 12-15 см) сидеритов среди кремнистых сланцев падейской свиты. Мощность пачки 25 м. Содержание Fe ₂ O ₃ 30-42,4%
III-4	52	р. Бол. Серью	[226]	ПМ. Переслаивание кремнистых сланцев и кварцевых песчаников падейской свиты. В местах преобладания сланцев присутствуют частые (через 0,1-0,3 м) разлинзованные (1-7 см) прослои сидеритов. Содержания Fe ₂ O ₃ 34-45%, Zn 0,2-0,3%
III-4	55	р. Мал. Серью	[226]	ПМ. Частые (через 0,3 м) прослои (3-10 см) сидеритов среди сланцев и песчаников падейской свиты. Вскрытая мощность пачки 25-30 м. Содержания Fe ₂ O ₃ 44-45%
IV-4	6	правый борт р. Бол. Серью	[226]	ПМ. Линзы и прослои (0,02-0,2%) сидеритов среди переслаивающихся сланцев и песчаников падейской свиты. Мощность пачки 15 м, суммарная мощность сидеритов 1 м. Содержания Fe ₂ O ₃ 25-48%
IV-4	8	левый борт р. Мал. Серью	[226]	ПМ. Линзы (3-5x10-30 см) сидеритов среди пачки (10-15 м) переслаивания кремнисто-глинистых сланцев и песчаников падейской свиты
<i>Марганец, железо</i>				
II-2	1	левый борт р. Путью	[196]	ПМ. Карбонатные силициты с прослоями кутнагоритовых сланцев в кровле громашорской свиты. Содержания MnO в кутнагоритах до 10,8%
II-2	2	Путьюское	[196]	П. Скопления оксидных псиломелан-марганитовых руд, приуроченные к зонам дробления и гидротермальной переработки глинисто-карбонатно-кремнистых сланцев громашорской свиты. По бороздovому опробованию содержания MnO от 12,13 до 53,67%
II-2	4	правый борт р. Путью	[196]	ПМ. Пачка (мощностью 8 м) переслаивания зеленовато-серых карбонатных силицитов, кутнагоритсодержащих сланцев (10-15 см, доля прослоев 20-30%) и кремнистых известняков в кровле громашорской свиты со следами гипергенного оксидного марганцевого оруденения в виде многочисленных корок гидроксидов
III-1	46	р. Хэйяха	[196]	ПМ. Линзовидные тела кутнагоритовых руд в верхней части горизонта яшмоидов громашорской свиты. Содержания марганца MnO 12,3-18,3%, CaO 30,6-36,2%. Установлены повышенные концентрации Zn (0,016-0,036%), Co (0,012-0,316%), Ni (0,012-0,056%), Pb (0,018-0,045%) и примазки эритрина и аннабергита
III-1	51	Хэйяхинское	[196]	П. Рудная зона, представленная двумя сближенными пластами кутнагоритовых руд в верхней части горизонта яшмоидов громашорской свиты. Общая мощность рудной зоны от 1,0 до 3,4 м, протяженность 1,3 км. Содержания MnO 16-21,4%, CaO 28,5-33,4%

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
III-4	25	левый приток руч. Морейшор	[226]	ПМ. Редкие линзы (10-12x15-20 см) олигонитов среди фтанитов и силицитов падейской свиты. MnO 10%, Fe ₂ O ₃ 26,2%
III-4	27	правый борт р. Кара	[226]	ПМ. Элювиальные глыбовые развалы брекчий, катаклазитов и милонитов в зоне Северо-Пайхойского надвига среди пород силоваяхинской и карской свиты. Преобладают катаклазиты карбонатно-кремнистого состава, плотные милонитизированные вторичные фосфориты и кремнисто-фосфатно-карбонатные милониты с оксидами Fe и Mn (MnO 9,4-15%, Fe ₂ O 12,6-33,7%, P ₂ O ₅ 5,7-16,7%). Установлены повышенные концентрации Zn 0,2-0,55%
III-4	29	правый борт р. Кара	[196, 226]	ПМ. В средней и верхней части берегового обрыва два прослоя (0,5-0,7 м) сидерородохрозитов (MnO 44,26%, Fe ₂ O ₃ 9,86%) кремнистых пиритизированных среди фтанитов с редкими прослоями серых силицитов силоваяхинской свиты
III-4	31	правый борт р. Кара	[226]	ПМ. Конкреции (2-3x5-10 см), линзы и прослой (2-20 см) олигонитов (до 15% общего объема) среди силицитов падейской свиты. Мощность пачки 10-12 м. В олигонитах MnO 7-10%, Fe ₂ O ₃ 25%
III-4	38	левый борт р. Кара выше устья р. Бол. Серью	[196, 226]	ПМ. Щебень и гравки тонкополосчатых яшмоидов громашорской свиты, густонасыщенных гидроксидами марганца, встречаются свалы псиломелановых руд
III-4	40	правый борт руч. Громашор	[196, 226]	ПМ. Протяженный (180 м) выход кремнисто-карбонатных отложений нижней части силоваяхинской свиты с многочисленными маломощными прослоями сидерородохрозитов. Содержания MnO 7,7-15,8%, Fe ₂ O ₃ 5,1-11,0%
III-4	47	правый приток р. Мал Серью	[196, 226]	ПМ. Выходы яшмоидов громашорской свиты в борту склона. По штуфному опробованию MnO 13,6%, Fe ₂ O ₃ 11%
III-4	48	левый приток руч. Громашор	[196]	ПМ. Прослой 0,1 м окисленных сидерородохрозитов среди силицитов и фтанитов силоваяхинской свиты. По бороздovому опробованию содержания MnO до 13,8%, Fe ₂ O ₃ до 8,7%
III-4	49	левый приток р. Кара	[226]	ПМ. По результатам дискретного опробования яшмоидов громашорской свиты в отдельных пробах MnO 5,4-11%, при рядовых содержаниях MnO 2-5%
IV-2	5	правый борт р. Сибирчатая	[196, 226]	ПМ. Горизонт яшмоидов громашорской свиты с прослоями карбонатно-кремнистых сланцев, кремнистых известняков и редкими линзами кутнагоритов
IV-3	9	правый борт р. Сёсыяю	[196]	ПМ. Пачка (мощностью до 5 м) буро-красных яшмоидов громашорской свиты, в верхней части с маломощными прослоями кутнагоритов
IV-3	11	левый борт р. Сёсыяю	[224]	ПМ. В известняках по ПКСА Mn 0,5-1%
IV-3	16	руч. Сёсыяшор	[196]	ПМ. В кровле горизонта яшмоидов громашорской свиты в разрозненных выходах прослой (мощностью до 1,7 м) кутнагоритовых руд. Содержание MnO 14,1-27,1%, CaO 19,8-26,2%
IV-3	19	левый приток руч. Мадагавож	[196]	ПМ. В кровле горизонта яшмоидов громашорской свиты и в надьяшмовой пачке силоваяхинской свиты в разрозненных выходах прослой (мощностью 0,6-1,8 м) кутнагоритовых руд. По бороздovому опробованию содержания MnO 20,2-24,3%, CaO 23,5-26,3%
IV-3	20	руч. Мадагавож	[196]	ПМ. В кровле горизонта яшмоидов громашорской свиты обширная рудная зона с разубоженным кутнагоритовым рудением, мощностью 5 м. Содержания по бороздovому опробованию MnO

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
				8,7-14,9%, CaO 11,6-19,17%
IV-4	1	правый борт р. Мал. Серью	[226]	ПМ. Частые прослои (7-15 см) олигонитов среди сланцев падейской свиты. Содержания MnO 6,6-8,9%, Fe ₂ O ₃ 17,5-23%
IV-4	2	левый борт р. Бол. Серью	[226]	ПМ. Частые (через 0,1-0,3 м) прослои (7-15 см) олигонитов среди сланцев падейской свиты. MnO 6,6-8,9%, Fe ₂ O ₃ 17,5-23%
IV-4	4	левый приток р. Силоваяха	[226]	ПМ. Прослои яшмоидов родохрозитовых и родонитовых среди преобладающих известковистых яшмоидов громашорской свиты, общей мощностью 13-15 м. Содержания MnO 4,4-19%, Fe ₂ O ₃ 5-14%. В прослоях известняков среди яшмоидов налеты медной зелени, вкрапленность халькозина, борнита; содержания Cu 1,24%
IV-4	15	руч. Макасмьлькшор	[196, 226]	ПМ. Выходы яшмоидов громашорской свиты известковисто-родонитовых. Содержания MnO 6,1%
IV-4	18	водораздел руч. Аргишный и руч. Макасмьлькшор	[226]	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные содержания (%): Mn 0,2-1,5, Co 0,007-0,01, Ti 0,6-1, Ni 0,0007-0,025, Cu 0,007-0,015, Pb 0,003-0,01, P ₂ O ₅ 0,1-0,15, Mo 0,0002-0,004, Cr 0,03
IV-4	20	левый борт руч. Аргишный	[196, 226]	ПМ. Горизонт яшмоидов громашорской свиты с прослоями кремнистых известняков и известковисто-родохрозитовых силицитов (0,3-2,0 м) с содержанием MnO 5,5-10,0%
IV-4	21	водораздел руч. Аргишный и руч. Макасмьлькшор	[226]	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные содержания (%): Mn 0,2-1,5, Co 0,007-0,01, Ti 0,6-1, Ni 0,0017-0,015, Cu 0,007-0,015, Ba 0,02-0,05
IV-4	24	Аргишное	[196, 226]	П. Сдвоенный горизонт яшмоидов громашорской свиты протяженностью 1,5 км в ядре антиклинали. Видимая мощность горизонта 23,1 м, включает два пласта (1,1 и 2 м) родонитовых яшмоидов с содержаниями MnO 16,4 и 23,0% и два прослоя по 0,5 м кремнистых кутнагоритов с содержаниями MnO 14, и 17,0%. В прослоях кремнистых известняков встречается вкрапленность халькопирита и налеты медной зелени
IV-4	31	правый борт р. Мал. Серью	[226]	ПМ. Редкие прослои (2-5 см) олигонитов среди кремнисто-глинистых сланцев падейской свиты. MnO 11,6%
IV-4	32	левый борт р. Мал. Серью	[226]	ПМ. Разлинзованные прослои (2-10 см через 0,2-0,8 м) олигонитов среди кремнисто-глинистых сланцев падейской свиты. Содержания MnO 6-11%, Fe ₂ O ₃ 26-31%
IV-4	33	левый борт р. Силоваяха	[226]	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные содержания (%): Mn 0,4-1,5, Co 0,01-0,04, Ti 0,8-1, Ni 0,01-0,04, Cu 0,007-0,015, Pb 0,004-0,01, Mo 0,0002-0,005, Zn 0,02-0,05, Ba 0,02-0,1, Sr 0,007-0,02; Ag 1-10 г/т
IV-4	34	Малуйседа	[196, 226]	П. Отложения фаменского марганценосного уровня (контакт громашорской и силоваяхинской свит) прослежены на 19 км. Выделены марганец-содержащие породы: родонитовые яшмоиды (прослои 1,2-3,6 м; MnO 9-26%), гематит-кремнистые родониты (прослои 0,8-2,3 м; MnO 32,5-32,9%), кремнистые кутнагориты (прослой 0,2-1,6 м; MnO 12-24%), магнетит-кремнистые кутнагориты (прослои 0,1-1,6 м; MnO 9-19%, Fe ₂ O ₃ 13-24%). Средневзвешенные содержания MnO 5,6-12,1%. Встречается вкрапленность сульфидов меди (Cu 0,15-0,26%)
IV-4	35	левый борт р. Силоваяха	[226]	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные содержания (%): Mn 0,4-1,5, Co 0,007-0,015, Sr 0,007-0,015, Ni 0,01-0,025, Cu 0,01-0,02
IV-4	36	г. Малуйседа	[196, 226]	ПМ. Горизонт яшмоидов громашорской свиты мангано-карбонатного и родонитового состава с

