

**ГОСУДАРСТВЕННАЯ
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ**

Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение)

Серия Южно-Карская

Лист R-41 – Амдерма

МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ И ЭКОЛОГИИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО ПО НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЮ
ОТКРЫТОЕ АКЦИОНЕРНОЕ ОБЩЕСТВО «МОРСКАЯ АРКТИЧЕСКАЯ ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНАЯ
ЭКСПЕДИЦИЯ» (ОАО «МАГЭ»)

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ УНИТАРНОЕ ПРЕДПРИЯТИЕ «ВСЕРОССИЙСКИЙ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ им. А. П. КАРПИНСКОГО»
(ФГУП «ВСЕГЕИ»)

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ УНИТАРНОЕ ПРЕДПРИЯТИЕ «ВСЕРОССИЙСКИЙ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И МИНЕРАЛЬНЫХ РЕСУРСОВ
МИРОВОГО ОКЕАНА» (ФГУП «ВНИИОКЕАНГЕОЛОГИЯ»)

ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение)

Серия Южно-Карская

Лист R-41 – Амдерма

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА

Шишкин М. А., Шкарубо С. И., Молчанова Е. В., Маркина Н. В. и др.
Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Южно-Карская. Лист R-41 – Амдерма. **Объяснительная записка.** – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2012. 383 с. + 10 вкл.

В объяснительной записке обобщены новые материалы по стратиграфии, магматизму, тектонике, геоморфологии, гидрогеологии, истории геологического развития, полезным ископаемым и закономерностям их размещения южной части шельфа Карского моря, а также прилегающей суши: Пай-Хоя и Полярного Урала. Особые разделы посвящены литологии современных донных осадков акватории и геоэкологическому состоянию природных сред. Геологическая карта отражает современный уровень изученности региона; на ее основе выполнена современная оценка прогнозных ресурсов и даны рекомендации по проведению работ последующих стадий.

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

Книга рассчитана на широкий круг специалистов, интересующихся региональной геологией России.

Табл. 14, ил. 22, список лит. 308 назв., прил. 3.

Авторы

*Шишкин М. А., Шкарубо С. И., Маркина Н. В., Молчанова Е. В.,
Ваништейн Б. Г., Зинченко А. Г., Зуйкова О. Н., Калаус С. В.,
Козлов С. А., Костин Д. А., Котляр Г. В., Парамонова М. С.,
Певзнер В. С., Попов М. Я., Пухонто С. К., Савенкова Г. Б.,
Солонина С. Ф., Чудакова Д. В., Шипилов Э. В., Яковлева Т. В.*

Ответственные редакторы *Шишкин М. А., Шкарубо С. И.*

Главный редактор *Лопатин Б. Г.*

Эксперты НРС *Иванова А. М., Рыбалко А. Е.,
Солдатов О. Б., Супруненко О. И.*

Рекомендовано к печати
НРС Роснедра 26 декабря 2008 г.

- © Федеральное агентство по недропользованию (Роснедра), 2012
- © Открытое акционерное общество «Морская арктическая геологоразведочная экспедиция» (ОАО «МАГЭ»), 2008
- © Федеральное государственное унитарное предприятие «Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского» (ФГУП «ВСЕГЕИ»), 2008
- © Федеральное государственное унитарное предприятие «Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана» (ФГУП «ВНИИОкеангеология»), 2008
- © Коллектив авторов и редакторов 2008
- © Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2012

ВВЕДЕНИЕ

Работа выполнена Морской арктической геологоразведочной экспедицией (МАГЭ) совместно с Всероссийским научно-исследовательским геологическим институтом им. А. П. Карпинского (ВСЕГЕИ) по Государственному контракту № 03/03/12–17, заключенному 12.04.2005 г. В создании комплекта карт принимали участие также специалисты Всероссийского научно-исследовательского института геологии и минеральных ресурсов Мирового океана (ВНИИОкеангеология), Арктических морских инженерно-геологических экспедиций (АМИГЭ), Мурманского морского биологического института Кольского научного центра РАН.

Основной задачей работ являлось изучение геологического строения континентального шельфа Карского моря и прилегающих районов суши в масштабе 1 : 1 000 000 на площади листа R-41; составление и подготовка к изданию листа R-41 Государственной геологической карты России масштаба 1 : 1 000 000 третьего поколения (рис. 1). Геологическим заданием также предусматривалось уточнение и переоценка минерально-сырьевого потенциала Южно-Карского шельфа, Пай-Хоя, северной части Полярного Урала и прилегающих районов Тимано-Печорской провинции; рекомендации по постановке прогнозно-поисковых работ на выделенных перспективных объектах.

Работе содействовали руководители ОАО «МАГЭ» (генеральный директор Г. С. Казанин, первый заместитель И. В. Заяц) и ФГУП «ВСЕГЕИ» (генеральный директор О. В. Петров и его заместитель Е. А. Киселев), директор Центра государственного геологического картографирования В. Р. Вербицкий, зав. отделом региональной геологии и полезных ископаемых Урала и Западной Сибири А. Н. Мельгунов. Авторы выражают благодарность за ценные советы, критические замечания, консультации, предоставление рабочих материалов Т. А. Кирилловой-Покровской, С. П. Павлову (ОАО «МАГЭ»), Б. А. Борисову, Г. И. Давидану, Л. А. Дараган-Суцовой (ВСЕГЕИ), Д. В. Зархидзе, Д. В. Завилейскому (ОАО «Поляргео»), Л. С. Колесник, Р. К. Лапшиной (ООО «КРАТОН»), Л. Е. Патратий, М. Я. Поповой (ТГФ РК), Л. Т. Беляковой (ВНИГРИ), В. Н. Мартиросяну (ОАО «СМНГ»), В. И. Савченко (ГНЦ ФГУГП «Южморгеология»), Ю. В. Рослову, Н. М. Ивановой (ФГУНПП «Севморгео»).

Комплект материалов листа R-41 подготовлен на основе «Методических рекомендаций...», 2005» и «Требований...», 2005». В соответствии с этими документами, он обеспечен геофизической основой и электронной базой первичных и картографических данных.

Для составления комплекта карт листа R-41 проведены геолого-геофизические работы по дополнительному изучению акватории Карского моря: сейсмоакустическое профилирование и донное опробование. Также и на территории Пай-Хоя на опорных участках Карский, Хейяга, Сибирчатаяха и Изба Русанова ФГУП «ВСЕГЕИ» в 2006 и 2007 гг. проведены полевые редакционно-увязочные и прогнозно-минерагенические работы. Полученные данные позволили в значительной мере детализировать геологическое строение площади и создать обновленные версии основных карт: геологической карты доплиоценовых образований, карты плиоцен-четвертичных образований, литологической карты поверхности дна моря.

В работе над комплектом были также использованы материалы геологических съемок на территории Пай-Хоя и Полярного Урала. Обобщены и проанализированы новые геологические и геофизические данные, полученные в последнее десятилетие. Привлекались также все доступные данные морских геофизических исследований (региональных и площадных сейсморазведочных работ), глубокого поисково-разведочного и инженерно-геологического бурения в прилегающих районах. Учтены обобщающие работы, в том числе комплекты геологических, тектонических, литолого-фациальных и палеогеографических карт.

Северную часть площади исследования занимает акватория Карского моря. В рамку карты на юге входит Пай-Хой с прилегающей территорией Печорской низменности и незначительная часть Полярного Урала. Административно эта территория большей частью принадлежит к Ненецкому автономному округу Архангельской области. Часть территории на востоке относится к Ямало-Ненецкому автономному округу Тюменской области, а на юге – к Республике Коми.

Рассматриваемый регион включает фрагменты Уральской и Пайхойско-Новоземельской складчатых систем, сопряженных на юго-западе с Тимано-Печорской плитой, а на северо-востоке – с Южно-Карской частью Западно-Сибирской плиты. Осадочный чехол плит, соответственно, сложен мощными нефтегазоносными комплексами: Тимано-Печорской – палеозоя и мезозоя, а Западно-Сибирской – мезозоя и кайнозоя.

ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

Район работ ограничен рамками листа R-41 (меридианами 60° и 66° в. д., параллелями 68° и 72° с. ш.). Общая площадь – 102 400 км² (рис. 1). Он охватывает северную оконечность Полярного Урала, хр. Пай-Хой, фрагмент равнины Большеземельской тундры, о. Вайгач, а также южную часть акватории Карского моря.

В орографическом отношении юго-западная часть территории листа принадлежит к Печорской низменности, характеризующейся равнинным и слабо всхолмленным рельефом с абсолютными высотами от 0 м на морском побережье Печорского моря до 238 м в пределах гряды Яран-Мусюр.

В юго-восточном углу листа располагается хр. Оченыр, относящийся к горной системе Полярного Урала. Хребет характеризуется расчлененным альпинотипным рельефом с абсолютными отметками 460–1375 м.

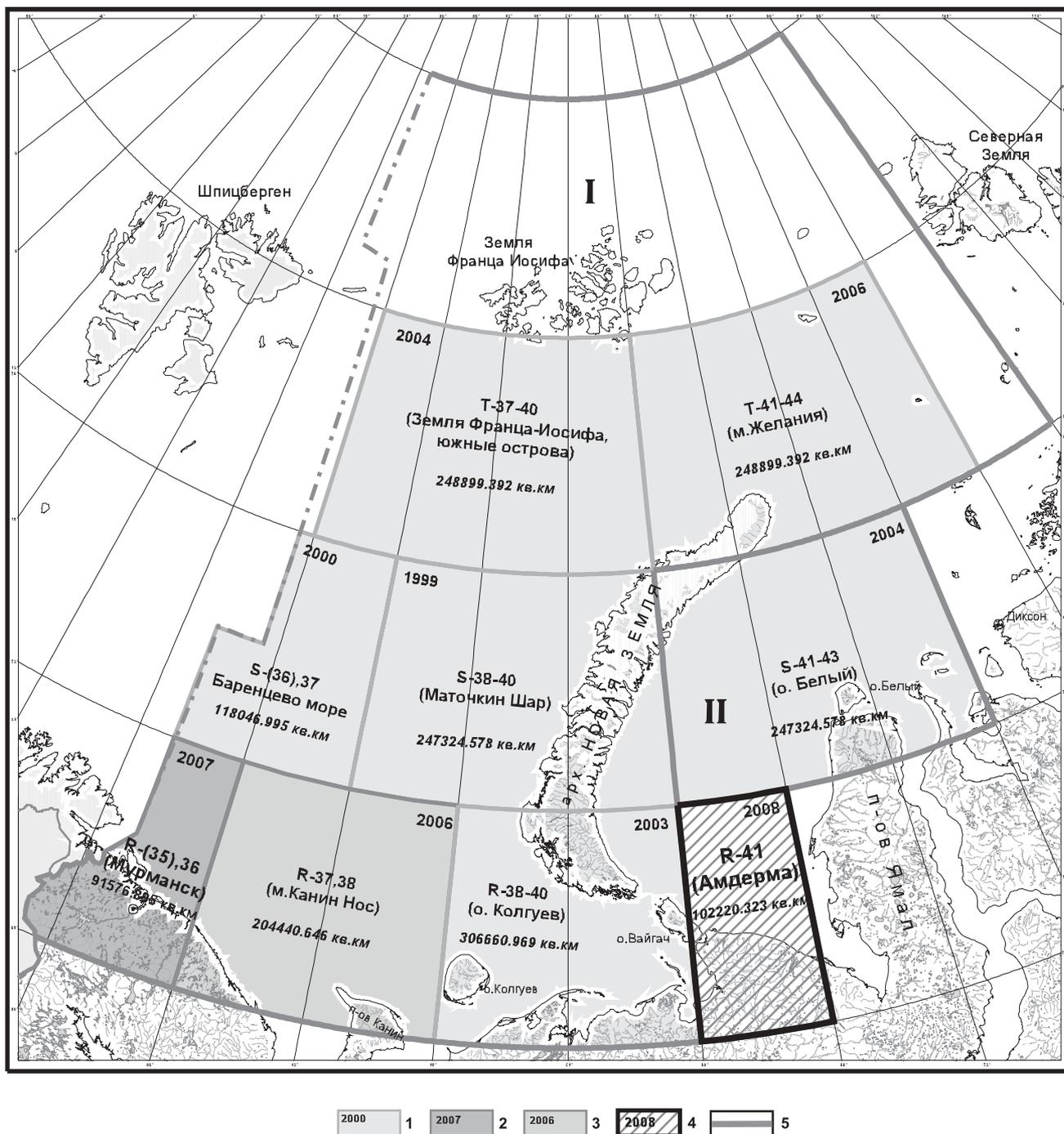


Рис. 1. Расположение листа R-41 на схеме подготовки к изданию ГГК-1000 в Баренцево-Карском регионе.

Листы ГГК-1000: 1 – новая серия: изданные (год издания); 2–4 – третье поколение: 2 – изданные (год издания), 3 – утвержденные к изданию (год утверждения), 4 – доизучение и подготовка к изданию (год завершения); 5 – границы серий листов: I – Северо-Карско-Баренцевоморская, II – Южно-Карская.

Приводораздельные части хребтов осложнены многочисленными карами, в которых располагаются современные ледники: МГГ, МИГАиК, Долгушина, Боча и др. Наиболее высокие вершины – гора Нгатенапэ (1338,2 м), безымянная вершина между ледниками МГГ и Терентьева (1375,5 м), гора Лядхэй (1166,2 м), гора Гнетъиз (1054,9 м). Врезы долин преимущественно трогового типа. Превышения водоразделов над днищами долин достигают 600–900 м.

В северо-западном направлении от Урала до побережья пролива Югорский Шар протягивается низкогорный хребет (кряж) Пай-Хой, который представляет собой поднятие с характерным структурно предопределенным холмисто-грядовым рельефом. Гряды сложены устойчивыми к выветриванию породами: габбро-долеритами, кварцевыми песчаниками, кремнистыми известняками. Абсолютные отметки гряд колеблются в интервале 150–423 м. Превышения гряд над окружающим рельефом достигают 30–80 м. Наиболее высокие вершины – гора Бол. Падея (418 м), гора Море-Из (423 м), гора Сопчамыльк (328 м).

Пай-Хой окаймляет террасированная прибрежно-морская равнина шириной от первых до десятков километров с абсолютными отметками 0–100 м. На продолжении Пай-Хоя к северо-западу располагается о. Вайгач, наибольшие возвышенности которого не превышают абсолютных отметок 100 м.