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
				содержанием MnO 5,13-14,7% с прослоями родонитсодержащих амфибол-гематит-кремнистых типов (MnO 15,25-26,0%). В надъяшмовой части среди силицитов и кремнистых известняков сило-ваяхинской свиты прослои (до 2,7 м) известняков марганцево-карбонатно-кремнистых и кутнагоритов кремнистых с содержанием MnO до 22,4%
IV-4	37	руч. Аргишный	[226]	ПМ. Редкие разлинзованные прослои (2-5 см) олигонитов среди кремнистых сланцев падейской свиты. Содержания MnO 13,5%, Fe ₂ O ₃ 13,3-20,06%
IV-4	38	правый борт р. Силоваяха	[226]	ПМ. Зона рудной брекчии (0,3 м) с обломками глинисто-кремнистых сланцев громашорской свиты, сцементированными оксидами марганца (MnO до 58%). На площади около 20 м ² скопления глыб (до 30 см) натечных вернадит-криptomелановых руд с содержаниями MnO ₂ 52,42%
IV-4	43	правый борт р. Силоваяха	[226]	ПМ. Зона дробления в силицитах и сланцах громашорской свиты: обломки (до 0,5 м) пород сцементированы окислами марганца. Мощность зоны 1-1,5 м, прослежена по простиранию на 20 м. MnO 4-17%, в зонах вторичного обогащения до 53%
IV-4	46	руч. Мадахатарка	[196, 226]	ПМ. Выходы и развалы яшмоидов громашорской свиты и жильного кварца. По трещинам в яшмоидах развиты оксиды марганца. В свалах встречаются глыбы массивных оксидных марганцевых руд
IV-4	48	Едунейшорское	[196, 226]	П. Линейная рудная зона, протяженностью до 900 м, связана с серией разрывных нарушений. Южный фланг представлен серией согласных жил (до 0,5 м) кварц-криptomеланового, пиролюзит-криptomеланового состава в катаклазированных сланцах и силицитах громашорской свиты. Оксиды Mn и Fe также в виде прожилков или рудного цемента во вмещающих породах. Мощность рудной зоны 1-5 м, прослежена до 150 м. В жильных зонах и брекчиевых рудах Mn 8,5-20,8%, в массивных рудах до 55,8%. Северный фланг содержит интенсивно оруденелые сланцы с корками, сливными и натечными агрегатами оксидов марганца и железа, и обильные высыпки массивных руд. Максимальное содержание MnO в бороздовых пробах 19,39%. Руды северного фланга отличаются повышенными концентрациями Fe ₂ O ₃ (до 32,8%)
IV-4	54	р. Силоваяха	[226]	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные содержания (%): Mn 0,3-1,5, Co 0,004-0,015, Ni 0,0007-0,03, Cu 0,004-0,07, Pb 0,003-0,004
IV-4	55	Участок №9	[226]	П. Марганценозные фаменские отложения прослежены на 3,5 км, сопровождаются геохимической аномалией. При заверке ВГХО канавами были вскрыты слои (1-3 м) родонитовых яшмоидов (MnO 10,5-18,3%), прослои (0,1-0,5 м) гематит-родонитовых яшмоидов (MnO 25,2-28,2%)
IV-4	56	Мадагинское	[196, 226]	П. Марганценозные фаменские отложения прослежены на 3 км, фиксируются в 3 ВГХО и магнитными аномалиями. Рудоносная пачка представлена чередованием оруденелых углеродистых карбонатно-кремнистых сланцев (мощностью 10-15 см), с окисленными сидерородохрозитовыми рудами (мощностью 0,5-1,2 м) с участками развития сливных оксидных руд. Мощность рудоносной пачки до 8-10 м. В бороздовых пробах содержание MnO 13,9-33,7%, Fe ₂ O ₃ 8-17,4%. Ресурсы проявления (P ₂) составляют 3 млн т марганцевых руд

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-4	59	водораздел между петлями р. Силоваяха	[196, 226]	ПМ. В горизонте яшмоидов громашорской свиты выявлены прослои с родонитовыми разностями (0,7-2,5 м; MnO 7,3-8,5%, Fe ₂ O ₃ 3,7-10,0%), линзы кремнистых родонитов (1-2х5-10 см; MnO 30,7%), кремнистых кутнагоритов (0,2-0,4 м; MnO 12,4%), гематит-кремнистых известняков (2,3 м; MnO 6,4-7,9%, Fe ₂ O ₃ 6,7-17,2%). В прослоях кремнистых известняков Cu до 0,1%
IV-4	64	руч. Егор-Тывис	[226]	ПМ. Редкие (2-5%) разлинзованные прослои (2-7 см) олигонитов (MnO 13,5%, FeO 24%, Fe ₂ O ₃ 9,4%) среди кремнисто-глинистых сланцев падейской свиты
<i>Ванадий</i>				
III-4	39	руч. Морейшор	[226]	ПМ. Повышенные содержания V ₂ O ₅ (0,11-0,14%) в прослоях в углистых сланцах оюской и основания ливановской свит
III-4	41	левый борт р. Кара	[226]	ПМ. В тонких (0,5-5,0 см) прослоях углистых сланцев среди фтанитов силоваяхинской свиты содержания: V 0,05-0,1%, Mo 0,001-0,01%, Ag 1-3 г/т
IV-4	17	руч. Аргишный	[226]	ПМ. Повышенные содержания V ₂ O ₅ (0,1-0,21%) в пачке переслаивания фтанитов и углистых сланцев силоваяхинской свиты
IV-4	25	водораздел рр. Мал. Серью и Силоваяха	[216]	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные содержания V 0,026%
IV-4	41	водораздел руч. Аргишный и р. Силоваяха	[216]	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные содержания V 0,026%
IV-4	61	правый приток руч. Егор-Тывис	[216]	ВГХП. В донных отложениях повышенные содержания V 0,017%, Zn 0,012%
Цветные металлы				
<i>Медь</i>				
II-1	10	район оз. Ямбпэто	[190]	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные содержания Cu 0,002-0,008%
II-1	13	район оз. Ямбпэто	[190]	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные содержания Cu 0,003-0,012%
II-1	15	район оз. Ямбпэто	[190]	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные содержания Cu 0,004-0,008%
II-2	6	верхнее течение р. Сопчаю	[190]	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные содержания Cu 0,003-0,012%
III-1	11	левый борт р. Хэйяха	[248]	ГДХО. В пробах воды повышенные содержания Cu, Ti, Cr
III-1	14	левый приток руч. Талбейтывис	[248]	ВГХП. В донных отложениях повышенные содержания Cu 0,005%
III-1	22	левый борт руч. Ёрютосе	[248]	ВГХП. В донных отложениях повышенные содержания Cu 0,005%
III-1	26	район оз. Савабейты	[248]	ГДХО. В пробах воды повышенные содержания Cu, Ti, Cr
III-1	34	руч. Савабейтывис	[189]	ШО. Шлиховой ореол с десятками знаков халькопирит
III-1	37	водораздел руч. Молодежный и руч. Ветвистый	[189]	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные содержания: Cu 0,003-0,005%
III-1	40	р. Савабейяха	[248]	ГДХО. В пробах воды повышенные содержания Cu, Ti, V
III-1	41	г. Сабавейиз	[189]	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные содержания Cu 0,003-0,005%
III-1	43	правый приток руч. Ветвистый	[248]	ВГХП. В донных отложениях повышенные содержания Cu 0,005%
III-2	2	руч. Основной	[189]	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные содержания Cu 0,005%
III-2	9	правый приток руч. Подгорный	[189]	ВГХП. В донных отложениях повышенные содержания Cu 0,003-0,005%
III-2	15	руч. Злосчастный	[189]	ШП. Шлиховой поток с единичными знаками халькопирита
III-2	23	правый приток р. Хэнгорью	[248]	ВГХП. В донных отложениях повышенные содержания Cu 0,005-0,01%
III-2	26	левый приток р. Хэнгорью	[189]	ВГХП. В донных отложениях повышенные со-

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
				держания Cu 0,005%
III-2	27	левый приток р. Хэнгорью	[189]	ВГХП. В донных отложениях повышенные содержания Cu 0,005%
III-3	4	р. Ханавэйяха	[22]	ПМ. В кварц-кальцитовых жилах наблюдается редкая вкрапленность халькопирита, по которому развиты малахит и азурит
III-3	8	правый берег р. Ханавэйяха	[22]	ПМ. Кварцевая жила с налетами медной зелени и азурита. Жила содержит вкрапленность флюорита и мелкие кристаллики горного хрусталя
IV-2	3	р. Монзангпэяха	[190]	ШП. Шлиховой поток с единичными знаками халькопирита
IV-2	10	левый приток р. Сибирчатаяха	[224]	ПМ. Редкая вкрапленность халькопирита и развитые по нему малахит, азурит в известняках среди яшмоидов громашорской свиты
IV-2	12	правый борт р. Сибирчатаяха	[224]	ПМ. Редкая вкрапленность халькопирита и развитые по нему малахит, азурит в известняках среди яшмоидов громашорской свиты
IV-3	1	правый приток р. Сибирчатаяха	[190]	ШП. Шлиховой поток с единичными знаками халькопирита
IV-3	2	р. Ханавэйяха	[190]	ВГХПр. В рыхлых отложениях повышенные содержания Cu 0,003-0,012%
IV-4	3	г. Макасьмыльк	[226]	ПМ. Полоса развалов яшмоидов и известняков громашорской свиты с налетами медной зелени
IV-4	11	г. Макасьмыльк	[226]	ПМ. Полоса развалов яшмоидов и известняков громашорской свиты с налетами медной зелени. В штуфной пробе содержание Cu 0,3%
IV-4	14	район оз. Варкто	[22]	ПМ. В кварц-кальцитовых жилах редкие вкрапленники халькопирита, по которым развиты малахит и азурит
IV-4	27	водораздел рр. Мал. и Бол. Серью	[190]	ВГХП. В донных отложениях повышенные содержания Cu 0,047-0,68%
IV-4	30	левый борт р. Силоваяха	[226]	ПМ. Редкая вкрапленность халькопирита и пятна (1x5 см) медной зелени среди зоны окварцевания (0,2-1,5 м) в пачке переслаивания фтанитов, силицитов и известняков силоваяхинской свиты. В штуфной пробе Cu 0,13%
IV-4	39	левый приток р. Силоваяха	[226]	ПМ. На восточном крыле узкой антиклинали по штуфным пробам в прослоях белых мраморовидных кремнистых известняков (0,1-1,0 м) среди яшмоидов громашорской свиты содержания Cu 0,013-0,85%
IV-4	63	руч. Егор-Тывис	[226]	ПМ. Вкрапленность и тонкие (1-2 мм) прожилки борнита, налеты малахита и азурита в силицитах силоваяхинской свиты. По ПКСА Cu 0,5%, Pb 0,02%
<i>Медь, ванадий, цинк</i>				
II-1	1	руч. Верхний	[23]	ПМ. Вкрапленность сульванита в карбонатных жилах в отложениях карской свиты
II-1	2	левый борт р. Путью	[23]	ПМ. Убогая вкрапленность сульванита и сфалерита в кварц-карбонатной жиле в отложениях карской свиты
III-4	10	левый борт р. Кара	[222]	ШП. Шлиховой поток с единичными знаками сфалерита, халькопирита
III-4	11	правый борт р. Тохорэйяха	[226]	ПМ. Редкая вкрапленность сульванита в кварц-кальцитовых прожилках (до 5 см) в прослоях известняков среди углистых сланцев мегаблока карасиловской свиты
III-4	23	левый борт р. Кара	[226]	ПМ. Вкрапленность, прожилки и гнезда (до 2-3 см) сфалерита и кристаллы (до 1 см) сульванита в кварц-кальцитовых прожилках (до 2-30 см), секущих известняки карской свиты
III-4	33	правый борт р. Кара	[226]	ПМ. Редкие мелкие зерна сульванита в секущем кварц-кальцитовом прожилке (1-3 см) среди известняков карской свиты. В штуфной пробе Cu 0,28%, Ag 50 г/т, Zn 0,05%, As 0,07%
III-4	34	левый борт р. Кара	[226]	ПМ. Вкрапленность и гнезда (до 1 см) сфалерита

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
				и кубических кристаллов сульванита в согласной кварц-кальцитовой жиле (0,3х10-12 м) среди карбонатно-черносланцевых отложений силоваяхинской свиты. Содержания ZnO 0,4%
IV-2	6	руч. Тальбейшор	[190]	ШП. Шлиховой поток с единичными знаками сфалерита, халькопирита
IV-2	9	левый приток р. Сибирчатаяха	[224]	ПМ. Среди углисто-кремнистых сланцев с прослоями известняков силоваяхинской свиты кварц-кальцитовые жилы, прожилки с редкой вкрапленностью (до 2%) сульванита, сфалерита. По ПКСА Zn 0,9%, Ba 0,6%
IV-2	14	левый борт р. Сибирчатаяха	[224]	ПМ. Среди углисто-кремнистых сланцев с прослоями известняков силоваяхинской свиты кварц-кальцитовые жилы, прожилки с редкой вкрапленностью (до 2%) сульванита, сфалерита
IV-3	6	р. Сесыяю, район оз. Керпиты	[190]	ШП. Шлиховой поток с десятками знаков сфалерита.
IV-4	12	левый борт р. Силоваяха	[226]	ПМ. Зона окварцевания в виде согласных кварц-кальцитовых прожилков (1-30 см) с вкрапленностью сфалерита и сульванита, прослеженная по простираению на 150 м, среди карбонатно-черносланцевой толщи силоваяхинской свиты. В штучных пробах Zn 0,26-0,64%, Cu 0,29%
IV-4	22	руч. Аргишный	[216]	ШП. Шлиховой поток с единичными знаками сфалерита
IV-4	26	левый приток р. Силоваяха, г. Малуйседа	[216]	ШП. Шлиховой поток с единичными знаками сфалерита, сульванита
IV-4	47	р. Силоваяха	[216]	ШП. Шлиховой поток с единичными знаками сульванита
IV-4	51	левый борт р. Силоваяха	[226]	ПМ. Вкрапленность (до 3%) сфалерита и сульванита в кварц-кальцитовой жиле (до 0,3 м) в карбонатно-черносланцевых отложениях силоваяхинской свиты с конкрециями фосфоритов. По штучному опробованию Zn 0,63%, Cu 0,06%, V ₂ O ₅ 0,05%
IV-4	58	р. Мадагаяха	[222]	ШП. Шлиховой поток с единичными знаками сфалерита
<i>Медь, никель</i>				
II-1	5	водораздел рр. Хэйяха - Сопчаю	[190]	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные содержания (%): Cu 0,004-0,008, Co 0,003-0,004
II-1	9	левый приток р. Сопчаю	[190]	ВГХП. В донных отложениях повышенные содержания Ni 0,12%
II-1	11	р. Сопчаю	[248]	ВГХП. В донных отложениях повышенные содержания Ni 0,056-0,12%
II-1	14	верхнее течение р. Хэйяха, юго-восточный берег оз. Гольцовое	[190]	ПМ. В пластовом теле долеритов мощностью 20-50 м выделяется рудоконтролирующий горизонт мощностью 3-10 м с неравномерно-вкрапленной халькопирит-пирротиновой минерализацией. Концентрация сульфидов до 10-15%. Содержания (%): Cu 0,007-0,06, Ni 0,002-0,005, Co 0,002-0,007
II-2	5	левый берег р. Сопчаю, Севернее устья руч. Тальбейтивис	[190]	ПМ. На контакте долеритовых порфириров и конгломератовидных известняков зона (2-7х500 м) мелкой халькопирит-пирротиновой вкрапленности
II-2	8	Тальбейское	[190]	П. Смятая в синклинальную складку пластовая залежь долеритов мощностью 30-50 м сопровождается 3-4 м контактовым ореолом. В верхнем эндоконтакте зона вкрапленной сульфидной минерализации (5-7%), размер вкрапленников до 5 мм
III-1	3	правый приток руч. Северный	[189]	ГДХП. В пробах воды повышенные содержания Ni 50-100 мкг/л
III-1	9	левый борт р. Хэйяха	[190]	ПМ. Вкрапленная пирротиновая минерализация (2-4х150 м) в лежачем боку пласта долеритов мощностью около 100 м. Установлены кларковые содержания Cu, Ni

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
III-1	10	правый борт р. Хэйяха, выс. отм. 224,1 м	[23]	ПМ. Вкрапленность пентландита и халькопирита на контакте сланцев и долеритов
III-1	12	район оз. Ёрято	[189]	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные содержания Cu 0,003-0,007%, Ni 0,007%
III-1	13	район оз. Ёрято	[196]	ПМ. Зона сульфидной минерализации в замке малоамплитудной складки на контакте метасоматически измененных меланократовых крупно- и среднекристаллических габродолеритов имеет форму линзы размером 2,5x5 м. Прожилково-шлировая и гнездово-вкрапленная минерализация представлена пирротином (60-90%) и халькопиритом (10-40%). Средневзвешенные содержания Cu по простиранию 0,049% (на 3 м), по мощности 0,029% (на 1,7 м)
III-1	18	район оз. Ёрято	[189]	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные содержания Ni 0,003%
III-1	19	правый борт руч. Ёрятосе	[248]	ВГХП. В донных отложениях повышенные содержания Co 0,005%
III-1	23	район оз. Савабейты	[248]	ВГХП. В донных отложениях повышенные содержания Ni 0,007%
III-1	24	левый борт р. Хэйяха, г. Копыто	[189]	ПМ. Линзовидная рудная зона (3-5x300 м) в виде вкрапленности пирротина в лежащем боку тела габродолеритов. Количество сульфидов 10-15%
III-1	25	район оз. Савабейты	[189]	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные содержания Ni 0,005-0,007%
III-1	27	район оз. Савабейты	[248]	ВГХПр. В рыхлых отложениях повышенные содержания (%): Cu 0,008-0,02, Ni 0,006-0,01, Co 0,003-0,005, Cr 0,013
III-1	30	правый борт руч. Савабейтывис	[189]	ПМ. В элювиальных развалах долеритов прослеживается зона (3x20 м) вкрапленного пирротина в количестве 10-15%
III-1	32	район оз. Савабейты	[248]	ВГХПр. В рыхлых отложениях повышенные содержания (%): Cu 0,005-0,03, Ni 0,007-0,05, Co 0,003-0,01, Ba 0,065
III-1	35	район оз. Савабейты	[189]	ПМ. В габродолеритах согласная зона вкрапленности пирротина мощностью 3 м
III-1	38	водораздел рр. Молодежный и Ветвистый	[248]	ВГХПр. В рыхлых отложениях повышенные содержания (%): Cu 0,007-0,02, Ni 0,007-0,01, Zn 0,026-0,1, Pb 0,004-0,05
III-1	39	водораздел рр. Молодежный и Ветвистый	[248]	ВГХПр. В рыхлых отложениях повышенные содержания (%): Cu 0,006-0,02, Ni 0,005-0,01, V 0,02, Cr 0,01-0,02
III-1	42	Хенгурское	[190, 248]	П. Гравитационно-дифференцированная интрузия с сульфидным оруденением двух типов: вкрапленным пирротиновым и шлирово-вкрапленным пентландит-халькопирит-пирротиновым. Первый локализован в верхних горизонтах крупнозернистых долеритов в виде зон (30-100x350-400 м) с содержанием (%): Cu 0,01-0,28, Ni 0,01-0,06, Co 0,002-0,01. Второй приурочен к такситовым габбро нижней и верхней части интрузии и локализуется в виде линз (0,5-15x150-300 м) с содержанием (%): Cu 0,012-0,34, Ni 0,015-0,15, Co 0,03
III-1	47	Зеленое	[189]	П. Долериты в виде антиклинальной складки, к центральной части которой приурочены крупнокристаллические разности с линзовидной рудной зоной (10-12x500 м) пирротиновой вкрапленности с ильменитом и пиритом
III-2	4	правый борт руч. Подгорный	[189]	ПМ. В роговиках лежащего бока долеритового тела зона (2,5x10 м) вкрапленности халькопирита и пирротина
III-2	5	водораздел рр. Основной и Подгорный	[189]	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные содержания (%): Cu 0,005, Ni 0,003
III-2	8	руч. Подгорный	[189]	ГДХП. В пробах воды повышенные содержания Ni 50 мкг/л
III-2	10	Северное	[248]	П. Два гравитационно-дифференцированных

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
				долеритовых тела смятых в крупную антиклиналь. В пределах интрузий единичные линзы (3-10x50-100 м) с убогой пирротиновой вкрапленностью. В зоне экзоконтакта встречено 2 зоны (80x350-1000 м) с пирротин-пиритовой прожилково-вкрапленной минерализацией. Содержания (%): Cu 0,01-0,02, Ni 0,005-0,01, Co 0,005, Zn 0,01; Au 0,01 г/т
III-2	11	руч. Злосчастный	[189]	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные содержания (%): Cu 0,003, Ni 0,003
III-2	13	левый приток руч. Молодежный	[189]	ВГХП. В донных отложениях повышенные содержания Ni 0,005-0,01%
III-2	16	Центральное	[189]	П. Залежь габбродолеритов (0,2-0,6x1,2 км) в ядре антиклинальной складки. Пирротин-халькопирит-магнетитовая вкрапленность в эндоконтактах залежи в виде зон (размером до 15x60 м), ориентированных как параллельно, так и перпендикулярно контактам. По данным бороздового опробования содержания (%): Cu 0,01-0,05, Ni 0,002-0,01, Co 0,006-0,009
III-2	22	водораздел р. Хэнгорью и руч. Молодежный	[189]	ПМ. Зона раздробленных долеритов (шириной 15 м) с вкрапленностью пирротина
III-2	24	левый борт р. Хэнгорью	[189]	ПМ. Зона (10x50 м) с вкрапленностью пирротина в долеритах
III-2	29	Малое	[189]	П. Тело долеритов (40-45x350 м) в виде антиклинальной складки, в ядре которой обнажаются габбропироксениты. Там же обнаружена пирротин-халькопиритовая вкрапленность в виде зон 10x100 м. Содержания (%): Cu 0,01, Ni 0,02
IV-2	1	ЮЗ склон г. Сендебэйиз	[190]	ПМ. Прожилково-вкрапленная халькопирит-пирротиновая минерализация (1-2x120 м) в приподошвенной части небольшого тела гломеропорфировых долеритов
<i>Медь, никель, платиноиды</i>				
III-1	29	Савабейское	[196, 248]	П. Гравитационно-дифференцированная залежь на северо-восточном крыле антиклинали, осложненном разломом. Халькопирит-пирротиновая шлирово-вкрапленная минерализация приурочена к горизонту такситовых габбро и среднезернистых кварцсодержащих долеритов, локализована в виде линз (0,6-10x170 м) с содержаниями (%): Cu 0,01-0,3, Ni 0,007-0,07, Co 0,003-0,01. Пирротиновая прожилково-вкрапленная минерализация локализуется в горизонтах крупнозернистых долеритов и долерит-пегматитах в виде зон 4,5-6x150-200 м с содержаниями (%): Cu 0,01-0,23, Ni 0,01-0,06, Co 0,003-0,007. Переопробование зон халькопирит-пирротиновой вкрапленной минерализации показало содержания Cu 0,37-1,16%, Ni 0,15-0,61%, Co 0,01-0,03%, Au 0,01-0,39 г/т, Pt 0,28-0,38 г/т, Pd 0,07-0,23 г/т. Среди рудных минералов диагностированы халькопирит, пирротин, сфалерит, ильменит, никелин, пентландит, герсдорфит, кобальтин, алтаит, вавржинит, мелонит, самородное золото
III-1	49	Первое	[189, 190, 248]	П. Приурочено к сложнодифференцированному хонолиту (мощность 20-100 м, прослежен на глубину до 1 км) лейкократовых долеритов, кварцсодержащих габбродолеритов и меланократовых оливинсодержащих габбро. Выявлено до 10 рудных зон мощностью 8-16 м, протяженностью десятки метров, прослеженных на глубину до 260 м, локализованных в меланократовых габбро, лейкократовых долеритах и экзоконтактовых роговиках. Преобладают халькопирит-пирротиновые шлирово-вкрапленные руды, содержащие также миллерит, бравоит, никелин, кобальтин, герсдорфит, пирит, марказит, борнит,