Развитая густая речная сеть в основном принадлежит на западе к бассейну р. Коротаиха, которая впадает в Печорское море, на востоке – р. Кара, впадающей в Карское море. Основным водоразделом территории является Пай-Хой, с которого в Печорское и Карское моря стекают также многочисленные более мелкие реки: Бол. Ою, Бол. Талата, Талата-Яха и др. Некоторые крупные реки – Сибирчатаяха, Силоваяха, Кара пересекают Пай-Хой поперек. Долины рек представляют собой каньоны с глубиной вреза от 15–20 до 30–50 м, местами 60–70 м. Они осложнены многочисленными порогами, переходящими в многоступенчатые водопады с общим перепадом воды от 1–3 до 5–7, иногда 10–12 м. 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 до 1,0–1,5 м/с. В пределах Коротаихинской и Усть-Карской депрессий реки имеют равнинный характер.

В пределах Коротаихинской депрессии и прибрежно-морской равнины распространены многочисленные озера размером от первых метров до 1–2 км и более. Наиболее крупные из них достигают в диаметре 3–5 км – это группа Вашуткиных озер в южной части листа, оз. Сейхаарето на левобережье р. Коротаиха, оз. Бол. Тоинто на Югорском полуострове, озера Мирон-Ямботы, Бол. Балбанты, Бол. Море-Ты в истоках Силовыхахи, озера Нерусовейто, Кыкаты, Тирибейто на правобережье Кары и др. Мелкие озера имеют в большинстве случаев термокарстовое происхождение, характеризуются пологими берегами и небольшой глубиной (до 1,5–2 м). Многие из них зимой промерзают до дна. Глубина крупных озер достигает 10–15 м и более, они не промерзают, и под ними развиты надмерзлотные талики.

Климат района суровый субарктический с продолжительной морозной зимой и коротким прохладным летом, обусловлен положением за Полярным

кругом и определяющим влиянием арктического морского бассейна. По данным метеостанции пос. Усть-Кара, среднегодовая температура воздуха составляет около минус 7°С. Зима (середина октября–середина мая) холодная с устойчивыми морозами и частыми метелями. Средняя температура воздуха в наиболее холодные месяцы (январь–март) –19–20°С, нередко морозы до –35–40°С (абс. минимум –51°С). При высокой относительной влажности (зимой до 88%) морозы, особенно с ветром, переносятся с трудом. Осадки выпадают часто (10–17 дней со снегопадом в месяц), часто метели (12–18 дней в месяц). Их продолжительность от нескольких часов до нескольких суток. Иногда метель переходит в пургу, во время которой видимость сокращается до нескольких метров и передвижение на местности становится невозможным. Частые 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–конце октября. Максимальной мощности (0,3–0,5 м) снежный покров достигает к концу марта. На плоских вершинах водоразделов, как правило, толщина слоя снега не превышает 0,1–0,2 м. В западинах и долинах водотоков она достигает 3–5 м. С начала декабря до середины января (39 суток) длится полярная ночь, во время которой солнце не восходит над горизонтом. Лишь в околополуденные короткие (около 5 часов) сумерки возможна ориентировка на местности без искусственного освещения. Со второй половины января солнце появляется над горизонтом, день быстро увеличивается, а 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 глубоковрезанных долинах водотоков и у подножия крутых склонов северной экспозиции снежники часто сохраняются до конца августа–середины сентября. Сход снега сопровождается бурными паводками (конец июня–начало июля) по долинам всех водотоков, полностью перекрывающими возможность передвижения наземным транспортом. Половодье длится 10–25 дней. Озера замерзают раньше и вскрываются на 5–7 дней позже, чем реки.

Лето (начало июля–конец августа) прохладное, дождливое. При средних температурах 7–9°С, максимальные достигают 15–20°С, редко 25°С (абс. максимум + 30°С). Часто (до 12–15 дней в месяц) выпадают осадки, преимущественно в виде морозящих дождей. Затяжные морозящие дожди или ливни часто приводят к резкому подъему воды (до 2–3 м) во всех водотоках. Для всего летнего периода характерны частые туманы (до 10–15 дней в месяц). В конце мая белые ночи сменяются полярным днем, который длится до середины июля (60 суток). Период белых ночей продолжается до середины августа.

Осень (конец августа–середина октября) холодная, дождливая (до 17 дней с осадками в виде морозящих дождей и мокрого снега в месяц). С конца сентября возможны снегопады. Ночные заморозки отмечаются

в течение всего 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% осадков выпадает в твердой фазе. Ветровой режим характеризуется преобладанием северных направлений в весенне-летние сезоны и южных, юго-западных – зимой и осенью. 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 до 40 м/с.

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 1,0–1,5 до 0,3–0,7 м. В долинах Морею, Коротайхи и ее притоков, Кары и Силовы встречаются заросли кустов полярной ивы высотой до 2,0–2,5 м, иногда – кусты можжевельника. Ягоды (морозика, голубика, брусника) вызревают лишь в относительно теплые летние сезоны (в среднем через 3 года). Примерно с той же периодичностью появляется относительное «изобилие» грибов.

Животный мир типичен для тундровой зоны: заяц, песец, лемминг, куропатка и полярная сова. Для леммингов и песцов в разные годы характерны резкие колебания их количества. Реже встречаются волк, россомаха, лиса. Побережье Карского моря нередко, преимущественно зимой, посещают белые медведи. Перелетные птицы: кулик, пуночка, трясогузка, чайка, гагара, утка, гусь, лебедь. Реки и глубокие озера изобилуют рыбой (хариус, сиг, чир, пелядь, налим, щука, кумжа). По р. Кара поднимается на нерест голец. На участке нижнего течения Кары и морском побережье Карского моря встречаются омуль, горбуша, саурейка, единичные экземпляры семги.

Экономически район не освоен. Населенные пункты представлены тремя поселками: Амдерма, Каратайка и Усть-Кара. Амдерма – поселок городского типа (около 650 жителей). С 1930-х годов здесь существовал рудник по добыче флюорита, в настоящее время законсервированный. В поселке имеются морской порт и аэропорт. Поселки Каратайка и Усть-Кара (в каждом около 100 домов) являются центрами относительно крупных оленеводческих хозяйств и рыболовства. На всей территории листа можно встретить временные стойбища ненцев-олeneводоов, которые в настоящее время полностью перешли на кочевой образ жизни. Эпизодически встречаются также редкие охотничьи и рыбачьи избы, фактории. Национальный состав населения – русские, коми, ненцы. Основное занятие – оленеводство, рыболовство и охотничий промысел.

Дорожная сеть представлена полевыми тракторными дорогами, частично совпадающими с направлением летних кочевков оленьих стад. Наиболее крупные вездеходно-тракторные дороги проходят от г. Воркута к поселкам Усть-Кара и Каратайка. В качестве основных средств транспортировки грузов используются вездеходы МТЛБ, ГТТ. Снабжение пос. Амдерма в основном осуществляется морским транспортом из порта Нарьян-Мар.

В настоящее время по восточной части территории листа строится газопровод на Ямал, вдоль которого планируется строительство автомобильной дороги от Воркуты до побережья Байдарацкой губы.

Прилегающий район Карского моря отличается суровым климатом, который формируется под воздействием арктического центра атмосферной циркуляции при ослабленном влиянии теплых атлантических воздушных масс и течений. Средняя температура воздуха понижается с запада на восток и колеблется в самые холодные месяцы (январь–март) от -7° до -24°C , а в самые теплые (июль, август) – от $+8^{\circ}$ до $+1^{\circ}\text{C}$. Температура морской воды в поверхностном слое варьирует от $+0,5^{\circ}$ до -2°C зимой и от $+7^{\circ}$ до $+4^{\circ}\text{C}$ летом. Район отличается большой ледовитостью. В юго-западной части Карского моря ледообразование происходит в конце октября, с ноября по май море полностью покрыто льдами. Летом в этой части Карского моря формируется Новоземельский ледовый массив, который дрейфует между Новой Землей и Ямалом. Полное очищение юго-западной части моря ото льда происходит в конце августа–начале сентября. Волнение проявляется в свободный ото льда период, с июня по октябрь. Летом сильные ветры сравнительно редки, с июня по август повторяемость волнения свыше 5 баллов составляет 15%. Наибольшее волнение наблюдается осенью (октябрь), когда среднее число дней со штормами достигает 7 дней в месяц. Скорость поверхностных течений составляет 1,0–1,5 узла. Изменения уровня моря складываются в основном из сезонных сгонно-нагонных явлений и приливно-отливных колебаний, амплитуда которых превышает 1 м.

Морской порт Мурманск удален от района исследований на 700–1000 км. Ближайшими к району работ населёнными пунктами на побережье являются поселки Амдерма, Усть-Кара. В пос. Амдерма имеется аэропорт.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ И ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

Полярный Урал, Пай-Хой, Вайгач и Печорская низменность. Геологическая изученность территории листа R-41 неравномерна. Первые научные исследования относятся к XVIII–XIX в. и связаны с морскими и гидрографическими экспедициями, цель которых – изучение Северного морского пути. Начало планомерному геологическому изучению Пай-Хоя и Вайгача положило обследование полиметаллического оруденения в бухте Варнека Н. А. Куликом (1929 г.) и работы экспедиции А. К. Шенкмана.

В 1930–1940-е годы на территории листа проводились мелкомасштабные геологосъемочные работы (Н. Н. Иорданский, В. В. Коперина, Л. А. Косой, Н. К. Нефедова, И. Л. Рысюков) и местами среднemasштабные – вначале экспедицией АН СССР (Е. А. Кузнецов), затем – НИИГА (А. В. Хабаков, О. Л. Эйно́р, С. Н. Волков). Вайгачскими экспедициями ГУЛАГа ОГПУ под руководством П. В. Виттенбурга проведены поисково-разведочные и добычные работы на полиметаллическом месторождении Раздельном и Амдерминском флюоритовом месторождении.

В 40–50-е годы практически вся территория Полярного Урала, Пай-Хоя и Вайгача была покрыта съемкой масштаба 1 : 200 000. Съемка проводилась НИИГА (И. С. Рудник, Б. Я. Осадчев, П. С. Воронов, В. И. Устрицкий), комбинатом «Воркутауголь» и трестом «Печорауглегеология» (Н. В. Шмелев, А. И. Блохин, М. С. Бельский, Е. Ф. Станкевич, Б. И. Тарбаев, Ю. Ф. Чеботарев, Л. Н. Беляков). По результатам этих работ в 1959 г. в

НИИГА А. М. Ивановой, В. И. Бондаревым, Н. Г. Загорской была подготовлена к изданию Госгеолкарта м-ба 1:1 000 000 листа R-40, 41. Практически одновременно изданы Государственные геологические карты м-ба 1:200 000 первого поколения листов R-41-XIX, XX; XXI, XXII; XXIII; XXV, XXVI (автор А. М. Иванова); XXVII, XXVIII (А. Н. Смирнов); XXIX, XXX (А. М. Иванова, В. Н. Войцеховский); XXXI, XXXII (В. С. Еномян, Б. И. Тарбаев); XXXIII, XXXIV (Н. В. Шмелев, Ю. Ф. Чеботарев); XXXV, XXXVI (Л. Н. Беляков).

В период проведения среднemasштабных работ были открыты все угольные месторождения Пай-Хоя, проявления марганцевых руд в бассейне р. Кара.

С конца 60-х годов в горных районах Полярного Урала и Пай-Хоя начинается проведение полистных геологических съемок м-ба 1:50 000 (ГС-50) [304, 245, 266, 246, 270, 252, 247, 272, 289]. Данные работы сопровождались значительными объемами геохимических, геофизических, горных и буровых работ. В этот период в пределах Пай-Хоя были выявлены основные известные в настоящее время перспективные проявления марганцевых руд, медно-никелевых руд, полиметаллов, бокситов, баритов, флюорита, фосфоритов и др. Данные работы были положены нами в основу составленной ГК-1000/3 сухопутной части листа R-41 (см. схему использованных материалов). К недостаткам работ относится низкий уровень картирования вещества (на картах выделялись, как правило, подразделения общей стратиграфической шкалы), площади съемок недостаточно увязаны между собой, уровень и точность выполненных аналитических работ не отвечают современным требованиям. Поэтому данные материалы в значительной мере устарели, но являются очень хорошей базой для планирования и проведения ГДП-200.

В этот же период уровень геологической изученности Пай-Хоя существенно повышают материалы тематических исследований по стратиграфии палеозойских [128, 80, 243, 185, 15, 58, 183] и позднекайнозойских [249] образований.

Весьма важное значение имели работы по глубинному геологическому картированию м-ба 1:200 000 района Карской астроблемы, проведенные в 1973–1976 гг. под руководством М. А. Маслова [265]. В результате этих работ была впервые обоснована импактная природа Карской и Усть-Карской кольцевых структур и сделан прогноз их алмазоносности. Более детальное изучение импактитовых толщ и их алмазоносности в южной части Карской депрессии было продолжено в 1976–1977 гг. при проведении ГК-50 под руководством Г. Я. Пономарева [287]. Значительный вклад в изучение Карской астроблемы, обоснование ее метеоритной природы и оценку ее алмазоносности был сделан сотрудниками ВСЕГЕИ М. С. Машаком, В. А. Езерским, В. Л. Масайтисом [267, 268, 70].

В начале 80-х годов под руководством Г. Я. Пономарева проведено ГК-200 в прибрежной зоне Байдарацкой губы на территории листов R-41–107-А, Б, Г; 108-В, Г; 120-А (а, б), Б (а, б); R-42–97-В (в, г), Г (в, г), Г (в, г); 109-А, Б; 110-А (в, г), Б (в, г); 111-В, Г; 123-А [286]. В результате подтверждено более широкое развитие импактных пород Усть-Карской астроблемы и массивов Торасовейского сиенит-монцодиоритового комплекса.

В 1979–1981 гг. на Югорском полуострове и о. Вайгач под руководством А. Ф. Хлопенюка [299] проведено аэрофотогеологическое картирование м-ба 1 : 50 000. Большого практического значения оно не имеет, так как за исключением о. Вайгач (где в это время параллельно проводилась ГГС-50) сопровождалось крайне незначительным количеством заверочных полевых работ.

В 70–80-е годы геологами ВКГРЭ и объединения «Полярноуралгеология» на территории листа проведен значительный объем поисково-картировочного и поискового бурения на уголь в Кортаихинской впадине. Уточнены геологическое строение разреза пермских отложений и угленосность северного фланга Хальмерьюского месторождения, Шараповской площади, Паэмбойского, Силовского, Нямдинского месторождений.

Воркутинской геофизической экспедицией изучены достаточно густой сетью сейсмических профилей Кортаихинская впадина и Варандей-Адзвинская структурная зона, выявлены многочисленные перспективные структуры на углеводородное сырье, в результате заверки бурением открыты Усть-Талотинское, Сев. Сарембойское, Зап. Леккейягинское и Сарембойское месторождения нефти.