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
				гидрогетит, PG-минералы. В нижних частях интрузии среди габбро, габбродолеритов, габброноритов установлено крупновкрапленное, шлировидное пентландит-халькопирит-пирротинное оруденение (до 10×50 м). Средние содержания на мощность 16 м (%): Cu 0,42, Ni 0,2, Co 0,018; здесь же концентрации (г/т): Au 0,22, Pt 0,6, Pd 0,5
<i>Медь, никель, золото</i>				
II-1	7	Длинное	[190, 196]	П. Приурочено к пластовому интрузиву, мощностью от 80 до 138 м, гравитационно-дифференцированного строения. Пирит-халькопирит-пирротинная минерализация вкрапленного типа локализована в крупнозернистых кварцсодержащих долеритах и долерит-пегматитах верхних горизонтов. Кубанит-пентландит-халькопирит-пирротинная минерализация шлирово-вкрапленного типа приурочена к среднезернистым кварцсодержащим долеритам нижних дифференциатов. Сульфиды образуют зоны (мощностью 20-60 м) мелкой вкрапленности и шлиров (от 1-3 до 10-15%), прослеженные на сотни метров. В борздовых пробах содержания (%): Cu 0,15-0,90, Ni 0,024-0,102, Co 0,04-0,07; Au до 0,3 г/т
III-1	4	правый борт р. Хэйяха	[196]	ПМ. Зона гнездово-вкрапленной пирротинной минерализации, приуроченная к контакту мезократовых и меланократовых габбро-долеритов в теле мощностью 150 м. Зона прослежена на 1,4 км, мощность 1,5-3,0 м. По борздовым пробам Au до 0,15 г/т, Cu до 0,08%
III-1	5	руч. Геологический	[189]	ШП. Шлиховой поток с единичными знаками золота
III-1	6	правый приток руч. Северный	[189]	ШП. Шлиховой поток с единичными знаками золота
III-1	7	левый борт р. Хэйяха, выше р. Нюдя-Яха	[196]	ПМ. Гнездово-вкрапленная (до 20%) халькопирит-пирротинная минерализация на контакте лейкократовых среднекристаллических габбродолеритов и крупнокристаллических кварцевых долеритов. По борздовому опробованию Au 0,12 г/т, Cu 0,017%
III-1	8	Дальнее	[189, 190, 196]	П. Тело долеритов (200м x 1 км), с ЮЗ на СВ меняется от меланократовых крупнокристаллических разностей до светло-серых среднекристаллических. В первых обнаружены зоны пирротинной вкрапленности размером до 5х240 м. По данным борздового опробования Cu 0,003-0,03%, Ni 0,0005-0,01%, Co 0,001-0,007%, Au 0,05-0,55 г/т, Pd 0,02 г/т
III-1	16	левый борт р. Хэйяха	[196]	ПМ. В крупнокристаллических габбродолеритах пирротинная минерализация. По штучным пробам Cu 0,003%, Au 0,13 г/т
III-1	17	район оз. Ёрято	[196]	ПМ. В отвалах канав предшественников - окварцованные меланократовые крупнокристаллические долериты с редкой (до 7%) пирротин-халькопиритовой вкрапленностью. По штучному опробованию Cu 0,013%, Au 0,24 г/т
III-1	20	Сопча	[190, 196]	П. Дифференцированная интрузия долеритов, обнажающаяся на ЮЗ крыле крупной брахиантклинали (0-1,6х8 км). Сульфиды равномерно рассеяны в интрузии, максимум концентраций в такситовом горизонте кровли. Средние содержания (%): Cu 0,059-0,15, Ni до 0,023, Co до 0,035. По отдельным пробам Au 0,12-0,24 г/т
III-1	45	р. Хэйяха, ниже р. Нерояха	[189]	ШП. Шлиховой поток с единичными знаками золота, флюорита
III-2	17	Крутое	[189, 196]	П. Пластовое тело долеритов (60-200 м x 1,5 км), в

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
				центре - зона крупнозернистых кварцевых разновидностей. В них выделен участок пирротиновой вкрапленности (2-20x1,2 км) с содержаниями (%): Cu 0,02-0,67, Ni 0,003-0,01, Co 0,007-0,01; Au 0,11-0,43 г/т, Pd 0,03-0,10 г/т
III-2	19	правый борт р. Хэнгорью	[196]	ПМ. Крупнокристаллический меланократовый кварцевый долерит с кварц-сульфидными прожилками и пирит-халькопирит-пирротиновой гнездово-вкрапленной минерализацией (до 10%). По штучному опробованию Cu 0,017%, Au 0,41 г/т
III-2	20	правый борт р. Хэнгорью, ниже руч. Злосчастный	[196]	ПМ. Элювиально-делювиальные развалы крупнокристаллических габбродолеритов с убогой (до 2%) вкрапленностью пирротина. По штучному опробованию Cu 0,027%, Au 0,34 г/т, Pd 0,08 г/т
III-2	28	р. Хэнгорью, выше руч. Молодежный	[189]	ШП. Шлиховой поток с единичными знаками золота
<i>Свинец</i>				
III-1	15	р. Хэйяха, устье р. Нюдя-Яха	[189]	ШП. Шлиховой поток с единичными знаками галенита
IV-3	7	устье правого притока р. Сёсыяю	[22, 190]	ПМ. Серия согласных кварцевых прожилков мощностью 1-3 см, развитых в глинисто-кремнистых сланцах громашорской свиты, с мелкой вкрапленностью пирита, галенита; мощность зоны до 10 м
IV-4	10	левый приток р. Силоваяха	[216]	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные содержания Pb 0,008%
<i>Цинк</i>				
III-1	21	правый приток руч. Северный	[248]	ВГХП. В донных отложениях повышенные содержания Zn 0,05%, Co 0,005%, Cu 0,005%
III-1	50	р. Хэйяха, выше руч. Хэнгорсе	[189]	ШП. Шлиховой поток с единичными знаками сфалерита
III-1	52	р. Савабейяха	[189]	ШП. Шлиховой поток с единичными знаками сфалерита
III-2	12	правый приток руч. Злосчастный	[248]	ВГХП. В донных отложениях повышенные содержания Zn 0,01%, Cu 0,05%
III-2	21	правый приток р. Хэнгорью	[248]	ВГХП. В донных отложениях повышенные содержания Zn 0,005-0,01%
III-3	7	левый приток р. Сибирчатаяха, оз. Косхасырейты	[190]	ШП. Шлиховой поток с единичными знаками сфалерита
III-4	54	водораздел юго-западнее истоков руч. Морейшор	[226]	ПМ. Элювиальные развалы роговиков на контакте углистых сланцев с долеритами. По данным ПКСА Zn 0,02-0,6%, V 0,02-0,1%, Mo 0,001-0,005%
IV-2	2	левый приток руч. Тебляяхакоця	[190]	ШП. Шлиховой поток с единичными знаками сфалерита
IV-4	62	правый борт р. Мадагаяха	[226]	ПМ. Аномальные содержания Zn (до 0,14%) в тектонически брекчированных углистых сланцах силовыхихинской свиты
<i>Молибден, уран</i>				
II-2	3	левый приток р. Путью	[190]	ВГХП. В донных отложениях повышенные содержания Mo 0,0018-0,0026%, Ag 0,08-0,56 г/т, Co 0,004-0,006%, Ni 0,008-0,012%
III-2	1	левый борт р. Сопчаю	[189]	ПМ. Линза (0,5x30 м) с повышенной радиоактивностью (43 мкР/ч) в зоне тектонического нарушения, секущего углистые сланцы оюской свиты. U 0,003%, V 0,03%, Mo 0,002%, P 0,1%
III-2	30	правый борт р. Хэнгорью	[189]	ПМ. Углисто-кремнистые сланцы оюской свиты с повышенной радиоактивностью (до 20 мкР/ч). U 0,001%, V 0,01%, Mo 0,002%
III-3	6	уч. Хановейский, левый борт р. Ханавэйяха	[190]	ПМ. На контакте с известняками в углисто-глинистых сланцах карской свиты выделен продуктивный горизонт невыдержанной мощности (0-25 см) с повышенной радиоактивностью (до 150 мкР/ч). U 0,006-0,013%, Mo 0,01%, Pb 0,001%
<i>Вольфрам</i>				
III-2	3	руч. Кердорсашор	[189]	ВГХП. В донных отложениях повышенные со-

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
				держания W 0,01-0,03%, Ni 0,005-0,02%
III-2	25	р. Сюдьяха	[189]	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные содержания W 0,005-0,02%
<i>Ртуть</i>				
II-1	4	верховья р. Сопчаю	[190]	ШП. Шлиховой поток с единичными знаками киновари, халькопирита
II-1	8	р. Сопчаю, выше руч. Туйвоменшор	[190]	ШП. Шлиховой поток с единичными знаками киновари, золота
III-1	28	р. Хэйяха, выше руч. Савабейтвис	[189]	ШП. Шлиховой поток с единичными знаками киновари, золота
Благородные металлы				
<i>Серебро</i>				
II-1	3	левый приток р. Сопчаю	[190]	ВГХП. В донных отложениях повышенные содержания Ag 0,08-0,56 г/т
IV-2	16	правый борт р. Сибирчатаяха, район оз. Кырты	[224]	ПМ. В углисто-глинисто-кремнистых сланцах, относимых условно к нижнепермским, по ПКСА Ag 3-10 г/т
Радиоактивные элементы				
<i>Уран</i>				
III-4	20	левый борт р. Кара	[226]	ПМ. Редкие шаровидные конкреции фосфоритов в черных сланцах карасиловской свиты. В точках повышения радиоактивности (до 155 и 232 мкР/ч) содержания U 0,0025% и 0,0153%
III-4	22	правый приток р. Кара	[226]	ПМ. В предполагаемой зоне надвига с прожилками и жилами (до 0,6 м) кварца, рассекающей углстые сланцы карасиловской свиты повышенная радиоактивность (115-265 мкР/ч). В бороздовой пробе U 0,037%
III-4	32	левый приток р. Пэтаркаяха	[216, 222, 226]	ПМ. В выходах углеродисто-кремнисто-глинистых пиритизированных сланцев карасиловской свиты по левому борту ручья отмечается повышение радиоактивности до 33-58 мкР/ч (при фоновых значениях 15-25 мкР/ч) и аномальная точечная радиоактивность до 150 мкР/ч. По правому борту аномальная радиоактивность до 74 мкР/ч. В канавах максимальная радиоактивность до 163 мкР/ч, содержания урана 0,016%, при рядовых - 0,0003-0,004%. Протяженность зоны аномальной радиоактивности до 200 м, максимальные установленные значения 1112 мкР/ч, содержание урана 0,002-0,02%
III-4	53	левый приток р. Кара ниже устья р. Силоваяха	[226]	ПМ. На протяжении 300 м среди черносланцевых отложений силоваяхинской свиты встречаются локальные аномалии (42-84 мкР/ч) и содержаниями U 0,001-0,003%. На участках с щебнем сажистых черных сланцев по ПКСА - U 0,024%
IV-4	50	Мадага	[240, 226]	П. В канавах среди углеродисто-глинисто-кремнистых и углеродисто-кремнисто-глинистых сланцев силоваяхинской свиты с фоновой радиоактивностью 25-40 мкР/ч выделяются три зоны мощностью 5, 1,3 и 10 м с радиоактивностью 50-100, 50-80 и 50-215 мкР/ч (максимально 540 мкР/ч). Суммарная вскрытая мощность 16,3 м. Содержание урана в бороздовых пробах 0,015-0,023%
IV-4	53	левый борт р. Силоваяха, выше устья руч. Едунейшор	[240, 226]	ПМ. 6 локальных радиоактивных аномалий (75-180 мкР/ч) в черносланцевой толще с частыми прослоями пористых фтанитов силоваяхинской свиты, вскрытой на протяжении 750 м. В отдельных пробах U 0,02%. Аномальная радиоактивность более плотных углесто-кремнисто-глинистых сланцев до 145-400 мкР/ч
НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
Оптические материалы				
<i>Кальцит оптический</i>				
II-3	2	руч. Турунвешшор	[22]	ПМ. В долеритах карбонатная жила мощностью

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
				80 см. В центре жилы крупные зерна (до 30 см в поперечнике) светлого полупрозрачного кальцита с прозрачными участками размером 2х2х2 см
<i>Кварц оптический</i>				
III-1	1	верховья руч. Геологический, выс. отм. 313 м	[248]	ПМ. Кварцевые и кварц-карбонатные жилы мощностью от первых см до 1 м, в среднем 10-20 см среди отложений хенгурской свиты. Кристаллы размером 3-5 см, низкого качества (мутные, трещиноватые); отдельных кристаллы с прозрачной головкой
III-2	14	правый борт р. Хэнгорью	[189]	ПМ. В делювии среди отложений тальбейтвисской свиты обнаружено 4 хорошо ограненных кристалла горного хрусталя размером до 5 см. Отмечается их трещиноватость, свилеватость и двойникование
III-2	18	правый борт руч. Молодежный	[189]	ПМ. В делювии среди отложений сопчинской свиты обнаружены 15 кристаллов кварца размером до 7 см. У отдельных кристаллов верхняя часть прозрачная, остальные - мутные и трещиноватые
III-4	28	правый борт р. Кара	[196]	ПМ. Кварцевые жилы горизонтально залегающие среди черных сланцев и песчаников падейской свиты, слабо прокрашенные железистыми охрами. Мощность жил до 0,5 м, видимая протяженность до 20 м. Содержат в небольшом количестве кристаллы прозрачного горного хрусталя размером до 5 см
III-4	42	правый борт р. Бол. Серью	[22]	ПМ. Жилы кварцевого и кварц-карбонатного состава мощностью до 0,4 м в кварцитопесчаниках громашорской свиты. В занорышах и пустотах жил встречаются друзы и отдельные кристаллы горного хрусталя и кальцита. Высота кристаллов до 3-4 см, ширина - 1,5-2,0 см
IV-3	4	правый борт р. Сибирчатая, ниже устья р. Сёсыяю	[190]	ПМ. Жилы белого кварца мощностью 2-10 см с гнездами (до 4 см) голубовато-фиолетового флюорита в углисто-кремнистых сланцах оюской свиты
IV-4	42	правый приток р. Силовая-ха	[226]	ПМ. Крупные (до 17 см) бочонковидные мутные трещиноватые кристаллы кварца в кварцевой жиле среди сланцев пугьюской свиты; в занорышах более чистые кристаллы горного хрусталя (до 3-5 см). Мощность жилы до 2,5 м, протяженность 150 м
Химическое сырье				
<i>Флюорит</i>				
II-1	12	р. Сопчаю, устье руч. Туйвоменшор	[190]	ПП. Шлиховой поток с единичными знаками флюорита
III-3	5	правый борт р. Ханавэйяха	[190]	ПМ. В известняках карской свиты штокверковые зоны кварц-карбонатных прожилков с мелкой вкрапленностью фиолетового флюорита и примазками медной зелени
III-4	12	правый борт р. Тохорэйяха	[226]	ПМ. Редкие прожилки (1-2 мм) и гнезда флюорита (до 1-3%) в ударно-метаморфизованных известняках карской свиты
III-4	15	левый борт р. Кара выше устья р. Мал. Серью	[22]	ПМ. Включения флюорита в кальцитовых жилках среди известняков карасиловской свиты
III-4	18	район г. Тохорэйседа	[226]	ПМ. Редкие зерна флюорита в элювиальных развалах доломитов и известняков карской свиты
III-4	26	правый берег р. Кара, выше устья р. Мал. Серью	[226]	ПМ. Убогая вкрапленность и редкие прожилки (1-2 мм) флюорита в доломитах и известняках карской свиты
III-4	30	левый борт р. Кара	[226]	ПМ. Редкие прожилки (1-5 мм), вкрапленность и гнезда (до 1 см) флюорита в кварц-кальцитовых прожилках (3-5 см) среди известняков карской свиты
IV-2	8	Тебляяха	[224]	П. Пачка окварцованных массивных доломитов