Сотрудниками Института геологии Коми ФАН СССР на Пай-Хое проведены литолого-геохимические, минералогические исследования палеозойских отложений Лемвинской и, частично, Елецкой СФЗ. По материалам детального изучения разрезов, массового опробования, аналитических исследований и обработки информации были получены новые данные по стратиграфии, литологии, магматизму, геохимии и рудоносности палеозойских формаций, результаты которых сформулированы в отчетах [242, 224, 225] и впоследствии опубликованы в многочисленных статьях А. А. Беляева, А. А. Иевлева, Б. А. Остащенко, Г. Ф. Семенова, Н. И. Тимонина, А. Б. Юдиной, В. В. Юдина, Я. Э. Юдовича, Н. П. Юшкина и монографиях [130, 171, 207, 202, 211] и др.

В 1988–1995 гг. на Пай-Хое под руководством А. С. Микляева [269] проводятся работы по ГДП-50 Каро-Силовской площади на территории листов R-41–118-A (в, г), Б (в, г), В, Г; 119-B, Г; 130-A (а, б), Б (а, б). Работы сопровождались значительными объемами бурения, горных и буровых работ, литохимического опробования и были весьма результативными. Было осуществлено детальное описание на современном уровне большинства стратиграфических подразделений Пай-Хоя, изучены многочисленные новые проявления марганцевых руд, в том числе карбонатных, расширены перспективы марганценосности позднедевонских отложений Пай-Хоя, изучено Карское баритовое месторождение, подсчитаны запасы и прогнозные ресурсы, обоснована перспективность.

В середине 90-х годов коллективом авторов ЗапСибГеоНАЦ, «Полярноуралгеология», ВСЕГЕИ и ВНИИОкеангеология был подготовлен к изданию лист Госгеолкарты м-ба 1 : 1 000 000 R-(40)–42 новой серии под редакцией Л. Л. Подсосовой. Этот лист издан в 2000 г. по традиционной технологии изготовления твердых копий карт на бумажной основе, отражает состояние изученности на начало 1990-х гг., крайне генерализован и имеет в связи с этим исключительно обзорный характер.

В 1998–1999 гг. коллективом авторов под руководством А. С. Микляева [273] составлена легенда Пайхойской серии листов Госгеолкарты-200 (издание второе). В основу ее положен принцип выделения местных и вспомогательных картируемых литостратиграфических подразделений, который позволяет сохранить преемственность геологических тел в процессе их изучения.

В последующие годы в связи с развалом геологической отрасли полевые геологические исследования на Пай-Хое почти целое десятилетие практически не проводились. Возобновлены они были лишь с 2006 г., когда начались работы по созданию ГК-1000/3 листа R-41 и проведению ГДП-200 листов R-41-XXXV, XXXVI (Каро-Силовская площадь). В итоге работ по ГДП-200 обобщены результаты предшествующих съемок м-ба 1 : 50 000, уточнено геологическое строение листов, обоснован значительный прирост коренной золотоносности Оченырдского района (Полярный Урал).

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

В 2000–2003 гг. ЗАО «ГТК МИРЕКО» проведены работы по составлению геохимических, геофизических и дистанционных основ к Госгеолкарте-1000/3 по листам R-41, Q-39, 40, 41 [291]. Геофизические основы составлены ВИРГ–Рудгеофизика в 1999 г. и актуализированы при подготовке настоящего комплекта ГТК-1000/3. Дистанционные основы подготовлены ВНИИКАМ и характеризуются относительно низкой разрешающей способностью по сравнению с основами аналогичного масштаба, подготовленными в Центре дистанционных исследований ВСЕГЕИ в рамках работ по действующему в настоящее время объекту: «Создание цифровой космогеологической карты России масштаба 1 : 2 500 000 (ГИС-версия)».

Наиболее существенные мелкомасштабные сводки и обобщения по территории листа R-41 были произведены в 1980-е годы в ходе составления общеуральских карт, таких как Геологическая карта Урала м-ба 1 : 500 000 (ред. И. Д. Соболев, 1983), Карта геологических формаций Урала м-ба 1 : 1 000 000 (гл. ред. О. А. Кондиайн, 1990), Морфоструктурная карта Урала м-ба 1 : 1 000 000 (ред. Н. Г. Чижова, 1990), Карта глубинного строения Урала м-ба 1 : 1 000 000 (ред. Н. Г. Берлянд, 1990), Тектоническая карта Урала м-ба 1 : 1 000 000 (гл. ред. И. Д. Соболев, 1983), Карта четвертичных отложений Урала м-ба 1 : 500 000 (ред. В. А. Лидер, 1978), Металлогеническая карта эндогенных месторождений Урала м-ба 1 : 500 000 (гл. редакторы

А. В. Пуркин, П. В. Нечаев, ред. П. С. Прямоносков, 1975), Карта полезных ископаемых Урала м-ба 1:1 000 000 (редакторы А. М. Мареичев, И. А. Петрова, 1987), Металлогеническая карта Урала м-ба 1:1 000 000 (редакторы А. М. Мареичев, И. А. Петрова, 1987 и др.). Большое значение имели Геологическая карта Тимано-Уральского региона, составленная Л. Т. Беляковой (1990), Геологическая карта территории деятельности ПГО «Полярноуралгеология», составленная Г. Я. Сабуровым и др. (1984).

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

С конца 1990-х годов начинаются работы по переводу в цифровые форматы ранее созданных обобщающих карт м-ба 1:500 000–1 000 000 по территории Республики Коми и кадастров полезных ископаемых [303]. В результате были созданы цифровые карты м-ба 1:500 000 территории Республики Коми – геологическая, полезных ископаемых, четвертичных отложений, создан электронный кадастр месторождений твердых полезных ископаемых, электронный банк геохимических данных, электронные базы по изученности. Часть из них использована при составлении комплекта геологической карты листа R-41.

Акватория Карского моря. История изучения геологического строения юго-западной части Карского моря начинается в XIX в., когда были получены первые сведения о донных осадках экспедициями А. Э. Норденшельда и Ф. Нансена. В 1920–1950-е годы экспедициями «Плавморнина» и Гидрографического предприятия ММФ проводились маршрутные исследования, геолого-геоморфологическая съемка дна, изучение стратиграфии и литологии новейших отложений. Фактический материал, собранный за этот период, был обобщен в трудах А. А. Кордикова [79], В. Д. Дибнера (1963–1965 гг.).

В связи с перспективой Карского шельфа на углеводородное сырье исследования приобрели качественно новый уровень. Изучение геологического строения региона и поисковые работы на нефть и газ проводят организации, созданные в г. Мурманск (ныне МАГЭ, СМНГ, АМНГР, АМИГЭ). Первыми площадными работами, ориентированными на поиски антиклинальных ловушек (А. Ф. Яковлева, Н. И. Зобнина, Ю. А. Алехин), были выявлены крупные локальные поднятия: Русановское, Ленинградское, Ново-Скураатовское, Нярмейское и др.

Начиная с 1979 г., МАГЭ начинает проводить региональные профильные сейсмические работы в комплексе с гравиметрическими и гидромагнитными наблюдениями (Р. р. Мурзин, Н. М. Иванова, А. В. Виноградов, Т. Я. Федухина, Д. А. Разваляев, Е. Т. Смирнова). Эти работы позволили получить представление о геологическом разрезе шельфа до глубины 10–12 км, построить региональную сейсмостратиграфическую модель строения осадочного чехла, на основе сейсмофациального анализа сделать предположения о генезисе отложений выделенных комплексов. Сведения о

глубинном строении земной коры были получены в результате работ МПВ (С. А. Нечхаев, Д. А. Разваляев и др.). В 1985–1986 гг. в Карском море МАГЭ проводит геолого-геофизические работы регионального характера (А. В. Виноградов и др.), которые, кроме сейсморазведки и гравимагнитных наблюдений, включают НСАП, донное опробование и газогидрогеохимические поиски.

В течение 1984–1990 гг. на Карском шельфе СМНГ выполнен большой объем площадных сейсморазведочных работ МОВ ОГТ (Н. И. Зобнина, Е. А. Васильева, Л. А. Злобина и др.). Этими работами изучено строение позднепалеозойских и мезозойских комплексов отложений, выявлены и подготовлены к бурению перспективные локальные поднятия. Построены структурные карты по основным отражающим горизонтам и проведено тектоническое районирование.

С 1986 г. АМИГЭ проводит инженерно-геологические работы – непрерывное сейсмоакустическое профилирование и грунтовый пробоотбор легкими техническими средствами. В 1991–1992 гг. этой организацией впервые были проведены высокочастотные сейсмические исследования методом многократных перекрытий. Основной объем работ был выполнен в пределах Ленинградской и Русановской структур (за пределами листа) в рамках среднемасштабных инженерно-геологических исследований м-ба 1 : 50 000–1 : 100 000 и на детальных площадках в м-бе 1 : 5000–1 : 10 000 (В. Н. Бондарев, А. И. Кулага и др.). В результате инженерно-геологических исследований были получены данные о строении верхней части осадочного чехла; «новейшие» отложения расчленены на ряд сейсмостратиграфических и литолого-стратиграфических комплексов, определены их соотношения; охарактеризованы вещественный состав «новейших» отложений на всю мощность и верхняя часть палеогена; определены инженерно-геологические условия.

В 1999–2000 гг. ОАО «МАГЭ» провела площадные работы – непрерывное сейсмоакустическое профилирование и опробование по редкой сети профилей в акватории южной части Карского моря, на площади сопредельного листа R-40 (С. М. Клецин, А. М. Макеенко, А. П. Матюшев).

ОАО «МАГЭ» в содружестве с институтом ВНИИОкеангеология и Полярной морской геологоразведочной экспедицией (ПМГРЭ) были подготовлены к изданию Геологические карты Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 и объяснительные записки к ним для смежных листов S-41–43 и R-38–40.

В 2002 г. СМНГ выполнены тематические исследования (В. Н. Мартиросян, Е. А. Васильева и др.), в результате которых были построены сводные карты Южно-Карской синеклизы по горизонтам «Г», «М» и «Б».

Информация о строении фундамента и нижележащих слоев земной коры была получена на опорных профилях AP-2, AP-3, выполненных «Севморгео» (Ю. В. Рослов, Н. М. Иванова, М. Л. Верба и др.).

Сведения о глубинном геологическом строении, тектонике, перспективах нефтегазоносности региона обобщены в научных трудах И. С. Грамберга, Ю. Е. Погребницкого, В. Е. Хаина, В. С. Суркова, В. С. Бочкарева, М. Л. Вербы, В. Э. Волка, В. И. Устрицкого, Ю. Н. Кулакова, О. И. Супруненко,

А. Ю. Юнова, Н. А. Богданова, Э. В. Шипилова, Б. В. Сенина, С. В. Аплонина, Л. Ш. Гиршгорна, В. С. Соседкова, И. А. Таныгина, А. В. Виноградова, А. К. Боголепова, Л. А. Дараган-Сушовой и др.

Проблемы стратиграфии и палеонтологии изучались Е. Г. Бро, З. З. Ронкиной, Л. В. Василенко, С. Г. Галеркиной, Ю. В. Брадучан, Н. В. Устиновым, В. М. Комарницким, В. Т. Евсюковым и др.

Строение четвертичных отложений, вопросы геоморфологии и геоэкологии рассматривались В. Н. Бондаревым, Г. Г. Матишовым и Д. Г. Матишовым, В. И. Гуревичем, В. С. Зархидзе, Е. Е. Мусатовым, И. Л. Кузиным, В. Н. Соколовым, Г. И. Лазуковым, А. Е. Рыбалко, О. А. Кийко, В. Б. Погребовым и др.

В 2005–2006 гг. МАГЭ провела комплексные геолого-геофизические исследования (непрерывное сейсмоакустическое профилирование, эхолотирование и донное опробование) Южно-Карского шельфа в пределах листа R-41 по сети профилей через 10–15 км. Формальной сетью пробоотбора предусматривалось расстояние между станциями, равное 30 км. После предварительного анализа полевых материалов НСАП и эхолотирования расстояние между станциями формальной сети изменялось в пределах 20–40 км.

Проведенные работы по геологическому доизучению акватории листа R-41 являются очередным этапом исследования шельфа Карского моря. Результаты геолого-геофизических работ прошлых лет привлекались при камеральной обработке материалов и составлении карт. Обеспеченность листа первичными данными приводится на картах сейсмической и геолого-геофизической изученности, которые входят в цифровую базу данных.



СЕЙСМОСТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА

Представления о строении осадочного чехла Южно-Карского шельфа, ввиду ограниченного количества глубоких скважин, пробуренных на акватории (на изученной площади нет ни одной) и в прилегающих районах суши, во многом опираются на результаты сейсмических исследований.

Геологическая карта доплиоценовых образований акватории Карского моря составлена по методике прослеживания границ выхода на поверхность доплиоцен-четвертичного среза сейсмостратиграфических комплексов и подкомплексов. Их вещественная характеристика и возрастная привязка основаны на материалах поисковых скважин, пробуренных за пределами листа.

Новые сейсмоакустические данные, полученные в ходе изучения площади листа в 2005–2006 гг., позволили более детально расчленить разрез осадочного чехла и проследить распространение мезозойских и кайнозойских комплексов. Совместная интерпретация сейсмических (МОВ ОГТ) и сейсмоакустических (НСАП) данных значительно повысила достоверность расчленения разреза и картирования геологических границ.

Принятая сейсмостратиграфическая схема исследуемого района увязана со схемами расчленения осадочного чехла на площадях соседних листов – R-40 и S-41 и согласуется с «Легендой Южно-Карской серии...», 2008».

В соответствии с «Легендой...» [92] и «Схемами структурно-формационного районирования для основных этапов развития» (Геологическая карта доплиоценовых образований) исследуемая часть шельфа Карского моря относится к Ямало-Тазовской структурно-формационной области (СФО). В пределах последней, по особенностям тектонического строения и полноте разреза осадочного чехла, для различных этапов геологического развития выделены следующие структурно-формационные зоны (СФЗ): Внешнего пояса, Приновоземельская (для среднего триаса–позднего мела) и Центральной впадины. Для раннего палеоцена–миоцена на акватории Карского моря выделяется единая Южно-Карская СФЗ.

В Ямало-Тазовской СФО выделены сейсмостратиграфические комплексы (ССК), соответствующие дорифтовым (параплатформенным) образованиям карбона–перми, синрифтовым (тафрогенным) образованиям триаса и плитным комплексам мезозоя–кайнозоя: каменноугольно-пермский, триасовый, юрско-нижеберриасский и меловой–неогеновый(?).

Каждый ССК по особенностям волновой картины разделен на ряд сейсмоподкомплексов (ССПК) или сейсмотолщ, которые характеризуют отдельные тектоно-седиментационные (регрессивно-трансгрессивные) циклы развития района.

Стратиграфическая привязка основных несогласий – границ сейсмокомплексов и сейсмоподкомплексов, а также положение в разрезе прочих отражающих горизонтов, не имеющих регионального распространения, показаны на Схеме корреляции картографируемых подразделений (Геологическая карта доплиоценовых образований).