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
				карской свиты мощностью от нескольких до десятков метров с прожилково-вкрапленным флюоритом. Прослежена на 9,5 км на юго-западном крыле крупной синклинали, на северо-восточном крыле прослежена фрагментарно. Мощность прожилков до 1,5 см. Содержания CaF_2 0,1-5,9% на мощность 0,5-десятки м. Во вмещающих доломитах известняках встречаются примазки флюорита. Содержания CaF_2 0,5-0,9% на мощность до нескольких м
IV-2	15	Уньявож	[224]	П. Две зоны прожилково-вкрапленной флюоритовой минерализации. 1-я в расланцованных известняках ($\text{C}_1\nu-s$), приурочена к разлому северо-западной ориентировки, имеет размер 1,1 км x 100-110 м. Содержания CaF_2 0,34-13,1%, в единичных случаях до 25% на 0,3 м. 2-я зона в окварцованных доломитах, размером 3 км x 10-40 м. Содержания CaF_2 0,1-2,6%
IV-2	18	Уньявож Южный	[224]	П. В серых известняках ($\text{C}_1\nu-s$) зона прожилково-вкрапленного фиолетового флюорита прослежена на 4,5 км, при ширине 40-110 м, мощность прожилков до 0,3 м. Содержания CaF_2 от 1,08% на мощность 1 м, и до 8% на 0,3 м
IV-3	15	Сёсыяю	[224]	П. Сближенные пачки флюоритоносных доломитов (мощность 0,5-4,0 м), мраморовидных известняков (мощность 0,2-6,0 м) общей мощностью от метров до первых десятков метров прослеженные на 8 км в отложениях карской свиты. Флюорит в виде прожилково-вкрапленной минерализации (до 2%), мощность прожилков 0,5-2 см. Содержания CaF_2 от 0,5% на мощность 0,6 м, до 2,7% на 0,5 м, по ПКСА в борздовых пробах по мраморизованным известнякам Sr 0,1-1%, Ba 0,1-1%
IV-3	22	правый борт руч. Сёсыяшор	[22]	ПМ. Включения флюорита в кальцитовых жилках
IV-4	52	р. Мадагаяха	[226]	ПМ. Тонкие (1-3 мм) прожилки флюорита в известняках карской свиты
<i>Барит</i>				
II-1	6	левый приток в верховьях р. Сопчаю	[190]	ШП. Шлиховой поток с повышенными содержаниями барита (до 5-10% немагнитной фракции)
III-3	9	р. Ханавэйяха	[190]	ШП. Шлиховой поток с повышенными содержаниями барита (до 10-50% немагнитной фракции)
III-3	10	левый приток р. Ханавэйяха	[190]	ШП. Шлиховой поток с повышенными содержаниями барита (до 10-50% немагнитной фракции)
III-3	11	правый приток р. Сибирчатаяха, выше р. Ханавэйяха	[190]	ШП. Шлиховой поток с повышенными содержаниями барита (до 10-50% немагнитной фракции)
III-4	50	правый борт руч. Морейшор	[226]	ПМ. Углеродисто-глинисто-кремнистые сланцы оюской свиты с редкими линзами (от 0,1x0,2 до 0,4x2,5 м) черных антраконитов. Вскрытая мощность пачки более 30 м. По всему интервалу в сколовых пробах содержания бария 0,5-1,0% и более, аномальные значения - 3,34-3,78%
IV-2	11	пр. борт р. Сибирчатаяха, ниже руч. Потасшор	[224]	ПГХПр. В отложениях $\text{C}_1\nu-s$ по ПКСА Ba >1%, Sr 0,3%
IV-2	13	лев. борт р. Сибирчатаяха, выше руч. Потасшор	[224]	ПГХПр. В отложениях $\text{C}_1\nu-s$ по ПКСА Ba 0,1-1%
IV-3	5	руч. Бол. Седью	[190]	ШП. Шлиховой поток с повышенными содержаниями барита (до 10-50% немагнитной фракции)
IV-3	10	левый борт р. Сёсыяю, ниже руч. Сёсыяшор	[224]	ПГХПр. В отложениях $\text{C}_1\nu-s$ по ПКСА Ba >1%, Sr 0,5%
IV-3	12	правый борт р. Сёсыяю, район оз. Бадьяты	[224]	ПГХПр. В отложениях $\text{C}_1\nu-s$ по ПКСА Ba >1%, Sr 0,1%
IV-3	13	правый борт р. Сёсыяю, район оз. Сёсыято	[224]	ПГХПр. В отложениях $\text{C}_1\nu-s$ по ПКСА Ba 0,2%, Sr >1%
IV-3	14	правый борт р. Сёсыяю, район оз. Сёсыято	[224]	ПГХПр. В отложениях $\text{C}_1\nu-s$ по ПКСА Ba 1%, Sr 0,2%

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	18	правый борт руч. Мадагавож	[224]	ПГХПр. В отложениях C ₁ v-s по ПКСА Ba 0,1%, Sr >1%
IV-4	5	руч. Бол. Серью	[190]	ШП. Шлиховой поток с повышенными содержаниями барита (до 1-10% немагнитной фракции)
IV-4	7	руч. Мал. Серью	[190]	ШП. Шлиховой поток с повышенными содержаниями барита
IV-4	44	правый борт р. Силоваяха	[216]	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные содержания Ba 0,17%
IV-4	45	правый борт р. Силоваяха	[216]	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные содержания Ba 0,12%, Cu 0,012%
<i>Боросиликаты</i>				
II-2	7	левый борт р. Сопчаю, севернее устья руч. Тальбейтивис	[190]	ПМ. Зона брекчирования (0,5-1x5-10 м) с кварц-аксинитовыми прожилками на контакте долеритов и известняков оюской свиты. В ₂ O ₃ >3%
III-1	2	левый борт верхнего течения руч. Геологический	[189]	ПМ. Кварц-аксинитовые жилы мощностью 0,3-1,0 м на контакте долеритов и роговиков по породам хенгурской свиты. По штучным пробам В ₂ O ₃ до 2,5%
III-1	31	юго-западный берег оз. Савабейты	[189]	ПМ. В известняках хенгурской свиты на контакте с ороговикованными долеритами повышенные содержания В ₂ O ₃ (до 0,068%)
III-1	33	южный берег оз. Савабейты	[189]	ПМ. В роговиках по породам тальбейтивисской свиты вблизи их контакта с долеритами содержание В ₂ O ₃ до 0,118%
III-1	36	южнее оз. Савабейты	[189]	ПМ. Кварц-аксинитовые жилы мощностью 0,3-1,0 м на контакте долеритов и роговиков по породам оюской свиты. По штучным пробам В ₂ O ₃ до 2,5%
III-1	48	верховья р. Хэнгорью	[189]	ПМ. Зоны с повышенными содержаниями В ₂ O ₃ (0,1-0,85%) мощностью 4-10 м среди роговиков по породам оюской свиты
III-2	7	правый борт руч. Подгорный	[189]	ПМ. В роговиках по породам хенгурской свиты на контакте с долеритами зона широкого развития мелких аксинитовых прожилков. Содержание В ₂ O ₃ до 2,25%
Минеральные удобрения				
<i>Фосфорит</i>				
III-4	16	правый приток р. Кара	[226]	ПМ. Редкие, мелкие (0,5-2,0 см) шаровидные конкреции углеродисто-кремнистых фосфоритов среди черных сланцев силоваяхинской свиты
III-4	19	правый борт р. Кара, выше устья р. Тарканаяха	[226]	ПМ. Редкие разлинзованные (1-2x5-10 см) конкреции фосфоритов среди черных сланцев карасиловской свиты
III-4	21	левый берег р. Кара, выше устья р. Мал. Серью.	[226]	ПМ. Частые послонные скопления шаровидных (2-15 см) конкреций фосфоритов в карбонатно-черносланцевых отложениях нижней толщи карасиловской свиты
III-4	24	правый приток р. Кара	[226]	ПМ. Редкие конкреции (2-3 см) фосфоритов среди карбонатно-черносланцевых отложений силоваяхинской свиты
III-4	36	левый приток р. Кара	[226]	ПМ. Шаровидные (3-5 см) и уплощенные конкреции фосфоритов среди карбонатно-черносланцевых отложений силоваяхинской свиты
III-4	37	левый борт р. Кара	[226]	ПМ. Частые шаровидные конкреции (2-10 см) фосфоритов среди карбонатно-черносланцевых отложений силоваяхинской свиты. В одной пробе P ₂ O ₅ 27,9%
III-4	43	левый борт р. Кара ниже устья р. Мал. Серью	[226]	ПМ. Редкие конкреции (3-5 см) фосфоритов среди карбонатно-черносланцевой толщи силоваяхинской свиты. Здесь же встречены линзы (1,5x5 м) с радиоактивностью до 80 мкР/ч
III-4	45	правый борт руч. Морейшор	[226]	ПМ. Пачка углистых сланцев оюской свиты (лудловский уровень) мощностью 7 м с содержанием P ₂ O ₅ 3-5,5%
III-4	51	правый борт р. Кара выше устья р. Пэтаркаяха	[226]	ПМ. Послойные скопления конкреций (1,5-5 см) фосфоритов среди карбонатно-черносланцевых