В данной главе рассмотрены особенности волнового поля и типы сейсмических несогласий, которые ограничивают сеймостратиграфические подразделения. Вещественный состав геологических подразделений, соответствующих сейсмокомплексам, их распространение по площади, мощность и другие характеристики будут приведены в гл. «Стратиграфия».

Палеозойские ССК

С подошвой мезозойско-кайнозойского осадочного чехла связан сейсмический отражающий горизонт «А». Этот горизонт прослеживается на разрезах МОВ ОГТ в виде высокоамплитудного колебания, местами нарушенного сдвигами осей синфазности. Ему соответствует интенсивная, зачерненная в прямой полярности фаза. Следует иметь в виду, что кровельная часть доюрского основания может быть изменена процессами выветривания, ее акустическая жесткость становится близка к акустической жесткости осадочного чехла. Соответственно, динамически ярковыраженное отражение (ОГ «А») может быть приурочено к контакту измененных и неизмененных пород самого доюрского основания.

Ниже поверхности «А» волновое поле в целом резко отличается от вышележащих интервалов разреза, главным образом отсутствием протяженных регулярных отражений и пониженной динамической выразительностью. Однако современные сейсмические материалы, полученные в 2005 г. [256] и обработанные в дальнейшем совместно с норвежской компанией Фугро-Геотим [297], дают возможность выделить внутри складчатого основания своеобразные типы сейсмической записи, проследить их распространение в разрезе и провести районирование поверхности домезозойских образований.

Каменноугольно-пермский ССК выделен в палеозойской части разреза складчатого фундамента не умозрительно, как в предшествующих комплексах [44], для увязки с разрезами Пайхойско-Новоземельской области, а на основании реальных сейсмических данных. Кровлей данного комплекса является поверхность фундамента «А», а подошвой поверхность «П». Ему свойственны относительно протяженные субпараллельные отражения, интенсивность которых, однако, намного слабее отражений, прослеживаемых в осадочном чехле. Такая запись может быть характерна для слабо дислоцированных терригенных палеозойских пород. Подошва комплекса (ОГ П) имеет вид несогласия типа эрозионного среза. Основанием «седиментационных ванн» каменноугольно-пермского

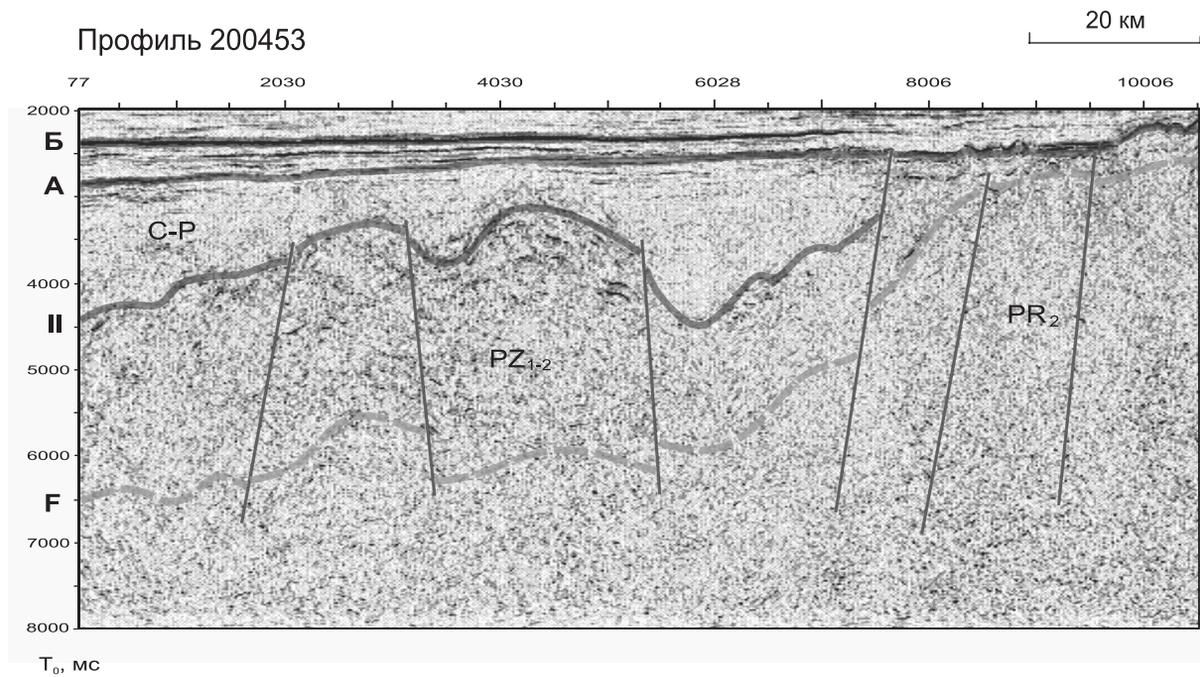


Рис. 2. Стрoение домезозойского основания Южно-Карской синеклизы.
По данным Н.В. Федухина, С.П. Павлова, 2008.

терригенного комплекса служит толща, которая имеет куполовидно-холмистый сейсмический образ. Она сопоставляется с дислоцированным терригенно-карбонатным комплексом нижнего–среднего палеозоя (рис. 2).

Мезозойско-кайнозойские ССК

Триасовый ССК выделен между региональными поверхностями несогласия, совпадающими с отражающими горизонтами «А» и «Ia» в подошве и кровле соответственно. Контуры триасового бассейна четко очерчиваются границами выклинивания образований комплекса на поверхности складчатого основания по схеме подошвенного налегания. Сейсмокомплекс, сложенный тафрогенными образованиями, локализован в основном в пределах Пухучанской впадины (рис. 3).

Обоснованием стратиграфической привязки отражающего горизонта «Ia» служат материалы бурения сверхглубоких скважин: Тюменской (СГ-6), Еняхинской (СГ-7). По сопоставлению с разрезами скважин этот региональный опорный горизонт прослеживается в кровле тампейской серии среднего–верхнего триаса [164]. Поэтому, как и на изданном ранее листе S-41-43 [44], горизонт «Ia» отнесен к поверхности несогласия, разделяющей синрифтовые образования триаса и вышележащие юрские отложения плитного чехла.

В волновом поле сейсмокомплекс характеризуется низкочастотными переменной интенсивности, волнистыми осями синфазности. Наиболее выдержанные отражающие горизонты, прослеживающиеся внутри сейсмокомплекса, индексируются как «Iб», «Iв».

По сопоставлению с данными бурения СГ-6 региональному отражающему горизонту «Iб» соответствует кровля вулканогенных образований нижнего триаса (туринская серия). Отражающий горизонт «Iв» прослеживается внутри отложений туринской серии, разделяя ее на две пачки.

Таким образом, в составе триасового ССК выделено два сеймоподкомплекса: нижнетриасовый (А–Iб) и средне-верхнетриасовый (Iб–Ia).

Н и ж н е т р и а с о в ы й ССПК залегает в основании осадочного чехла, заполняя грабенообразные прогибы. Для комплекса характерно подошвенное налегание внутренних осей синфазности на отражающий горизонт «А», свидетельствующее о конседиментационном заполнении бассейна в условиях развивающегося погружения. Кровля подкомплекса (горизонт «Iб») представляет собой поверхность регионального перерыва со значительной величиной денудационного среза.

В нижней части подкомплекса отмечаются интенсивные оси синфазности. Интервальные скорости в этой части разреза повышены (4,7–4,9 км/с), что позволяет связать эти отражения с магматическими образованиями основного состава. Для верхней части подкомплекса (выше горизонта «Iв») характерны слабые низкочастотные отражения, деформированные и невыдержанные по простиранию, с локальным налеганием в подошве. Интервальные скорости варьируют от 4,5 до 4,7 км/с. Локализация нижнетриасовых образований в замкнутых бассейнах в совокупности с

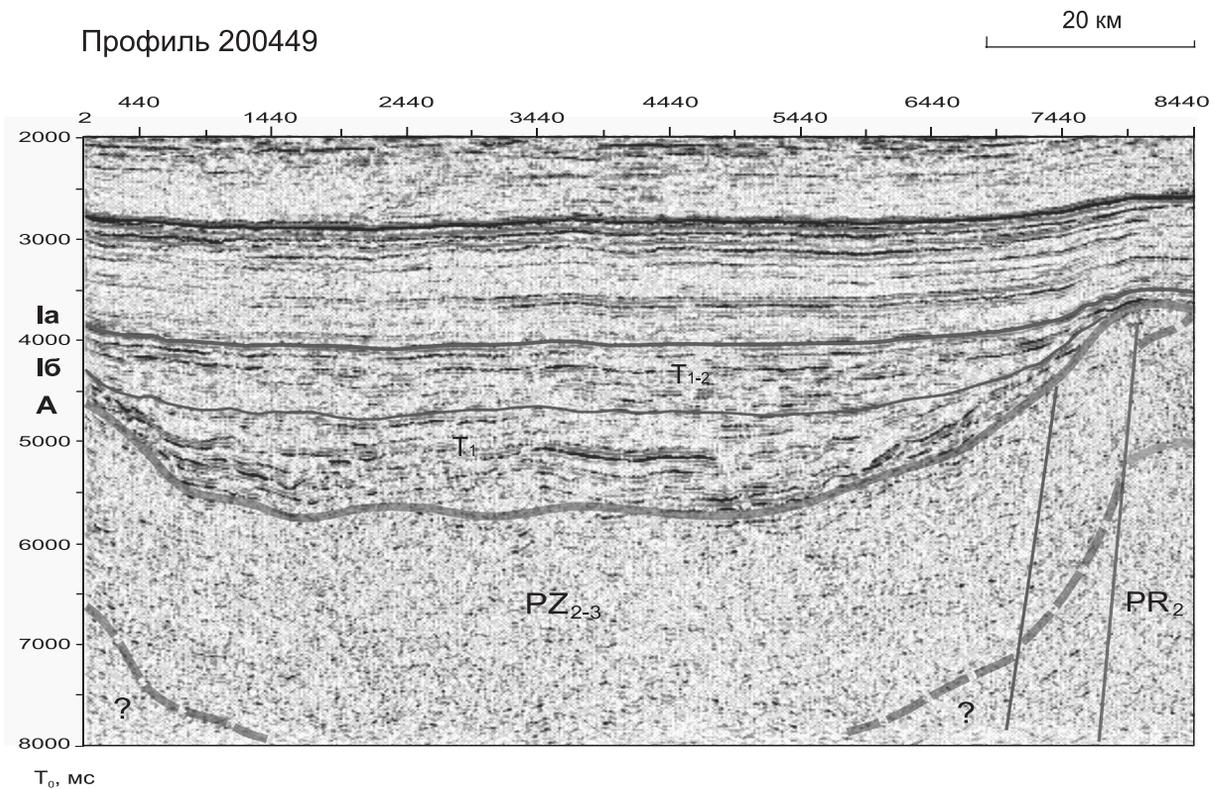


Рис. 3. Характер волновой картины в области распространения триасовых комплексов (Пухучанская впадина).
По данным Н.В. Федухина, С.П. Павлова, 2008.

характерными чертами сейсмической записи свидетельствуют о преобладающих континентальных обстановках их формирования.

Средне-верхнетриасовый ССПК имеет в целом трансгрессивный тип строения, характеризуясь последовательным расширением ареалов распространения слагающих его толщ. Отложения комплекса как бы «выплескиваются» из разломных границ Пухучанской впадины, практически выравнивая ее поверхность, и перекрывают прилегающую часть гетерогенного фундамента слоем, временная мощность которого варьирует в пределах одной-двух фаз, образуя серию «структурных заливов».

Подкомплексу соответствует серия субпараллельных отражений, трансгрессивно налегающих на подстилающую поверхность несогласия и выклинивающихся на сводах поднятий. Такое строение указывает на формирование комплекса в режиме, близком к платформенному, в условиях менее дифференцированного прогибания бассейна, компенсируемого осадконакоплением.

По особенностям сейсмической записи, а также оценке интервальных скоростей, составляющих 4,2–4,5 км/с, предполагается терригенный состав отложений и чередование в разрезе континентальных и прибрежно-морских фаций. Отложения комплекса можно рассматривать как переходные от синрифтовых к плитным.

Юрско-палеогеновые плитные отложения чехла представлены параллельнослоистой толщей. В разрезе выделяется несколько крупных ритмостратиграфических циклов. К эпохам наибольших трансгрессий относятся поздняя юра–ранний берриас, средний альб, поздний турон–сантон и поздний палеоцен–эоцен, с начальными и заключительными стадиями которых связаны регионально выдержанные отражающие горизонты.

Юрско-нижеберриасский ССК ограничен отражающими горизонтами «А» и «Б» («А» и «Б» – на площади отсутствия отложений триаса). Образования сейсмокомплекса распространены во всех СФЗ исследуемой площади, выклиниваясь на поверхности складчатого основания по схеме подошвенного налегания в южной части Припайхойско-Приновоземельской моноклизы.

Кровля ССК – региональная опорная поверхность несогласия «Б» – характеризуется двухфазным высокоамплитудным отражением. Горизонт «Б» соответствует кровле глинистых отложений баженовской свиты (верхняя юра–нижняя часть берриасского яруса). Динамические качества горизонта ухудшаются по мере его подъема и сокращения мощности отложений.

Присутствие в разрезе внутренних поверхностей несогласий обусловило выделение региональных сейсмических горизонтов группы «Т», позволивших расчленить ССК на сеймоподкомплексы: нижеюрский (T_1 – T_2), среднеюрский (T_2 – T_1) и келловейско-нижеберриасский (T_1 –Б).

Нижеюрский ССПК в волновом поле представлен серией низкочастотных субпараллельных колебаний, слабо выдержанных, с переменной амплитудой, которые сходятся с горизонтом «А» по схеме подошвенного налегания. Такая картина определяет преобладание в разрезе субконтинентальных и мелководно-морских фаций. Внутри интервала прослеживаются отражающие горизонты, контролирующие развитие глинистых толщ,

характеризующихся четкой ритмичностью. Каждая из этих глинистых пакет перекрывает песчаные толщи и является флюидоупором. В Ямало-Явайской СФЗ, расположенной за пределами листа, наиболее выдержанные отражения привязываются к нижней части джангодской (T_4^1) и к подошве левинской свиты (T_4^2) [163]. Эти отражения прослеживаются и в СФЗ Центральной впадины.

Среднеюрский ССПК, заключенный между отражающими горизонтами « T_2 » и « T_1 », распространен в СФЗ Центральной впадины и частично прослежен в Приновоземельской СФЗ. Этот подкомплекс характеризуется более регулярным рисунком осей синфазности. На ряде профилей МОВ ОГТ в районе Обручевского мегавала выявлены непротяженные, но самостоятельные и динамически своеобразно выраженные рефлекторы в областях контакта среднеюрских отложений с кровельной частью складчатого основания [256]. По аналогии с сушей, подобные аномалии сейсмической записи можно соотносить с так называемыми «базальными горизонтами». Базальные отложения распространены в «карманах» доюрского основания и отсутствуют на палеоподнятиях (рис. 4).

Келловейско-нижнеберриасский ССПК, ограниченный горизонтами « T_1 » и «Б», достаточно резко отличается от нижних интервалов комплекса по параметрам сейсмической записи, которая представлена пакетом субпараллельных горизонтальных выдержанных отражений низкой частоты. Этот подкомплекс соответствует трансгрессивной фазе седиментационного цикла, отражая условия накопления морских относительно глубоководных глинистых отложений (аналогов абалакской и баженовской свит, выделенных на суше в Ямало-Явайской СФЗ и других районах Западной Сибири). На отдельных разрезах МОВ ОГТ в районе Обручевского мегавала зафиксировано сложное строение отражающего горизонта «Б» в кровле битуминозных глин. Здесь отражение сформировано дистальными частями отдельных клиноформ [256].

Меловой–неогеновый(?) ССК по особенностям волновой картины разделен на пять сеймоподкомплексов: нижнемеловой, альб-сеноманский, верхнемеловой, кампан-датский, палеоцен-миоценовый(?), каждый из которых характеризует отдельные трансгрессивно-регрессивные циклы развития региона.

Нижнемеловой ССПК, заключенный между отражающими горизонтами «Б» и « M' », разделен горизонтом « V_0 » на две сеймотолщи. Отражающий горизонт « V_0 » приурочен к эрозионной поверхности, которая определяет завершение клиноформного этапа заполнения бассейна.

Характерной особенностью нижней, *верхнеберриас-нижнеготеривской сеймотолщи* (Б– V_0) является подошвенное прилегание клиноформ к горизонту «Б». На сейсмических разрезах в районе Обручевского мегавала зафиксированы клиноформные комплексы (клиноциклиты) как западного, так и восточного падения. Плотная сеть отработанных профилей позволила выделить и прокоррелировать в разрезе отражающие горизонты V_1 , V_2 , V_3 , V_4 , которые характеризуют кровли четырех зональных клиноциклитов. В ундаформных и фундаформных частях клиноциклитов зачастую регистрируются аномалии сейсмической записи типа «яркое пятно», с которыми,

по аналогии с Западно-Сибирской плитой, связаны песчаные пласты-коллекторы [256]. Флюидоупорами для этих пластов служат мощные глинистые пачки, которые формируют основание каждого перекрывающего клиноциклита (рис. 5).

Верхнеготерив-аптской сейсмотолщи (B_0-M') соответствует пакет многофазных субпараллельных отражений, амплитуда которых уменьшается к подошве. Сейсмическая запись отражает строение мелководно-шельфовой формации. В аптском интервале сейсмотолщи явно прослеживаются две эрозионные поверхности, контролирующие перерывы в осадконакоплении – горизонты «М» и «М'». Отражающий горизонт «М» сопоставляется с песчаным пластом в кровле баррема. Горизонт «М'» имеет региональное распространение, приурочен к границе апта и альба. В пределах Припайхойско-Приновоземельской моноклизы верхнеготерив-аптская сейсмотолща выходит на поверхность доплиоцен-четвертичного денудационного среза.

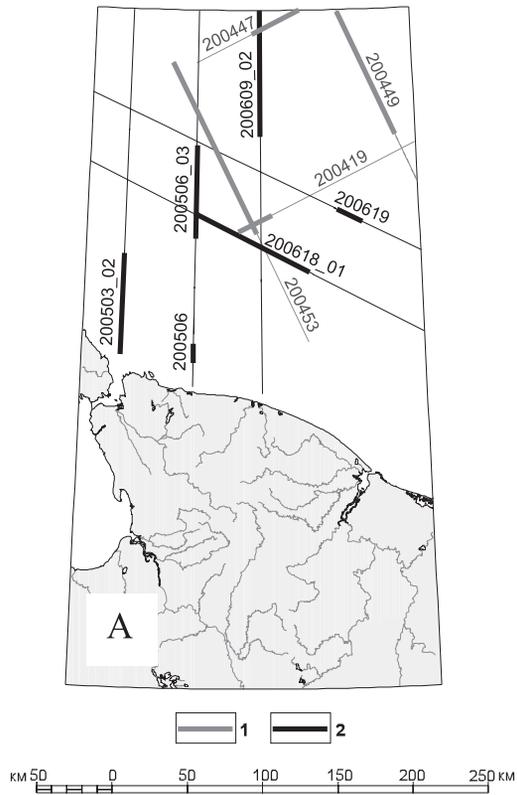
Альб-сеноманский ССПК выделен между отражающими горизонтами «М'» и «Г». Волновая картина подкомплекса неоднородна, низкоамплитудные невыдержанные оси синфазности в нижней части сменяются вверху протяженными субпараллельными отражениями.

На площади сейсмических работ в пределах Обручевского мегавала внутри подкомплекса прослежены дополнительные отражения [256]. Альбский интервал подкомплекса ограничен в кровле горизонтом «Г₂». В сейсмической записи здесь фиксируются мощные, плавные клиноформы и аномалии типа «яркое пятно». Отражающий горизонт «Г₂» контролирует завершение альбской трансгрессии.

Сеноманская часть подкомплекса характеризуется высокоамплитудными, со значительным периодом колебания, прерывистыми, мелкохолмистыми сейсмофациями, ветвлением осей синфазности, что обусловлено литологическими замещениями контролирующими их пачек. В пределах Амдерминского локального поднятия (район Обручевского мегавала) выявлены аномалии сейсмической записи от газо-водяного контакта [256]. Наиболее выдержан по простиранию и динамически ярко выражен горизонт «Г» в кровле подкомплекса, который сопоставляется с подошвой глинистой толщи турона–кровлей сеномана. Вдоль простирания Припайхойско-Приновоземельской моноклизы альб-сеноманский сеймоподкомплекс выходит на поверхность доплиоцен-четвертичного среза.

Верхнемеловой (турон-сантонский) ССПК ограничен отражающими горизонтами «Г» и «С₃». Выдержанный по простиранию, динамически выраженный опорный горизонт «С₃» приурочен к кровле глинисто-кремнистых глубоководных отложений турона–сантона. В волновом поле сеймоподкомплекс отличается протяженными слабонаклонными осями синфазности, образующими пологие локальные клиноформы (рис. 6). Сеймоподкомплекс выходит на поверхность доплиоцен-четвертичного денудационного среза во внутренней части Припайхойско-Приновоземельской моноклизы.

Кампан-датский ССПК заключен между отражающими горизонтами «С₃» и «С₁». Опорный горизонт «С₁» в кровле подкомплекса при-



5 км

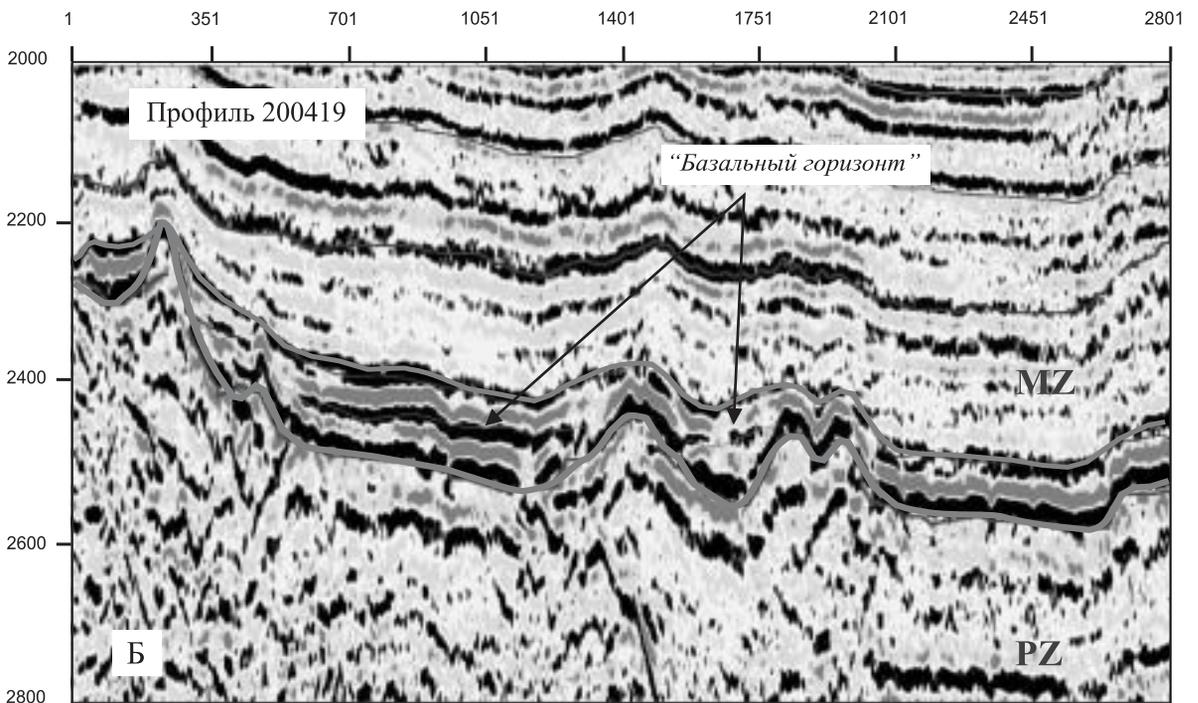


Рис. 4. А – схема расположения фрагментов сейсмических и сейсмоакустических профилей: 1 – профили МОВ ОГТ; 2 – профили НСАП. Б – аномалии волнового поля, отражающие распространение «базальных горизонтов» (J_1 – J_2). По данным Т. А. Кирилловой, 2005.

10 км

Ю3

СВ

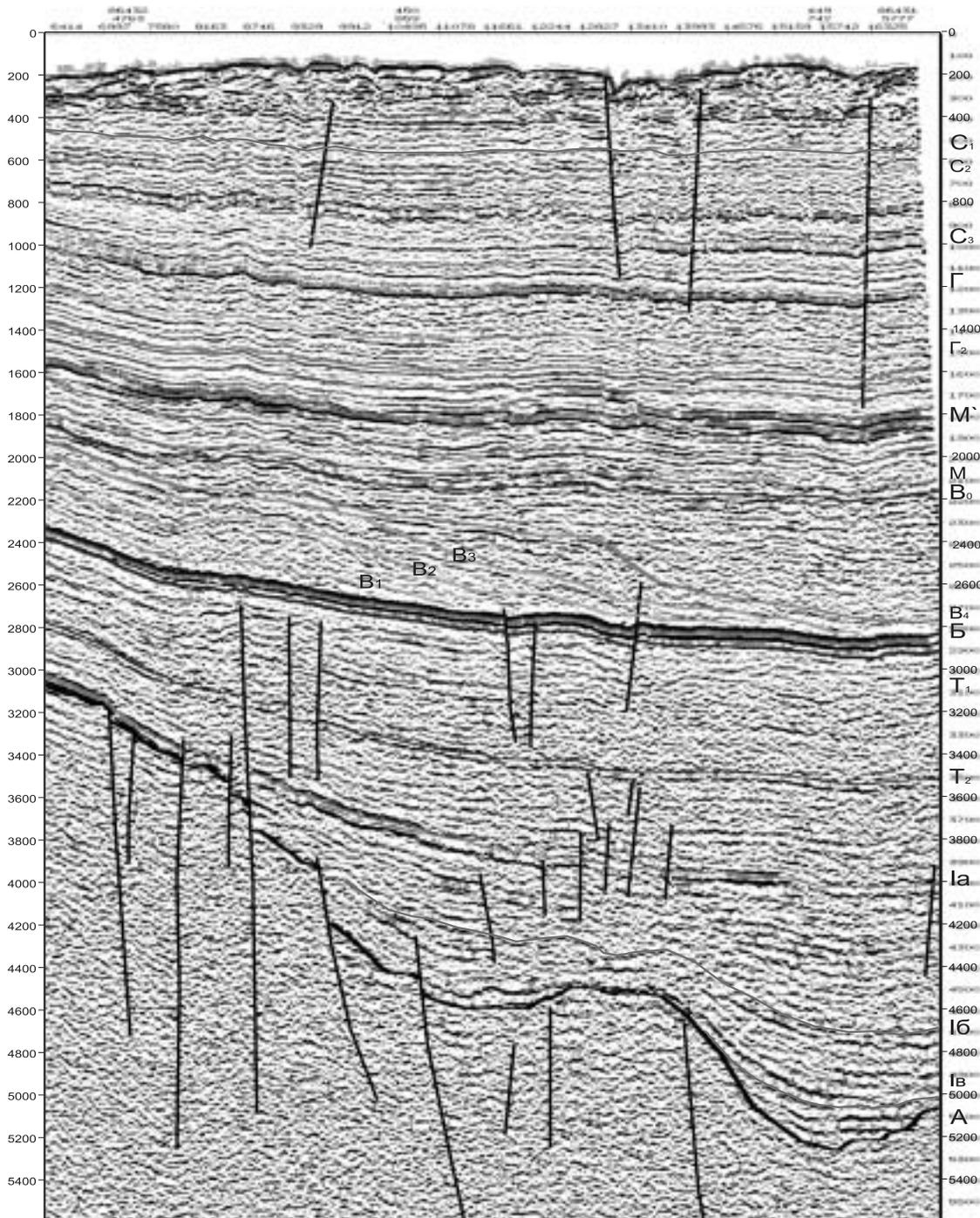


Рис. 5. Строение осадочного чехла Южно-Карской синеклизы (фрагмент профиля МОВ ОГТ 200447). По данным Т. А. Кирилловой, 2005.