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
				отложений силоваяхинской свиты. Содержание P_2O_5 23,86%
IV-4	9	правый борт р. Силоваяха	[226]	ПМ. Послойные (через 0,8-2,0 м) скопления линз (0,5-2х5-40 см) и шаровидных конкреций (3-5 см) фосфоритов (P_2O_5 16,9-27,3%) среди карбонатно-черносланцевой толщи силоваяхинской свиты, мощностью 50-55 м. Содержание фосфоритов в прослоях 10-30%. По ПКСА в фосфоритах Zn 0,01-0,1%, Y 0,01-0,03%, Yb 0,001-0,003%, Sr >0,1%
IV-4	16	левый приток руч. Аргишный	[226]	ПМ. Редкие шаровидные (1-3 см) конкреции фосфоритов (P_2O_5 30,1%) среди фтанитов и углистых сланцев силоваяхинской свиты
IV-4	19	левый борт р. Силоваяха, выше устья руч. Аргишный	[226]	ПМ. Послойные скопления конкреций фосфоритов в карбонатно-черносланцевой толще силоваяхинской свиты. Мощность прослоев 0,05-0,8 м, содержание конкреций 15-30%
IV-4	23	левый борт р. Бол. Серью	[226]	ПМ. Выходы углисто-фосфатных сланцев оюской свиты. Мощность пачки 12 м, содержания P_2O_5 3,4-7,0%
IV-4	28	левый борт р. Силоваяха, ниже устья р. Нядэйяха	[226]	ПМ. Частые (через 0,3-0,7 м) послойные (5-10 см) скопления шаровидных (1-7 см) конкреций фосфоритов среди переслаивающихся фтанитов и углистых сланцев силоваяхинской свиты. Содержание конкреций в прослоях 15-20%, P_2O_5 в конкрециях 24,4-27,7%, там же по ПКСА (%): Nd 0,06, Sm 0,035, Dy 0,01, Ce 0,11, La 0,027, Y 0,062, Yb 0,0066
IV-4	29	левый борт р. Бол. Серью	[226]	ПМ. Выходы углисто-фосфатных сланцев оюской свиты. Мощность пачки 13-15 м, содержания P_2O_5 2,42-7,8%
IV-4	57	левый борт р. Силоваяха, ниже устья р. Мадагаяха	[226]	ПМ. Зона пологого надвига в углистых сланцах силоваяхинской свиты, обломки которых сцементированы желтовато-бурыми алюмофосфатами. Протяженность зоны 240-250 м, мощность 10-12 м, содержания P_2O_5 1-8% (в среднем 4-5%), Zn 0,1-0,5%, V_2O_5 0,08-0,3%. Здесь же известны находки мелантерита, крадаллита, выявлены 7 локальных радиоактивных аномалий (50-200 мкР/ч); в отдельных пробах U 0,02%
IV-4	60	правый борт р. Силоваяха, выше руч. Едунейшор	[226]	ПМ. Послойные скопления шаровидных конкреций фосфоритов среди карбонатно-черносланцевых отложений силоваяхинской свиты
Абразивные материалы				
IV-3	3	р. Сибирчатаяха	[190]	ШП. Шлиховой поток с единичными знаками пироба, представленного обломками кристаллов неправильной формы фиолетового, бледно-лилового цвета размером до 0,4 мм
Горнотехническое сырье				
<i>Цеолииты</i>				
III-4	7	левый борт протоки Латаюн	[222]	ПМ. По данным бурения в инт. 208-212,9 м жилы цеолитов (анальцим, ломонтит) с пиритом, баритом мощностью до 2,5 см среди зювитов коптоненного комплекса
Драгоценные и поделочные камни				
<i>Алмазы</i>				
I-3	1	правый борт р. Лахьяха	[219]	ПМ. В обнажении импактитов в пробе из агломератовых зювитов 1 зерно импактных алмазов
I-4	1	правый борт Карской губы, район устья	[219]	ПМ. В пробе из аллогенных брекчий и импактитов в глыбово-агломератовых зювитах одно зерно импактных алмазов
III-2	6	левый борт р. Сопчаю, ниже устья руч. Кердосашор	[219]	ПМ. В обнажении импактитов в пробе из лапиллиево-агломератовых зювитов одно зерно импактных алмазов
III-3	1	р. Сопчаю	[226]	ШП. Шлиховой поток импактных алмазов. Содержание алмазов от 5 до 7 знаков

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
III-3	3	р. Сибирчатаяха	[226]	ШП. Шлиховой поток импактных алмазов. Содержание алмазов от 1 до 8 знаков
III-4	1	правый борт р. Кара, район оз. Хаедато	[219]	ПМ. По данным бурения на глубине 270-290 м в лапиллиево-агломератовых зювитах обнаружено 4 зерна импактных алмазов
III-4	2	левый борт р. Нганорахаяха, район оз. Хаседато	[219]	ПМ. По данным бурения на глубине 184-217 м в лапиллиево-агломератовых зювитах и на глубине 217-223 м в коптомиктовой песчаной глине обнаружено по 2 зерна импактных алмазов
III-4	3	Анарогское-1	[230]	П. В тагамитах с инт. глубин 61,6-62,3 м определен 1 знак алмазов (6,5 кар/т), с инт. 69,4-69,6 м - 8 знаков (3,5 кар/т); в витрокластических зювитах с глубин 66,0-66,5 м, 66,5-67,1 м, 71,6-72 м определены соответственно 9 знаков (4 кар/т), 9 знаков (3,2 кар/т), 6 знаков (3,2 кар/т); в светло-сером стекле, инт. 69,6-70,0 м - 1 знак (0,07 кар/т)
III-4	4	Анарогское-2	[219, 226]	П. В пробе весом 28,5 кг из пластового тела высокотемпературных тагамитов - 585 знаков импактных алмазов (5,4 кар/т); в пробе, отобранной из импактного стекла, обнаружено 1 зерно алмаза
III-4	5	Анарогское-3	[226]	П. В пробе весом 25 кг - 145 знаков импактных алмазов из витрокластических лапиллиевых зювитов (1,4 кар/т)
III-4	6	правый борт р. Кара	[230]	ПМ. На интервале 52,5-52,63 м 1 знак алмаза; 122,9-123,7 м - 2 знака алмаза в витрокластическом зювите
III-4	8	левый борт протоки Латаюн, ниже истоков	[226]	ПМ. В пробе весом 103 кг из литокластических зювитов - 13 знаков импактных алмазов (0,5 кар/т)
III-4	9	правый борт р. Кара, ниже устья р. Тохорэйяха	[226]	ПМ. 39 знаков импактных алмазов (7,5 кар/т) из витрокластических зювитов
III-4	13	правый борт руч. Вошемшор	[219]	ПМ. В пробе, отобранной из глыбово-агломератовых зювитов обнаружено 21 зерно импактных алмазов
III-4	14	Тохорэйяха-1	[226]	П. 366 знаков импактных алмазов в пробе весом 14,6 кг из импактного стекла и импактитов I рода. Расчетное содержание 52,5 кар/т. Из пробы весом 143 кг, из тех же пород выделены 119 зерен импактных алмазов размером от 0,01 до 0,31 мм и 1 спайный выколочимберлитового алмаза размером 0,44 мм
III-4	17	Тохорэйяха-2	[219, 226]	П. В пробе весом 96 кг из литовитрокластических зювитов обнаружено 34 знака импактных алмазов (25 кар/т); из импактного стекла - 3 зерна алмаза
<i>Яшмы поделочные</i>				
III-1	44	р. Хэйяха, выше устья руч. Хэнгорсё.	[189, 196]	П. Горизонт полосчатых мясо-красных яшмоидов громашорской свиты прослежен по простираанию на 2 км, в переслаивании с известняками образует толщу мощностью 10-15 м. Полосчатый рисунок в сочетании с микроскладчатостью позволяет отнести породу к декоративным материалам
III-4	44	Громашорское	[226]	П. Горизонт яшмоидов громашорской свиты известково-родонитовых, прослежен по простираанию на 0,5 км, вскрытая мощность 8-10 м. По широкому спектру цветовой (кремовой, розовой, зеленой, бежевой, сургучно-красной) окраски, тонкополосчатой, пятнистой и линзовидной текстуре, физико-техническим параметрам представляет интерес как источник камнесамоцветного сырья
III-4	46	р. Мал. Серью	[226]	ПМ. Горизонт яшмоидов громашорской свиты мощностью 11-13 м. По преобладанию тонкослоистых, пятнистых и пейзажных разновидностей рассматривается как одно из лучших проявлений поделочного камня. Обычно содержит манганокarbonаты 4-8%, родониты 16-21%

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-2	4	руч. Тальбейшор	[190]	ПМ. Маркирующий горизонт сургучно-красных яшмоидов громашорской свиты мощностью 12-15 м. Породы обладают высокой прочностью, красивым полосчатым рисунком
IV-2	7	правый борт р. Сибирчатая	[190]	ПМ. Маркирующий горизонт сургучно-красных яшмоидов громашорской свиты мощностью 12-15 м
IV-3	8	левый борт р. Сёсыяю	[196]	ПМ. Маркирующий горизонт яшмоидов громашорской свиты мощностью до 18 м. Породы полосчатые вишнево-красные с маломощными прослоями кутнагоритовых руд
IV-3	21	руч. Мадагавож	[224, 196]	ПМ. Маркирующий горизонт яшмоидов громашорской свиты. Породы полосчатые вишнево-красные с многочисленными прослоями кутнагоритовых руд
IV-4	13	район г. Макасмьльк	[226]	П. Выходы горизонта яшмоидов. В верхней части на мощность 2-3 м присутствуют разновидности с зелеными, кремовыми и белыми оттенками; тонкополосчатые и пятнистые разности, близкие к пейзажным. Блочность в развалах 10x10 см до 20x30 см
<i>Янтарь</i>				
II-3	1	правый борт р. Сопчаю	[196]	ПМ. Неокатанные плитки сидеритизированного мелкозернистого желтоватого песчаника с обломками мелкого бурого угля и с многочисленными включениями зерен янтаря размером от 0,2 до 1 см, заключенные в линзе песков (10x1,0 м) четвертичного возраста
III-3	2	правый борт р. Сопчаю	[196]	ПМ. Частые обломки и глыбы сидеритизированного мелко-крупнозернистого сероватого песчаника с обломками бурых углей и редкими зернами глауконита, включающие немногочисленные мелкие и крупные (0,5-1,5 см) зерна янтаря в линзе серых глин (50x2,5 м) неогенового (?) возраста
<i>Бирюза</i>				
IV-4	40	правый приток р. Силоваяха	[226]	ПМ. Прожилки и корки (1-3 мм) бледно-зеленоватой бирюзы в жильном кварце среди силицитов громашорской свиты. По элювию зона окварцевания прослежена на 10-15 м
IV-4	49	левый борт р. Силоваяха, ниже устья руч. Едунейшор	[226]	ПМ. В кремнистых сланцах громашорской свиты на интервале 120 м выделены 3 зоны мощностью 1-3 м с пленками, налетами голубовато-зеленой бирюзы. Основная масса бирюзы в виде сферических агрегатов радиально-лучистого строения
Строительные материалы				
<i>Карбонатные породы</i>				
<i>Мраморы</i>				
IV-2	17	Кыртывис	[224]	П. Желтоватые окварцованные мраморы (на уровне виле-серпухов) мощностью 4-6 м, прослежены на 1 км. Породы массивные, умеренно трещиноватые, размеры блоков в среднем 1x0,8x1 м, хорошо полируются. Ресурсы составляют 1 млн м ³
IV-3	17	Сёсыяю	[224]	П. Желтоватые окварцованные мраморы (на уровне виле-серпухов) мощностью 1,7-6,0 м, прослежены на 5 км. Породы массивные, умеренно трещиноватые, размеры блоков в среднем 1x0,8x1,0 м, хорошо полируются. Ресурсы составляют 1-1,5 млн м ³

Список прогнозируемых объектов

№ п/п	Название и ранг объекта, его индекс на схеме прогноза	Площадь S (км ²)	Вид полезного ископаемого	Прогнозные ресурсы			Источник информации
				P ₃	P ₂	P ₁	
Лемвинская золото-баритово-марганцеворудная минерагеническая зона (3)							
1	Центрально-Пайхойская никелево-медная рудоносная зона потенциальная (3.1)	670	медь никель	710 тыс. т 140 тыс. т	-	-	[196], апробировано ВСЕГЕИ, 2011
2	Кара-Силовский фосфорито-баритово-марганцеворудный узел потенциальный (3.0.1)	600	марганец барит	100 млн т руды 10 млн т	-	-	[196], апробировано ВСЕГЕИ, 2011
3	Путьюская марганцеворудная зона потенциальная (3.0.2)	105	марганец	10 млн т руды	-	-	[196], апробировано ВСЕГЕИ, 2011
4	Малое месторождение Едунейшорское (IV-4-48), прогнозируемое на одноименном проявлении	3,5	марганец	-	2,8 млн т руды	-	авторские ресурсы [196]
5	Малое месторождение Мадагинское (IV-4-56), прогнозируемое на одноименном проявлении	2	марганец	-	1,6 млн т руды	-	авторские ресурсы [196]
Северо-Пайхойская алмазоносно-угленосная минерагеническая зона (4)							
6	Нижнекарский алмазоносный район потенциальный (4.2)	2100	алмазы	500 млн карат*		-	авторские ресурсы [196]

* – данные ресурсы апробировались; по результатам экспертизы не рекомендованы к постановке на учет.

Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых

Подгруппа полезных ископаемых	Вид полезного ископаемого	Количество прогнозируемых объектов	Категория прогнозных ресурсов	Прогнозные ресурсы
Цветные металлы	медь	1 потенциальная рудоносная зона	P ₃	710 тыс. т
	никель			140 тыс. т
Черные металлы	марганец	1 потенциальный рудный узел	P ₃	100 млн т руды
		1 потенциальная рудная зона	P ₃	10 млн т руды
		2 малых месторождения (прогнозируемые на одноименных проявлениях)	P ₂	4,4 млн т руды
Химическое сырье	барит	1 потенциальный рудный узел	P ₃	10 млн т
Драгоценные и поделочные камни	алмазы	1 потенциальный район	P ₃	500 млн карат*

* – данные ресурсы апробировались; по результатам экспертизы не рекомендованы к постановке на учет.