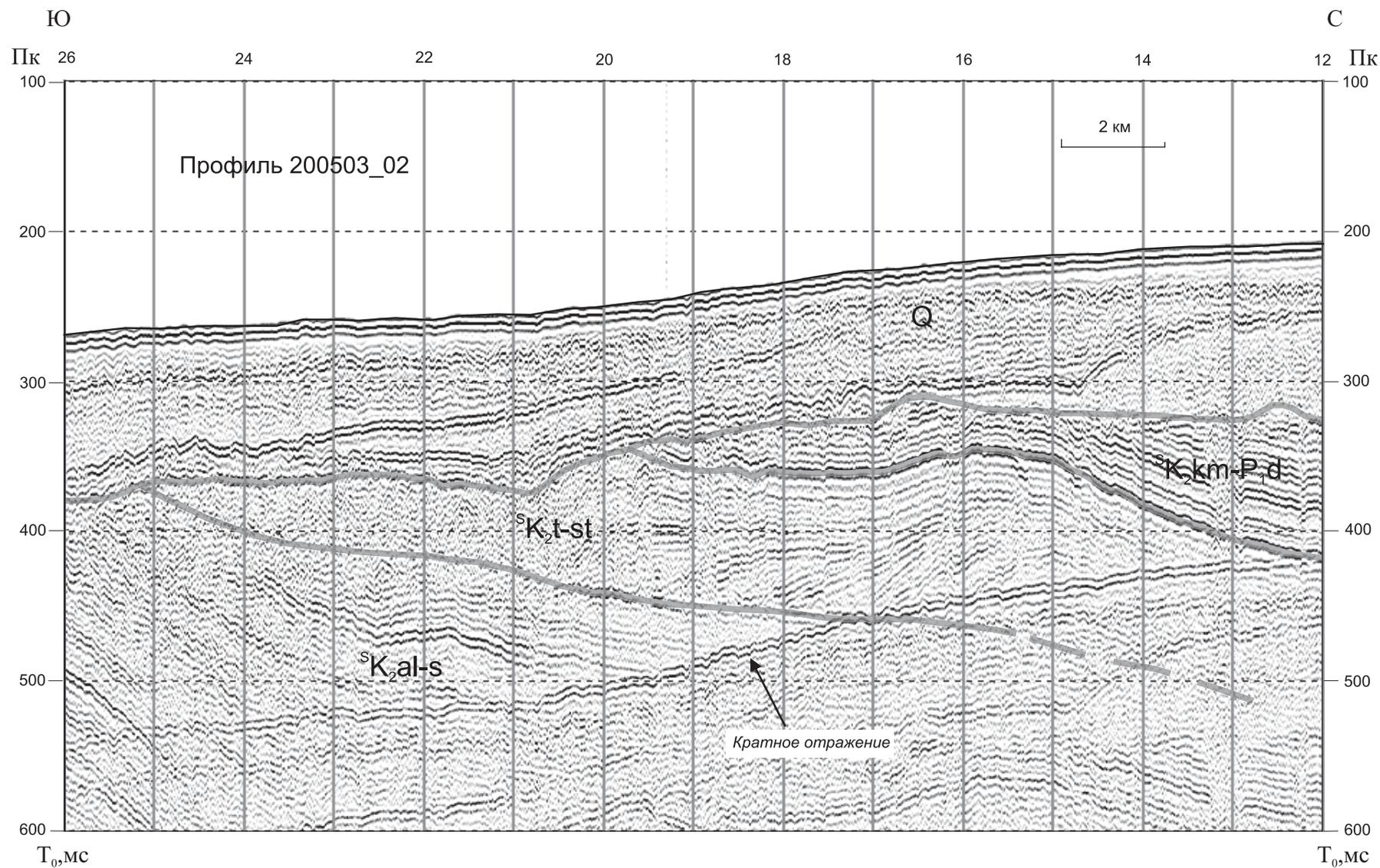


Рис. 6. Строение альб-сеноманских и турон-сантонских отложений. Интерпретация С. И. Шкарубо, Д. В. Чудаковой.

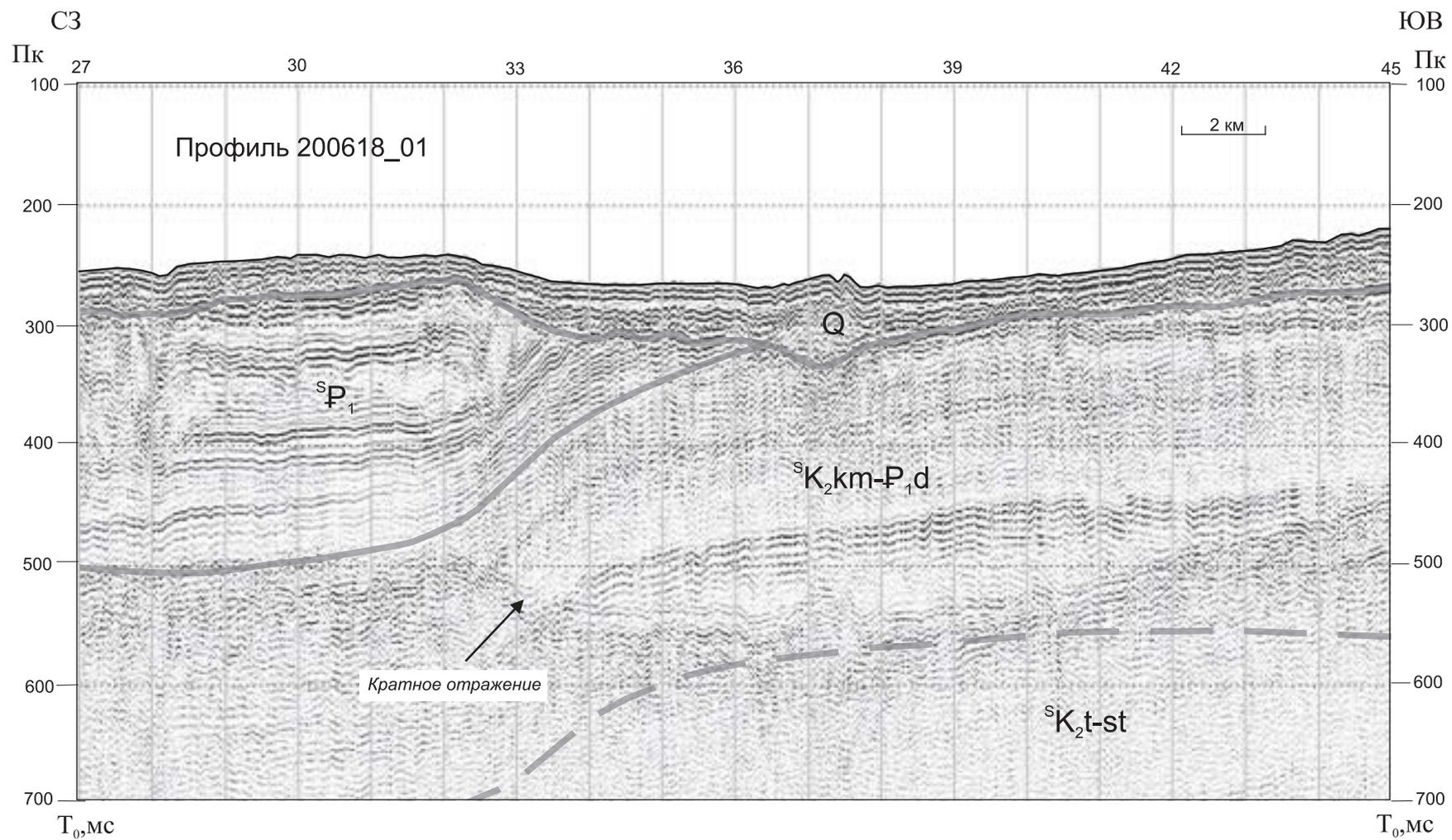


Рис. 7. Характер волнового поля кампан-датских и палеоценовых отложений. Интерпретация С. И. Шкарубо, Д. В. Чудаковой.

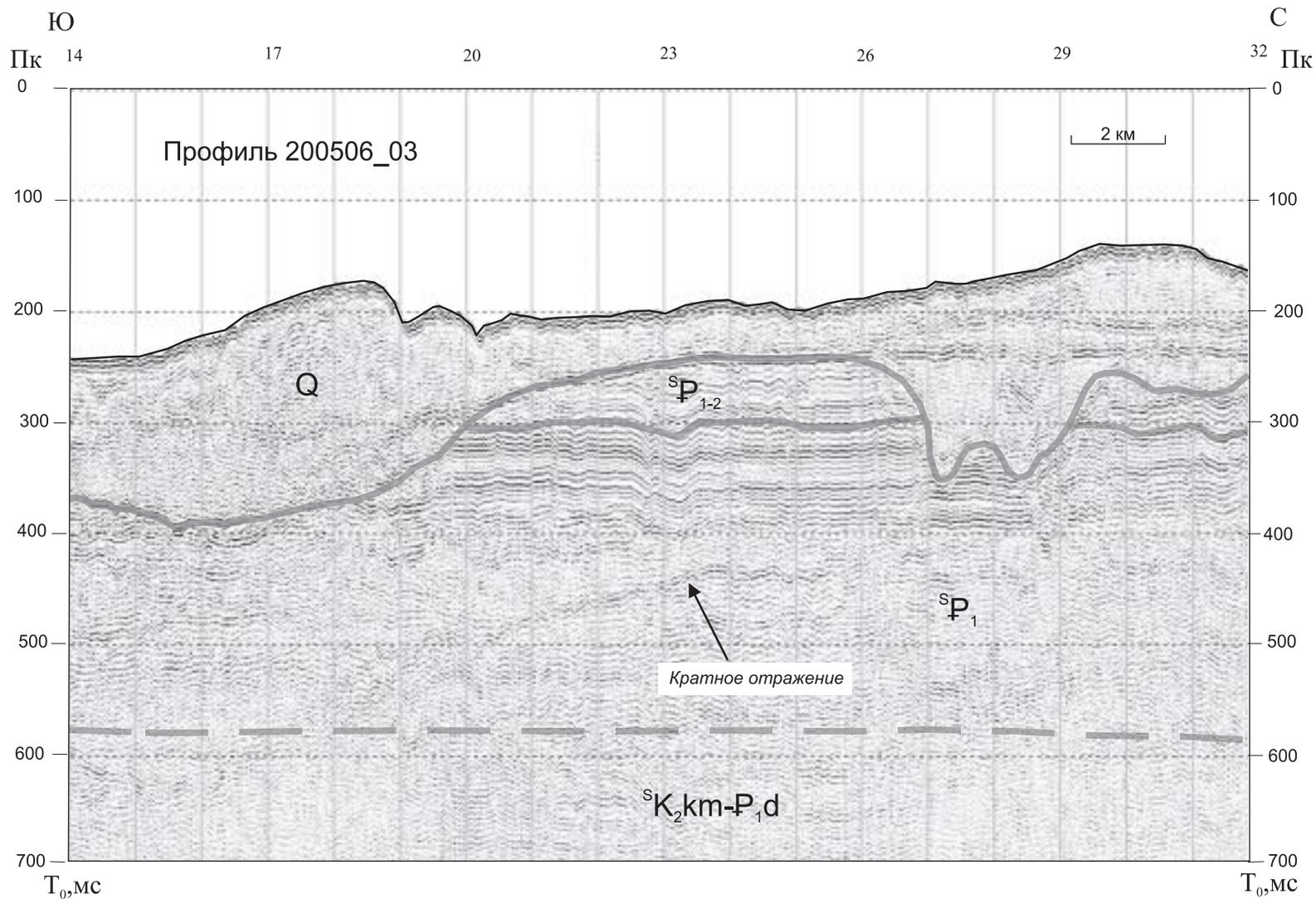


Рис. 8. Особенности строения палеоцен-эоценовых отложений. Интерпретация С. И. Шкарубо, Д. В. Чудаковой.

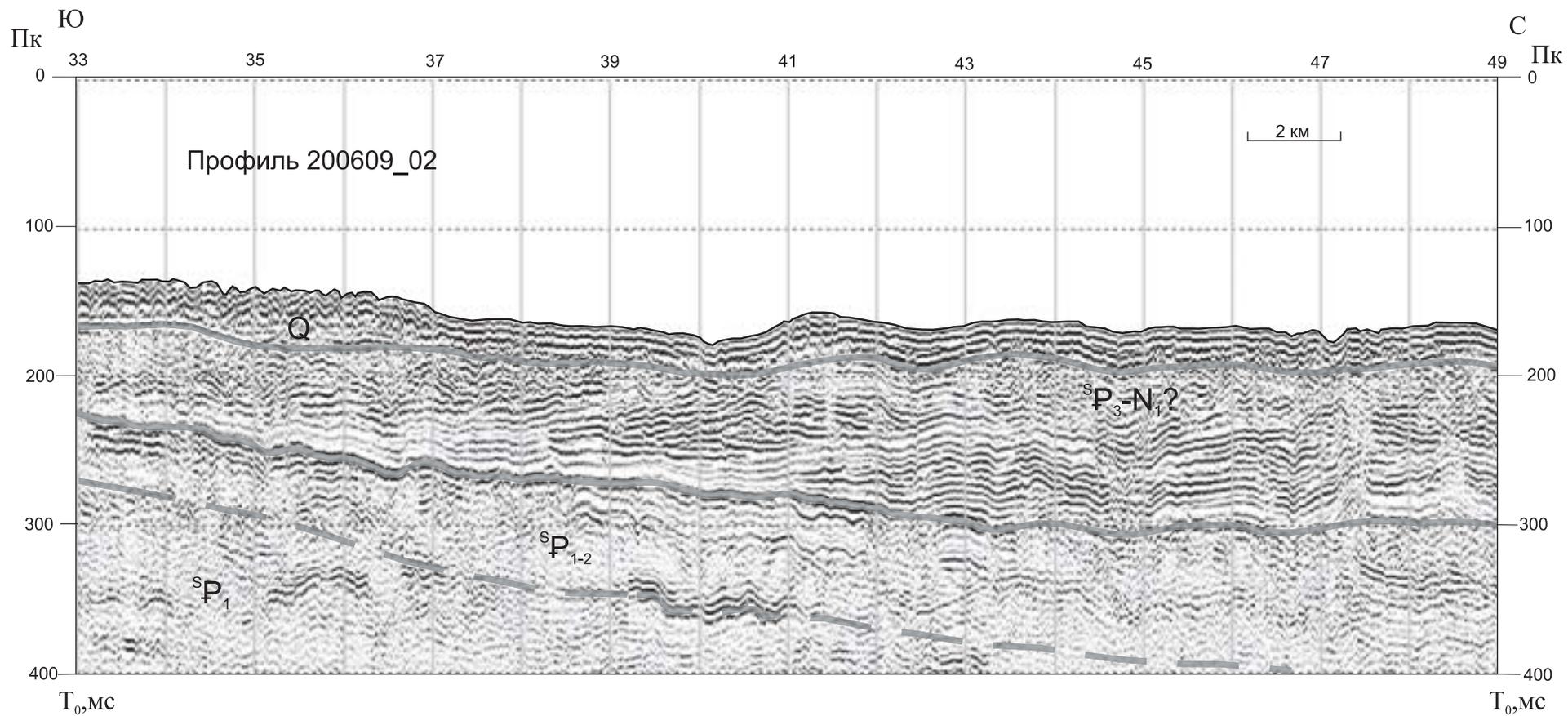


Рис. 9. Несогласное залегание олигоцен-миоценовой (?) толщи. Интерпретация С. И. Шкарубо, Д. В. Чудаковой.

нят за границу раздела кампан-датских и палеогеновых отложений. На Обручевской площади [256] кампанский и маастрихт-датский интервалы разреза разделены горизонтом «С₂». По данным бурения первый из них коррелируется с верхней подсвитой березовской свиты, второй – с ганькинской свитой. Примечательно, что на поверхности доплиоцен-четвертичного среза кампан-датский сейсмоподкомплекс отражает контур Обручевского мегавала (рис. 7).