Таблица впервые выявленных или переоцененных прогнозируемых объектов полезных ископаемых и их прогнозных ресурсов

№№ п/п	Вид минерального сырья, индекс и наименование объекта	Оценка прогнозных ресурсов по категориям		Баланс ресурсов по результатам работ (+/-)	Рекомендации по дальнейшим работам
		до начала работ	по результатам работ		
1	Центрально-Пайхойская никелево-медная рудоносная зона потенциальная (3.1)				СП-50
	медь	0	P ₃ - 710 тыс. т	+710 тыс. т	
	никель	0	P ₃ - 140 тыс. т	+140 тыс. т	
2	Кара-Силовский фосфорито-баритово-марганцеворудный узел потенциальный (3.0.1)				СП-50
	марганец	0	P ₃ - 100 млн т руды	+100 млн т руды	
	барит	0	P ₃ - 10 млн т	+10 млн т	
3	Путьюская потенциальная марганцеворудная зона (3.0.2)				ПО1
	марганец	0	P ₃ - 10 млн т руды	+10 млн т руды	
4	Проявление Путьюское (II-2-2)				ПО1
	марганец	0	P ₃ - 2,1 млн т руды	+2,1 млн т руды	
5	Проявление Едунейшорское (IV-4-48)				ПО1
	марганец	0	P ₂ - 2,8	+2,8	
6	Проявление Мадагинское (IV-4-56)				ПО1
	марганец	0	P ₂ - 1,6	+1,6	

Список стратотипов и опорных разрезов, показанных на геологической карте донеогеновых образований листов R-41-XXVIII, XXIX

Индекс клетки	№ на карте	Характеристика объекта	Местонахождение стратотипов, опорных и типовых разрезов	Номер источника по списку литературы
I-1	1	Табьюская свита. Опорный разрез	р. Саяха	[196]
I-1	2	Лиурьягинская свита. Гипостратотип 1	р. Саяха	[196]
I-1	3	Лиурьягинская свита. Гипостратотип 2	р. Саяха	[196]
I-1	4	Сатосинская толща. Опорный разрез	р. Саяха	[196]
I-2	5	Саяхинская толща. Опорный разрез верхнемеловой части	р. Торикьяха	[196]
I-2	6	Лиурьягинская свита. Опорный разрез нижней части	р. Саяха	[196]
I-2	7	Саяхинская толща. Опорный разрез верхнемеловой части	р. Саяха	[196]
I-2	8	Саяхинская толща. Опорный разрез верхнемеловой части	р. Саяха	[196]
II-2	9	Пустьюская свита. Стратотип	р. Путью	[190]
II-2	10	Сопчинская свита. Стратотип	р. Сопчаю	[175, 190]
III-1	11	Тальбейтъвйсская свита. Стратотип	руч. Северный	[173, 190]
III-1	12	Хенгурская свита, верхняя подсвита. Опорный разрез	руч. Северный	[190]
III-4	13	Тарханская толща. Опорный разрез нижней части	руч. Тарханаяха	[196]
III-4	14	Карасиловская свита. Стратотип	р. Кара (в 1,7 км по прямой выше устья руч. Громашор)	[82, 226]
III-4	15	Пэтаркинская свита. Стратотип	Нижнее течение р. Пэтаркаяха	[88]
III-4	16	Силоваяхинская свита (суперкремнистые фации). Стратотип	Правый борт р. Кара, 0,35 км по прямой выше устья р. Бол. Серью	[226]
III-4	17	Громашорская свита (суперкремнистые фации). Стратотип	Правый борт р. Кара, 0,7 км по прямой выше устья р. Бол. Серью	[226, 239]
III-4	18	Падейская свита. Парастратотип	руч. Марейшор, р. Кара	[226]
III-4	19	Карская свита (верхняя часть). Стратотип	р. Пэтаркаяха, 0,9 км выше устья	[82, 226]
III-4	20	Карская свита (нижняя часть). Стратотип	Правый борт р. Кара (0,2 км ниже устья р. Пэтаркаяха)	[82, 226]
III-4	21	Ливановская свита. Опорный разрез	руч. Марейшор	[222]
III-4	22	Оюская свита. Опорный разрез	руч. Марейшор	[222, 226]
IV-1	23	Громашорская свита (карбонатные фации). Стратотип	р. Хэйяха	[196]
IV-4	24	Силоваяхинская свита (карбонатно-кремнистые фации). Стратотип	р. Силоваяха	[226]
IV-4	25	Громашорская свита (карбонатно-кремнистые фации). Стратотип	р. Силоваяха	[226, 239]
IV-2	26	Сизимьонкошорская толща. Опорный разрез	р. Сибирчатаяха	[196]

Список опорных разрезов, показанных на карте неоген–четвертичных образований листов R-41-XXVIII, XXIX

№ п/п	№ на карте	Индекс клетки	Характеристика объекта	Авторский номер объекта
1	1	I-1	Опорный разрез колвинской свиты	разрезы 10046, 10048, 10051
2	2	I-2	Опорный разрез флювиогляциала среднеуральского надгоризонта	разрез 8020
3	3	I-1	Опорный разрез морены среднеуральского надгоризонта	разрез 8527
4	4	I-2	Опорный разрез для пембойской толщи	разрез 8014
5	5	I-1	Опорный разрез морены среднеуральского надгоризонта	разрез 8528
6	6	I-1	Опорный разрез морены среднеуральского надгоризонта	разрез 8529
7	7	I-3	Опорный разрез для пембойской толщи и усть-карского аллювиомариния	разрез 8017
8	8	I-2	Опорный разрез озерно-болотных образований	разрезы 8010, 8019
9	9	II-1	Опорный разрез морены и флювиогляциала среднеуральского надгоризонта	разрез 8525
10	10	II-2	Опорный разрез озерно-болотных образований	разрез 8018
11	11	II-2	Опорный разрез флювиогляциала среднеуральского надгоризонта	разрез 8530
12	12	II-2	Опорный разрез флювиогляциала среднеуральского надгоризонта	разрез 8531
13	13	II-3	Опорный разрез морских отложений первой морской террасы, байдарацкой толщи	разрез 8033
14	14	II-3	Опорный разрез усть-карского мариния второй террасы	разрез 8032
15	15	II-1	Опорный разрез морены среднеуральского надгоризонта	разрез 8524
16	16	II-2	Опорный разрез аллювиально-морских отложений сопчаюской толщи	разрез 8532
17	17	II-3	Опорный разрез усть-карского мариния второй террасы	разрез 8031
18	18	II-2	Опорный разрез аллювиально-морских отложений сопчаюской толщи	разрез 8533
19	19	II-1	Опорный разрез падимейской и роговской серий нерасчлененных	разрез 8075
20	20	II-3	Опорный разрез аллювиомариния горбуновского горизонта и аллювия русла и пойм	разрез 8036
21	21	II-2	Опорный разрез морских отложений сопчаюской толщи	разрез 8534
22	22	II-2	Опорный разрез аллювиально-морских отложений сопчаюской толщи	разрез 8534-1
23	23	II-1	Опорный разрез пембойской толщи, лыжской свиты и колвинской серии, нерасчл.	разрез 8523
24	24	II-1	Опорный разрез пембойской толщи, лыжской свиты и колвинской серии, нерасчл.	разрез 8522
25	25	III-2	Опорный разрез морских отложений сопчамылькской толщи	разрез 8077
26	26	III-4	Опорный разрез лыжской свиты	разрез 8007
27	27	III-2	Опорный разрез морских отложений сопчаюской толщи	разрез 8535
28	28	III-2	Опорный разрез аллювиально-морских отложений сопчаюской толщи	разрезы 8078, 8536
29	29	III-1	Опорный разрез флювиогляциала среднеуральского надгоризонта	разрез 8520
30	30	III-1	Опорный разрез пембойской толщи	разрез 8519
31	31	III-3	Опорный разрез падимейской и роговской серий нерасчлененных	разрез 8538
32	32	III-3	Опорный разрез падимейской и роговской серий нерасчлененных	разрез 8537
33	33	III-4	Опорный разрез пембойской толщи	разрезы 1001, 1006, 9005
34	34	III-1	Опорный разрез пембойской толщи	разрез 8518
35	35	III-1	Опорный разрез пембойской толщи	разрез 8501
36	36	III-4	Опорный разрез пембойской толщи	разрезы 1008, 9083

Окончание прил. 6

№ п/п	№ на карте	Индекс клетки	Характеристика объекта	Авторский номер объекта
37	37	III-1	Опорный разрез пембойской толщи, лыжской свиты и колвинской серии, нерасчл.	разрез 8517
38	38	IV-1	Опорный разрез флювиогляциала среднеуральского надгоризонта	разрез 8073
39	39	IV-1	Опорный разрез колвинской серии	разрез 8070
40	40	IV-1	Опорный разрез флювиогляциала среднеуральского надгоризонта	разрез 8072
41	41	IV-1	Опорный разрез колвинской серии	разрез 8069
42	42	IV-2	Опорный разрез колвинской серии	разрезы 8509, 8067
43	43	IV-2	Опорный разрез колвинской серии	разрез 8510
44	44	IV-2	Опорный разрез колвинской серии	разрез 8511
45	45	IV-3	Опорный разрез пембойской толщи, лыжской свиты и колвинской серии, нерасчл.	разрез 8060
46	46	IV-3	Опорный разрез пембойской толщи, лыжской свиты и колвинской серии, нерасчл.	разрез 8051
47	47	IV-3	Опорный разрез буреданшорского аллювия.	разрез 8050
48	48	IV-3	Опорный разрез пембойской толщи, лыжской свиты и колвинской серии, нерасчл.	разрез 8055
49	49	IV-2	Опорный разрез пембойской толщи, лыжской свиты и колвинской серии, нерасчл.	разрез 8062
50	50	IV-3	Опорный разрез колвинской серии	разрез 8057
51	51	IV-1	Опорный разрез падимейской и роговской серий нерасчлененных	разрез 8068
52	52	IV-1	Опорный разрез падимейской и роговской серий нерасчлененных	разрез 8514
53	53	IV-2	Опорный разрез ярвожского аллювия	разрез 8512
54	54	IV-2	Опорный разрез пембойской толщи, лыжской свиты и колвинской серии, нерасчл.	разрез 8064
55	55	IV-2	Опорный разрез пембойской толщи, лыжской свиты и колвинской серии, нерасчл.	разрез 8063
56	56	IV-3	Опорный разрез колвинской серии	разрез 8059
57	57	IV-3	Опорный разрез пембойской толщи, лыжской свиты и колвинской серии, нерасчл.	разрез 8048
58	58	IV-2	Опорный разрез колвинской серии	разрез 8065
59	59	IV-1	Опорный разрез падимейской и роговской серий нерасчлененных	разрез 8516
60	60	IV-2	Опорный разрез колвинской серии	разрез 8061
61	61	IV-1	Опорный разрез пембойской толщи, лыжской свиты и колвинской серии, нерасчл.	разрез 8513
62	62	IV-3	Опорный разрез пембойской толщи, лыжской свиты и колвинской серии, нерасчл.	разрез 8047
63	63	IV-4	Опорный разрез колвинской серии	разрезы 10006, 10008

Список скважин, показанных на геологической карте донеогеновых образований листов R-41-XXVIII, XXIX