Палеоцен-миоценовый(?) ССПК объединяет все отложения выше горизонта «С₁», до подошвы плиоцен-четвертичных образований (горизонт «Д₂»). Сейсмоподкомплекс широко распространен в пределах Южно-Карской структурно-формационной зоны. Волновое поле на разрезах МОВ ОГТ представлено однородной нерегулярной высокочастотной записью.

По сейсмоакустическим данным выделены три сейсмотолщи: *палеоценовая* (С₁–С'), соответствующая тибейсалинской свите Ямало-Гыданской СФЗ (в пределах карты эта зона не выделяется); *палеоцен-эоценовая* (С'–Д₀), отвечающая серовской и ирбитской свитам; и *олигоцен-миоценовая(?)*, заключенная между поверхностями длительных перерывов – горизонтами «Д₀» и «Д₂».

Обе нижние сейсмотолщи отличаются регулярной сейсмоакустической записью, которая характеризует преобладающие морские и прибрежно-морские фации палеоцена–эоцена. Кровля палеоцен-эоценовых толщ осложнена многочисленными крупными и мелкими палеоврезами (рис. 8).

Верхняя, *олигоцен-миоценовая (?) сейсмотолща* (Д₀–Д₂) залегает на подстилающих комплексах с явным угловым и стратиграфическим несогласием и обладает ярко выраженным клиноформным строением, указывающим на ее формирование в континентальных и дельтовых условиях (рис. 9). По особенностям сейсмоакустической записи предполагается, что в нижней части толща представлена аллювиальными, а в верхней – прибрежно-морскими (дельтовыми) фациями [257]. К поверхности доплиоцен-четвертичного среза (горизонт «Д₂») прилегают все выделенные нижележащие мезозойско-кайнозойские сейсмокомплексы.

Особенности волновой картины выделенных сейсмоподкомплексов и сейсмотолщ мелового–миоценового(?) сейсмокомплекса представлены в виде альбома сейсмоакустических разрезов (в «Базе данных»).

СТРАТИГРАФИЯ

Площадь листа R-41 включает фрагменты Тимано-Печорской и Западно-Сибирской плит, складчатых структур Новоземельско-Уральского пояса и сопряженного с ним Предуральского краевого прогиба. В геологическом строении отрезка складчатого пояса, охватывающего Пай-Хой, частично Вайгач (на севере) и Полярный Урал (на юге), принимают участие стратифицированные образования протерозоя и палеозоя. В Предуральском прогибе на поверхность предплиоцен-четвертичного денудационного среза выходят триасовые образования, а в пределах Тимано-Печорской плиты – меловые. Осадочный чехол Западно-Сибирской плиты сложен преимущественно мезозойскими и палеогеновыми отложениями, которые подразделяются на сейсмокомплексы, сеймоподкомплексы и сейсмотолщи. Во всех структурных областях распространен покров плиоцен-четвертичных образований. Структурно-формационное районирование для основных этапов геологического развития принято в соответствии с Легендой Южно-Карской серии..., 2008 и отражено на схемах районирования в зарамочном оформлении Геологической карты доплиоценовых образований, зональной легенде для суши (Пайхойского блока) и схеме корреляции картографируемых подразделений для морской части листа (Южно-Карского блока).

В связи с существенными различиями в истории осадконакопления, описание части эратем и систем приводится по блокам (структурно-формационным зонам, районам) отдельно для Пай-Хоя с прилегающими районами суши и Карского шельфа.

ПРОТЕРОЗОЙСКАЯ АКРОТЕМА

Протерозойские образования на территории листа R-41 входят в состав Вайгачско-Пайхойской и Полярно-Уральской структурно-формационных зон (СФЗ) байкалит. Традиционное объединение их в Центрально-Уральскую мезазону байкалит представляется нецелесообразным, так как зональность протерозоя в пределах Полярно-Уральского сегмента Урала и на Пай-Хое имела северо-западную тиманскую ориентировку.

Полярно-Уральская СФЗ на территории листа делится на Оченырдынский и Едунейский районы. К Оченырдыскому району относятся верхнепротерозойско-вендские образования ядра Оченырдынской (Малокарской) антиклинали (манюкуяхинская свита и бедамельская серия в составе очетывисской

и лядгейской свит). В Едунейском районе выделяются бедамельская серия нерасчлененная и перекрывающая ее энганэпэйская свита поздневендско-раннекембрийского возраста.

Вайгачско-Пайхойская СФЗ объединяет выходы верхнепротерозойско-вендских образований, вскрывающихся в ядре Амдерминской антиклинали (амдерминская, морозовская и сокольнинская свиты).

Нерасчлененные образования верхнего протерозоя предполагаются в составе складчатого основания акваториальной части Западно-Сибирской плиты (Ямало-Газовская СФО).

ВЕРХНИЙ РИФЕЙ

Манюкуяхинская свита (RF_{3mj}) развита в Полярно-Уральской СФЗ. Ранее, при геологическом картировании, данные отложения обычно включались в состав энганэпейской свиты [233, 239]. При этом, в первом случае, энганэпейская свита рассматривалась как подбедамельская толща, а во втором – как залегающая сверху. Затем они были выделены в качестве нижней известково-кремнисто-алевролитовой толщи в составе бедамельской серии [240]. При ГДП-200 листа Q-41-V, VI [191] отложения выделены в качестве самостоятельной свиты – манюкуяхинской. Наиболее полные ее разрезы и стратотип находятся на хр. Энганэпэ за пределами территории листа.

На листе R-41 образования свиты слагают ядро антиклинальной складки в районе горы Нгэтенапэ на хр. Оченырды. В её составе наблюдается ритмичное переслаивание кварц-альбит-хлорит-серицитовых парасланцев и метаалевропесчаников.

Нижняя граница свиты неизвестна. Контакт с вышележащей отчетливой свитой постепенный, граница проведена по появлению в разрезе толщи кристалло-литокластических туфов основного состава. Основанием для отнесения к манюкуяхинской свите является положение в разрезе ниже отчетливой свиты и литологический состав отложений. Данные о возрасте на листе отсутствуют. За пределами листа, позднее, рифейский возраст подтвержден сборами онколитов [193]. Видимая мощность в пределах листа – не более 600 м.

Амдерминская свита (RF_{3am}). Названа по р. Амдерма (крайний север Пай-Хоя). Выделена А. М. Ивановой [66] с первичной интерпретацией среднекембрийского возраста толщи известняков с линзами кремней и прослоями глинистых сланцев (в нижней подсвите). Типовые разрезы изучены по берегу Амдерминской лагуны, рекам Крестовая, Пойма-Яга и левым притокам Амдермы. Сложена известняками микрофитолитовыми и строматолитовыми с прослоями глинистых сланцев в нижней части и с линзами кремней в верхней. В бассейне Амдермы известняки вмещают эпигенетические рудные тела Амдерминского месторождения флюорита. Биостратиграфическое обеспечение 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 (Красноп.), *V. reticulatus* Nar., *Volvatella vadosa* Nar. и микрофоссилий *Leiosphaeridia crassa* (Naum.), *L. obsuleta* (Naum.), *L. holtedahlii* (Tim.) [154]. Подстиляющие отложения не вскрыты. Мощность отложений более 2400 м.

Морозовская свита (RF_{3mr}). Названа по проливу Морозова, разделяющему о. Местный и крайний север Югорского полуострова. Выделена В. С. Енокином [243] для пестроцветной фациально изменчивой ассоциации эффузивных, пирокластических и осадочных пород. Стратотип – составной, с типовыми разрезами различных частей стратиграфической колонки по побережью пролива Морозова, рекам Пэумпэ-Яха, Желтая, Яркуче-Яха, Екро-Яха, левым притокам Амдермы и обнажениям к востоку от оз. Бол. Тоинто.

По особенностям состава выделяются три подсвиты.

Нижняя подсвита (200–500 м) – орто- и парасланцы углеродисто-хлоритово-кремнистые, известняки, доломиты, песчаники, андезибазальты и их туфы.

Средняя подсвита (700–1000 м) – базальты, андезиты, риолиты, их туфы, орто- и парасланцы, известняки, доломиты.

Верхняя подсвита (700–1000 м) – филлитовидные и кремнистые сланцы, известняки, доломиты, риолиты, андезиты, их туфы, туфопесчаники, вулканомиктовые гравелиты, строматолиты, микрофитолиты.

Вулканиды рассматриваемой свиты по петрохимическим особенностям трактуются либо как морозовская трахиандезит-трахибазальтовая формация [258], либо вместе с вулканидами сокольнинской свиты объединяются в амдерминский базальт-андезит-липаритовый комплекс повышенной щелочности [81]. В целом они относятся к натриевой непрерывной андезитово-базальтовой серии. Отмечается приуроченность к вулканитам жильных зон с прожилково-вкрапленной медной минерализацией. По результатам исследований органических остатков выявлены комплексы микрофитолитов *Ambigolamellatus horridus* Z. Zhur., *Osagia tenuilamellata* Reitl., *O. hercinica* Jakch., *O. compositus* Z. Zhur., *Vesicularites compositus* Z. Zhur., *V. enigmatus* Zabr., *V. elongatus* Zabr., *V. ingensa* Jakch., *V. curtunicus* Jakch., *Volvatella vadosa* Nar. и редкие биогермы строматолитов *Paniscollenia* sp., *Poludia russa* Raab. [154]. Контакт с амдерминской свитой интерпретируется как согласный. Мощность свиты 1600–2500 м.

ВЕРХНИЙ РИФЕЙ–ВЕНД

Бедамельская серия (RF₃–V_{2bd}) с первичной редакцией в ранге свиты выделена на Полярном Урале Б. Я. Осадчевым [129] с названием по р. Нярма-Бедамельская (ныне р. Себетаяха). В ранг серии свита переведена в более поздних вариантах стратиграфических схем. На территории листа она распространена в Полярноуральской СФЗ на хр. Оченырды и Едунейской брахиантиклинали.

В пределах Едунейской брахиантиклинали из-за слабой обнаженности более детально не расчленяется и сложена переслаивающимися вулкано-

генными породами основного, среднего и кислого состава, которым подчинены пачки филлитовидных, кремнисто-глинистых сланцев.

В составе пород нижней части разреза преобладают базальты, андезибазальты, андезиты, трахибазальты, их кластолавы и лавобрекчии. Верхняя часть разреза представлена терригенно-вулканогенной толщей – туфопесчаники, туфосланцы, туффиты, филлитовидные сланцы с прослоями туфо-конгломератов, эффузивов основного, среднего и кислого состава.

Позднерифейский возраст низов разреза бедамельской серии обосновывается залеганием на манюкуяхинской свите позднего рифея, сборами микрофоссилий, а также богатым комплексом нитчатых водорослей [240], характерных для укской свиты Южного Урала, из разреза руч. Столбовой за пределами листа. При этом необходимо отметить, что органические остатки на руч. Столбовой, скорее всего, также собраны из части разреза, которая относится к манюкуяхинской свите.

Верхняя часть серии имеет поздневендский возраст, что обосновывается данными определения радиологического возраста субвулканических риолитов U-Pb методом по цирконам на микрозонде SHRIMP-II в ЦИИ ВСЕГЕИ [192]. Полученный возрастной интервал в 555–547 млн лет отвечает основанию верхнего венда.

Бедамельская серия согласно перекрывается енганэпэйской свитой. Суммарная мощность бедамельской серии 800–1600 м.

В Оченырском районе бедамельская серия, согласно схемам IV УрМСС [154], расчленяется на отчетывисскую и лядгейскую свиты. Однако стратификация вулканогенных толщ Оченырского района различными исследователями понималась крайне противоречиво, что до сих пор приводит к путанице в названиях и расположении толщ.

Впервые вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы, в целом тогда ещё отнесённые к бедамельской свите, расчленил на два комплекса (подсвиты) А. И. Шмидт [231], а именно: нижний (отчетывисская подсвита) и верхний (лядгейская подсвита). При этом низы отчетывисской подсвиты слагает вулканогенный материал основного состава, к верхам сменяющийся осадочными породами; лядгейская подсвита представлена преимущественно вулканитами кислого и среднего состава.

Несколькими годами позднее в районе завершили работы по ГС-50 Ю. Ю. Эрвье [307] и В. Н. Воронов [232]. По их представлениям, бедамельская свита стала серией, в её составе выделялись те же толщи, что и у А. И. Шмидта, но назывались по-другому: отчетывисской соответствовала лядгейская, лядгейской – кызыгейская. Также В. Н. Воронов в отчетывисской свите (по А. И. Шмидту) поместил осадочные породы вниз, вулканогенные – наверх.

В дальнейшем А. И. Шмидт [306, 305] также поменял местами стратиграфическую последовательность отчетывисской и лядгейской свиты и, кроме того, добавил сверху к разрезу докембрия тизнезашорскую свиту, которая была выделена на восточном крыле Оченырского антиклинория и включала диоритовые, базальтовые и андезибазальтовые порфириты, туфы и аповулканические сланцы. Ю. Ю. Эрвье эти отложения относил к низам кызыгейской свиты.

В схемах IV УрМСС [154] для свит бедамельской серии была восстановлена первоначальная, по А. И. Шмидту [231], последовательность свит и их названия: очетывисская снизу, лядгейская (кызыгейская) сверху на основании сборов микрофитоцитов и строматолитов позднего рифея из средней части очетывисской свиты.

В Легенде Полярноуральской серии листов [302] очетывисская свита в составе бедамельской серии была расчленена на три подсвиты: нижнюю (оченырдскую) – вулканогенно-терригенную, среднюю (очетинскую) – базальт-андезибазальтовую и верхнюю (тизnezашорскую) – контрастного состава риолит-базальтовую.

В результате работ по ГМК-200 листов R-41-XXXV, XXXVI (Каро-Силовская площадь) [250] получила подтверждение первоначальная схема А. И. Шмидта [231] и выделены две свиты – очетывисская и лядгейская.

Очетывисская свита (RF_{30с}) состоит из двух толщ: нижней, преимущественно вулканогенной, и верхней, представленной туфо-терригенными породами.

Нижняя очетывисская толща (более 1000 м) представлена лавами базальтов и андезибазальтов, реже андезитов, кластолавами основного состава, их туфами разной гранулометрической размерности. Залегает на сланцево-терригенной манюкуяхинской свите.