Индекс клетки	Номер скв. на карте	Номер авторский	Номер по списку использованной литературы	Глубина скважины	Мощность эоцен-четвертичных образований	Индекс вскрытых пород	
						авторский	используемый на карте
I-3	1	7	[203]	400,0	-	MbP ₁	K ₂ :P ₂ sh
II-4	2	6	[203]	251,0	-	MbP ₁	K ₂ :P ₂ sh
II-1	3	3	[176]	42,0 (?)	37 (?)	S-D ₁ oj	S-D ₁ oj
II-1	4	2	[176]	42,0 (?)	-	O ₃ sp	O ₃ sp
II-3	5	1	[203]	229,8	-	MbP ₁	K ₂ :P ₂ sh
II-3	6	2	[203]	708,0	-	vβD ₃	vβD ₃ h
II-1	7	Ск-5	[174]	?	-	D ₁₋₂ pd	D ₁₋₂ pd
II-1	8	Ск-6	[174]	?	-	D ₁₋₂ pd	D ₁₋₂ pd
II-1	9	17	[174]	?	-	O ₃ sp	O ₃ sp
II-3	10	4	[203]	700,0	-	vβD ₃	vβD ₃ h
II-1	11	Ск-2	[174]	?	-	D ₁ lv	D ₁ lv
II-1	12	Ск-1	[174]	?	-	D ₁ lv	D ₁ lv
II-3	13	3	[203]	521,9	-	MbP ₁	K ₂ k
III-4	14	18	[210]	150,3	52,0	kK ₂ :P ₁ k sK ₂ :P ₁ k (68,5)	K ₂ k
III-4	15	17	[210]	101,3	35,0	kK ₂ :P ₁ k	K ₂ k
III-4	16	16	[210]	150,0	43,3	kK ₂ :P ₁ k	K ₂ k
III-3	17	5	[203]	492,3	-	MsP ₁	K ₂ k
III-4	18	25	[210]	348,0	107,0	kK ₂ :P ₁ k sK ₂ :P ₁ k (145)	K ₂ k
III-4	19	23	[210]	401,0	52,0	kK ₂ :P ₁ k sK ₂ :P ₁ k (100,3) mK ₂ :P ₁ k (390)	K ₂ k
III-4	20	24	[210]	100,0	94,8	kK ₂ :P ₁ k	K ₂ k
III-4	21	15	[210]	97,0	27,5	sK ₂ :P ₁ k tK ₂ :P ₁ k (59) mK ₂ :P ₁ k (75)	K ₂ k
III-3	22	36	[203]	424,0	-	MsP ₁ sK ₂ :P ₁ k	K ₂ :P ₂ sh
III-4	23	27	[210]	272,0	43,0	sK ₂ :P ₁ k mK ₂ :P ₁ k (264)	K ₂ k
III-4	24	26	[210]	65,0	35,7	sK ₂ :P ₁ k mK ₂ :P ₁ k (48)	K ₂ k
III-4	25	14	[210]	63,0	25,5	P ₁ kp	P ₁ st ₁
III-4	26	28	[210]	204,0	51,0	kK ₂ :P ₁ k sK ₂ :P ₁ k (61) mK ₂ :P ₁ k (193)	K ₂ k
III-4	27	29	[210]	222,0	60,2	kK ₂ :P ₁ k sK ₂ :P ₁ k (78,9) mK ₂ :P ₁ k (210,4)	K ₂ k
III-4	28	13	[210]	170,0	5,2	sK ₂ :P ₁ k mK ₂ :P ₁ k (117)	K ₂ k
III-4	29	13A	[210]	104,0	1,0	sK ₂ :P ₁ k mK ₂ :P ₁ k (94,1)	K ₂ k
III-3	30	34	[203]	426,0	-	MsP ₁	K ₂ k
III-4	31	8	[210]	145,0	5,0	P ₁ kp	P ₁ st ₁
III-4	32	9	[210]	66,8	40,0	P ₁ kp	P ₁ st ₁
III-4	33	11	[210]	155,0	20,8	sK ₂ :P ₁ k mK ₂ :P ₁ k (146)	K ₂ k
III-4	34	10	[210]	125,0	48,0	sK ₂ :P ₁ k	K ₂ k
III-4	35	12	[210]	100,3	37,0	sK ₂ :P ₁ k	K ₂ k
III-4	36	24	[210]	34,8	27,3	sK ₂ :P ₁ k	K ₂ k
III-4	37	21	[210]	274,4	8,2	sK ₂ :P ₁ k	K ₂ k
III-3	38	35	[203]	236,0	-	MsP ₁	K ₂ k

Индекс клетки	Номер скв. на карте	Номер авторский	Номер по списку использованной литературы	Глубина скважины	Мощность эоцен-четвертичных образований	Индекс вскрытых пород	
						авторский	используемый на карте
III-4	39	31	[210]	125,1	35,4	sK ₂ :P ₁ k	K ₂ k
						mK ₂ :P ₁ k (120,6)	
III-4	40	30	[210]	25,0	5,0	P ₁ kp	P ₁ tr
III-4	41	32	[210]	89,5	16,0	sK ₂ :P ₁ k	K ₂ k
						tK ₂ :P ₁ k (61,3)	
						mK ₂ :P ₁ k (75)	
III-4	42	33	[210]	65,0	25,2	sK ₂ :P ₁ k	K ₂ k
III-4	43	22	[210]	112,7	14,8	sK ₂ :P ₁ k	K ₂ k
III-4	44	23	[210]	111,0	5,0	sK ₂ :P ₁ k	K ₂ k
III-4	45	102	[210]	121,0	12,8	D ₃ -C ₁ sl	D ₃ -C ₁ sl
						C ₂ -P ₁ ks (92,4)	
III-4	46	106	[210]	113,0	?	D ₁ lv	D ₁ lv
III-4	47	108	[210]	232,0	1,2	D ₁ lv	D ₁ lv
						S-D ₁ oj (16,2)	
III-4	48	109	[210]	255,5	11,3	S-D ₁ oj	S-D ₁ oj
						vβD ₃ -C ₁ h (148,5)	
IV-4	49	10	[210]	124,4	18,6	D ₃ gr	D ₃ gr
						D ₃ -C ₁ sl (109,7)	
IV-4	50	9	[210]	42,0	23,9	C ₁ kr	C ₁ kr
IV-4	51	26	[210]	28,0	1,0	D ₃ gr-C ₁ sl	D ₃ gr-C ₁ sl
IV-4	52	8	[210]	45,1	17,5	C ₂ -P ₁ ks	C ₂ -P ₁ ks
IV-4	53	25	[210]	45,3	37,9	C ₁ kr	C ₁ kr
IV-4	54	7	[210]	112,0	80,0	D ₃ -C ₁ sl	C ₁ kr (?)
IV-4	55	24	[210]	41,6	31,6	C ₁ kr	C ₁ kr
IV-4	56	23	[210]	44,4	31	C ₁ kr	C ₁ kr
IV-4	57	6	[210]	86,9	71,1	D ₃ -C ₁ sl	D ₃ -C ₁ sl

**Список скважин, показанных на карте неоген–четвертичных образований листов R-41-XXVIII,
XXIX**

Индекс клетки	Номер скважины на карте	Номер авторский	Номер по списку литературы	Мощность неоген–четвертичных образований, м
I-3	1	ГГК-7	[217]	166,6
II-1	7	Ск-4	[222]	25,9
II-1	9	Ск-17	[222]	16,6
II-1	11	Ск-2	[222]	17,3
II-1	12	Ск-1	[222]	14,0
II-1	58	Ск-10	[222]	>11,2
II-1	59	Ск-12	[222]	25,5
II-1	60	Ск-3	[222]	29,7
II-1	61	Ск-7	[222]	25,5
II-1	62	Ск-19	[222]	23,9
II-1	63	Ск-8	[222]	25,4
II-1	64	Ск-14	[222]	20,0
II-2	65	Ск-30	[222]	25,0
II-2	66	Ск-28	[222]	26,5
II-2	67	Ск-27	[222]	27,0
II-2	68	Ск-25	[222]	25,6
II-2	69	Ск-23	[222]	25,2
II-3	5	ГГК-1	[217]	108,5
II-3	6	ГГК-2	[217]	59,0
II-3	10	ГГК-4	[217]	18,5
II-3	13	ГГК-3	[217]	110,0
II-4	2	ГГК-6	[217]	134,4
III-3	17	ГГК-5	[217]	78,0
III-3	22	ГГК-36	[230]	46,5
III-3	30	ГГК-34	[230]	14,0
III-4	14	18	[230]	52,0
III-4	15	17	[230]	35,0
III-4	16	16	[230]	43,3
III-4	18	ГГК-25	[230]	107,0
III-4	20	ГГК-24	[230]	56,0
III-4	21	15	[230]	27,5
III-4	23	ГГК-27	[230]	43,0
III-4	24	ГГК-26	[230]	35,7
III-4	25	14	[230]	25,5
III-4	26	ГГК-28	[230]	51,0
III-4	27	ГГК-29	[230]	60,2
III-4	32	ГГК-9	[230]	42,0
III-4	33	ГГК-11	[226]	20,5
III-4	34	ГГК-10	[230]	48,0
III-4	35	ГГК-12	[230]	37,0
III-4	37	21(Мк)	[222]	8,2
III-4	40	ГГК-30	[230]	5,0
IV-4	49	С-10	[226]	18,6
IV-4	50	С-9	[226]	23,9
IV-4	52	С-8	[226]	17,5
IV-4	53	С-25	[226]	37,3
IV-4	54	С-7	[226]	80,0
IV-4	55	С-24	[226]	31,6
IV-4	57	С-6	[226]	71,1

Список пунктов, показанных на карте неоген–четвертичных образований, для которых имеется определение абсолютного возраста

№ п/п	№ на карте	Индекс клетки	Метод	Возраст, тыс. лет	Авторский номер объекта
1	1	I-3	Термолюминесцентный анализ (OSL)	47,1±3,7	разрез 8017
2	2	I-2	Радиоуглеродное датирование (C14)	8±0,06	разрез 8010
3	3	II-3	Термолюминесцентный анализ (OSL)	58,7±4,5	разрез 8031
4	4	II-3	Радиоуглеродное датирование (C14)	≥49,4	разрез 8031
5	5	II-3	Радиоуглеродное датирование (C14)	44,12±1,48	разрез 8031
6	6	IV-2	Радиоуглеродное датирование (C14)	7,45±0,25	[31]

Каталог памятников природы, показанных на листе R-41-XXVIII, XXIX

Номер на схеме	Вид памятника	Краткая характеристика
1	Общегеологический	Обнажение с типичными для нижней перми флишевыми отложениями (р. Саяха)
2	Общегеологический	Обнажение на р. Саяха. Находка <i>Tumaroceras</i> sp.
3	Геоморфологический	Водопад 3 метра на р. Саяха
4	Общегеологический	Обнажения с остатками ископаемых организмов
5	Геоморфологический	Водопад на р. Сатосё 10 метров
6	Тектонический	Дислокации в рыхлых отложениях
7	Геоморфологический	Водопад на р. Саяха
9	Геоморфологический	Карстовые воронки
8, 10, 21, 25	Общегеологический	Обнажения с остатками организмов (фауны, моллюсков)
11	Минералогический	Находка янтаря в аллювии на р. Сопчаю
13, 14, 15, 19	Общегеологический	Обнажения габродолеритов с шпировой и мелкорассеянной вкрапленностью сульфидов
16, 17, 24, 30, 32, 34, 35	Геоморфологический	Останцы выветривания
18	Геоморфологический	Водопад на р. Хэнгорью
20	Минералогический	Находка янтаря в аллювии на слиянии р. Хэнгорью и р. Сопчаю
22, 23	Общегеологический	Обнажения разнообразных по составу и текстурам пород
26	Геоморфологический	Водопад 4 метра на р. Мадахаю-Вторая
27	Геоморфологический	Водопад 3 метра на р. Мадахаю-Вторая
28	Геоморфологический	Водопад 2 метра на р. Мадахаю
29	Геоморфологический	Водопад 2 метра на р. Мадахаю-Вторая
31	Геоморфологический	Водопад 4 метра на р. Мадахаю-Вторая
33	Геоморфологический	Водопад на р. Мадагавож 14 метров
36	Общегеологический	Обнажения рыхлых пород с многочисленными растительными остатками

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	4
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ.....	8
СТРАТИГРАФИЯ.....	21
ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ.....	76
ТЕКТОНИКА	78
ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ.....	83
ГЕОМОРФОЛОГИЯ.....	87
ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ	94
ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА	119
ГИДРОГЕОЛОГИЯ.....	127
ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА	135
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	140
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	142
<i>Приложение 1.</i> Список проявлений (П), пунктов минерализации (ПМ) полезных ископаемых, шлиховых потоков (ШП), шлиховых ореолов (ШО), гидрохимических ореолов (ГДХО), литохимических ореолов в рыхлых отложениях (ВГХО), литохимических потоков рассеяния в рыхлых отложениях (ВГХП), гидрохимических потоков рассеяния (ГДХП) и точечных литохимических проб в коренных (ПГХПр) и рыхлых (ВГХПр) породах, показанных на карте полезных ископаемых и закономерностей их размещения листов R-41-XXVIII, XXIX Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000	151
<i>Приложение 2.</i> Список прогнозируемых объектов	169
<i>Приложение 3.</i> Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых.....	170
<i>Приложение 4.</i> Таблица впервые выявленных или переоцененных прогнозируемых объектов полезных ископаемых и их прогнозных ресурсов	171
<i>Приложение 5.</i> Список стратотипов и опорных разрезов, показанных на геологической карте донеогеновых образований листов R-41-XXVIII, XXIX	172
<i>Приложение 6.</i> Список опорных разрезов, показанных на карте неоген–четвертичных образований листов R-41-XXVIII, XXIX	173
<i>Приложение 7.</i> Список скважин, показанных на геологической карте донеогеновых образований листов R-41-XXVIII, XXIX	175
<i>Приложение 8.</i> Список скважин, показанных на карте неоген–четвертичных образований листов R-41-XXVIII, XXIX	177
<i>Приложение 9.</i> Список пунктов, показанных на карте неоген–четвертичных образований, для которых имеется определение абсолютного возраста	178
<i>Приложение 10.</i> Каталог памятников природы, показанных на листе R-41-XXVIII, XXIX	179