Вулканиды по химическому составу соответствуют базальтам, андезибазальтам и андезитам. Содержание SiO₂: базальты – от 46,14 до 52,79% при сумме щелочей (K₂O + Na₂O) 1,8–4,3%, андезибазальты – 53,7%, (K₂O + Na₂O) 4,26%, андезиты – 57,95–59,01% и (K₂O + Na₂O) 4,32–4,97%. Породы нормальной щелочности, умеренно- и низкокалиевые. По содержанию Al₂O₃ базальты низко- и умеренноглиноземистые, андезибазальты и андезиты высокоглиноземистые. По содержанию TiO₂ – относятся к крайне и весьма низкотитанистым разновидностям. По FeO и MgO – магно-железистые и высокожелезистые. Вулканиды принадлежат к толеитовой и частично известково-щелочной серии пород. Суммарные содержания РЗЭ в базальтах низкие – от 22 до 28 г/т.

Сравнение элементов-примесей в базальтах поднятия Оченырды с таковым в примитивных базальтах срединно-океанических хребтов (NMORB) показывает значительное обогащение крупноионными литофильными элементами — Rb, Ba, и небольшое – K и Sr. Для высокозарядных элементов (P, Ce, Y, Zr, Hf, Ti) характерно некоторое обеднение (на уровне или ниже базальтов срединно-океанических хребтов – NMORB). Содержание Ta и Nb в вулканидах на уровне или чуть меньше таковых в базальтах СОХ. Сходная картина распределения наблюдается и в базальтах поднятия Енганэпэ, которые отличаются лишь очень низкими содержаниями Nb и Ta. Этот факт может указывать на то, что расплав, из которого кристаллизовались вулканиды низов бедамельской серии поднятия Енганэпэ, формировался в условиях фронтальной части островной дуги, для пород которой обычно характерен резкий минимум по этим элементам, а базальты и андезибазальты нижней толщи поднятия Оченырды фиксируют более тыловую островодужную зону [250].

Верхняя очетывисская толща (более 1000 м) представлена ритмично чередующимися псефитовыми и алевропсаммитовыми туфами, с постепенным увеличением алевритовой составляющей и появлением терригенной примеси к верху разреза. Для неё также характерны выдержанные мощности, широкое распространение субвулканических (силлов и даек) тел базальтового и риолитового составов, относящихся скорее всего уже к лядгейскому вулканическому комплексу. Петрохимические характеристики аналогичны нижней толще. Граница с вышележащими отложениями лядгейской свиты преимущественно тектоническая, в нормальных разрезах проводится по появлению андезидацитовых пород.

Возраст свиты принимается позднерифейским на основании положения в разрезе между манюкуюяхинской и лядгейской свитами, находок микрофитоцитов и строматолитов за пределами листа [154]. Общая мощность очетывисской свиты 2000 – 2500 м.

Лядгейская свита (RF_3-V_2ld) представлена базальтами, андезибазальтами, иногда миндалекаменными разновидностями, актинолит-хлорит-эпидот-прениновыми апобазальтовыми сланцами, эпидот-кварц-хлоритовыми андезибазальтовыми сланцами, андезидацитами, дацитами и дацит-порфирами, а также их туфами, в средней части свиты мощная пачка игнимбритов, выше появляются риолиты, риодациты и их туфы.

В петрохимическом отношении основные породы характеризуются содержанием кремнезема от 45,5 до 49,5% и суммой щелочей 2,95–6,89%. На диаграмме $(Na_2O + K_2O)-SiO_2$ они попадают преимущественно в области нормальной, субщелочной и щелочной серии. По соотношению Na_2O/K_2O-Al являются преимущественно натриевыми породами, хотя некоторые составы имеют умереннокалиевый уклон. Содержание TiO_2 и MgO соответственно 1,13–2,54 и 3,36–11,25%, что является повышенным по отношению к породам данного ряда. Таким образом, главным петрохимическим отличием базальтов лядгейской свиты является их повышенная титанистость.

Рифейско-поздневендский возраст принимается на основании датирования субвулканических риолитов лядгейского вулканического комплекса на хр. Енганэпэ (за пределами листа) **U-Pb методом по цирконам на микрозонде SHRIMP-II** в ЦИИ ВСЕГЕИ [192]. Полученный возрастной интервал в 555–547 млн лет отвечает основанию верхнего венда [156].

Контакт с вышележащими породами манитанырдской серии – с разрывом и угловым несогласием в основании последней. Мощность свиты около 2000 м.

Сокольниковская свита (RF_3-Vsk). Названа по мысу Соколий на побережье Карского моря (крайний северо-запад Югорского полуострова). Выделена А. М. Ивановой [66] с первичной интерпретацией возраста в диапазоне позднего кембрия–раннего ордовика. Типовые разрезы изучены по восточному побережью пролива Югорский Шар.

Разделяется на две контрастные по составу подсвиты.

Нижняя подсвита (1200–1300 м) – риолиты, андезиты, базальты, их туфы, кластолавы, туфопесчаники, алевросланцы.

Верхняя подсвета (900 м) – флишоидное переслаивание углеродисто-кремнисто-глинистых сланцев, туфосланцев, полимиктовых и вулканомиктовых песчаников. Редкие прослой гравелитов, конгломератов, потоки базальтов. Содержит вендские микрофоссилии: *Balvinella faveolata* Scher., *Tortunema sibirica* Herm., *Leiosphaeridaia minutissima* (Naum.), *L. obsuleta* (Naum.), *Omalophyma solida* Gol., *Botuobia wernadskii* Scher., *Podolina minuta* Herm., *Polyschphaeroides contextus* Herm., *Palaeolyngbia cantenata* Herm., *Ostiana microcystis* Herm., *Chuarina circularis* Walcott [154].

Магматические породы в составе нижней подсветы характеризуются преобладанием кислых вулканитов и рассматриваются в составе сокольниковской последовательно-дифференцированной базальт-трахиандезит-липаритовой [258] или контрастно-дифференцированной калиево-натриевой базальт-липаритовой [82] формации и коррелируются с лядгейской свитой.

По флишоидному характеру переслаивания преимущественно осадочных пород верхняя подсвета интерпретируется как орогенная формация байкалит и уверенно коррелируется с энганэпэйской свитой.

Предполагается согласное залегание отложений сокольниковской свиты на морозовской. Мощность свиты 2100–2400 м.

ВЕРХНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ НЕРАСЧЛЕНЕННЫЙ

Нерасчлененные верхнепротерозойские образования (PR₂) предположительно выделены по сейсмическим данным на Карском шельфе в пределах Ямало-Тазовской СФО, где они подстилают палеозойские комплексы складчатого основания и залегают наиболее близко к поверхности домезозойского фундамента в горстообразных блоках (антиклиналях). По составу они, вероятно, представлены метаморфическими сланцами, возможно, с основными вулканитами (с выступами протерозойских комплексов ассоциируются положительные магнитные аномалии).

ВЕРХНИЙ ВЕНД–НИЖНИЙ КЕМБРИЙ

Энганэпэйская свита (V₂–C_{1en}). Выделена К. Г. Войновским-Кригером (1942) с названием по горному массиву Энганэпэ (Западный склон Полярного Урала). По составу и положению в разрезе сходна с верхней подсветой сокольниковской свиты Амдерминского района. В Едунейском районе (юго-восток Пай-Хоя) типовой разрез свиты по руч. Логим-Шор изучен В. В. Терешко [261].

Представлена флишоидным переслаиванием апоглинистых и апоалевролитовых сланцев. Отмечаются прослой полимиктовых песчаников, силицитов и известняков. В основании: песчаники, алевролиты глинистые и углеродисто-глинистые сланцы, туфопесчаники, туфы, туфолавы, эффузивы кислого состава.

Возраст свиты характеризуют вендские комплексы микрофоссилий *Bavinella faveolata* Scher., *Tortunema sibirica* Herm., *Omalophyma solida*

Golub, *Botuobia wernadskii* (Schep.), *Simia simia* (Jank.), *Spumosina rubiginosa* (Andr.), *Leiosphaeridia minutissima* (Naum.), *L. obsuleta* (Naum.), *L. crassa* (Naum.), *Arctacellularia ellipsoidea* Herm., *A. doliiformis* Herm., *Polythrichoides typicus* Herm., *Margominuscula rugosa* Naum., *Stictosphaeridium sinapticuliferum* Tim., *Leiotrichoides typicus* Herm. [154], [122].

Нижний возрастной предел свиты скорректирован до позднего венда на основании приведенных выше при характеристике бедамельской серии данных абсолютного датирования лядгейских риолитов ее верхней части. Верхний возрастной предел формирования флишевой формации энганэпэйской свиты условно принят как ранний кембрий, что не противоречит полученному фактическому материалу. Контакты с подстилающими отложениями бедамельской серии согласные. Перекрывающие отложения хенгурской свиты налегают на породы энганэпэйской свиты с разрывом и угловым несогласием. Мощность 1200–1500 м.

ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

В соответствии с легендой Южно-Карской серии листов, стратифицированные палеозойские образования на территории листа R-41 с позднего кембрия по поздний карбон принадлежат к Западно-Уральской структурно-формационной мегазоне (СФМЗ) и Большеземельской структурно-фациальной зоне (СФЗ). Первая отвечает пассивной окраине Восточно-Европейского континента, вторая – его внутренним шельфовым морям. В составе Западно-Уральской СФМЗ выделяются Бельско-Елецкая и Зилаиро-Лемвинская СФЗ. По условиям формирования слагающих их вещественных комплексов первая отвечает мелкому шельфу, вторая – глубокому шельфу, континентальному склону и подножию палеозойской пассивной окраины Восточно-Европейского континента. Образования Зилаиро-Лемвинской СФЗ, как правило, находятся в аллохтонном залегании; граница аллохтонных лемвинских и автохтонных елецких комплексов на Пай-Хое проводится в основном по Главному Пайхойскому надвигу (ГПН), на Урале – по Осоевскому и Карско-Нярминскому надвигам. Вместе с тем, имеются участки автохтонного и паравтохтонного сочленения фаций (губа Мара-Пага на о. Вайгач, бассейн среднего течения р. Сибирчатаяха и руч. Выяшор на Пай-Хое), которые располагаются к юго-западу и востоку от линии Главного Пайхойского надвига. Это противоречит представлениям [226, 202] о значительной амплитуде надвига Пайхойского аллохтона на шельфовые елецкие фации.

С перми начинается формирование Предуральского краевого прогиба и связанная с этим кардинальная перестройка фациальной зональности на Западном склоне Урала и на Пай-Хое. Поэтому пермские отложения на Полярном Урале и Пай-Хое относятся к Западно-Уральской СФЗ Уральской СФМЗ, а в пределах прогиба – к Косью-Коротаихинской СФЗ Предуральской СФМЗ.

На Карском шельфе в пределах Ямало-Тазовской СФО в составе складчатого домезозойского основания предполагаются палеозойские образования, подразделенные по сейсмическим данным в СФЗ Внешнего пояса на нижне-среднепалеозойский и каменноугольно-пермский комплексы. В СФЗ Центральной впадины, где подошва мезозойских толщ погружается на глубину 10–11 км, на разрезе показан нерасчлененный средне-верхнепалеозойский комплекс.

Описание стратиграфии ведется в соответствии с легендой по зональному принципу в пределах укрупненных стратиграфических интервалов, отвечающих основным трансгрессивно-регрессивным этапам развития шельфового бассейна. Ввиду сходства значительной части подразделений Большеземельской СФЗ и Бельско-Елецкой СФЗ они описываются в одном разделе.

Большеземельская СФЗ и Бельско-Елецкая СФЗ

Большеземельская СФЗ выделяется в крайней юго-западной части листа, где представлена Варандей-Адзвинским районом Лайско-Верхнешапкинской подзоны. По данным бурения на соседних площадях, в основании разреза с угловым несогласием на подстилающих вендских(?) образованиях залегают красноцветные хореймусюрская и маломакарихинская свиты среднего–позднего ордовика, которые сменяются последовательностью циклично построенных преимущественно карбонатных, сульфатно-карбонатных и терригенно-карбонатных шельфовых осадков, разделенных серией перерывов в осадконакоплении различной длительности, приуроченных к регрессивным стадиям. Ввиду того, что наиболее древние отложения, вскрытые бурением в пределах Варандей-Адзвинского района – отложения нижнего силура, описание стратиграфии дается, начиная с них.

Бельско-Елецкая СФЗ занимает юго-западную часть листа R-41, за исключением Варандей-Адзвинского блока. При этом в Коротайхинской впадине Предуральского краевого прогиба образования Бельско-Елецкой СФЗ перекрыты орогенными формациями перми и триаса Предуральской СФЗ. Основание разреза елецкого комплекса на дневной поверхности нигде не вскрыто. По всей видимости, здесь, как и везде на Западном склоне Урала, на рифейско-вендских отложениях с угловым несогласием залегают терригенная толща рифтовой стадии развития края платформы, охватывающая часть верхнего кембрия–нижний ордовик и выделяемая на Полярном Урале как манитаньрдская серия, а на о. Вайгач – как юноягинская свита. Перекрывающие отложения среднего–верхнего ордовика также не обнажены на дневной поверхности в пределах Каротайхинской впадины и на Западном склоне Полярного Урала, где они, вероятнее всего, представлены мощной толщей мелководных карбонатных образований открытого шельфа – щугорской серией. На о. Вайгач и Югорском полуострове в этом интервале выделяются хабаровская и сармикская свиты. Существенно карбонатный разрез охватывает интервал от верхов позднего ордовика до низов пермской системы. В этот период внутри Бельско-Елецкой СФЗ в связи с окончательным формированием типичного карбонатного шельфа

намечается фациальная дифференциация между внутренними частями шельфа (Михайловско-Вайгачская подзона), где шло цикличное накопление мелководных известково-доломитовых осадков, и его внешним краем (Иргизлинско-Карская подзона), где формировались отмельные толщи и барьерные рифы.

НИЖНИЙ–ВЕРХНИЙ ОРДОВИК

Аренигский–карадокский ярусы. Юноягинская свита (O_{1-2jn}). Выделена В. С. Енокяном [243] на о. Вайгач с названием по р. Юно-Яга (за пределами территории листа). На севере о. Вайгач базальные слои (10–15 м) конгломератов, гравелитов, песчаников и песчаных известняков с угловым и стратиграфическим несогласием залегают на вендских отложениях ясарусалинской свиты [299].

На территории листа свита закартирована в ядре антиклинальной структуры на о. Вайгач, где она представлена своей верхней частью, сложенной ритмичным переслаиванием песчаников, алевролитов и известняков песчаных, глинистых, полидетритовых. На остальной части Бельско-Елецкой СФЗ и Варандей-Адзвинском районе отложения данного возраста не вскрыты. В Бельско-Елецкой СФЗ они представлены, скорее всего, манитаньрдской серией и низами шугорской серии, в Варандей-Адзвинском районе – хореймусюрской и маломакарихинской свитами.

Аренигский возраст базальных слоев юноягинской свиты подтверждается сборами *Angarella laevis* Kol. (определения В. А. Наседкиной). Стратотип свиты по р. Юно-Яга с детальной характеристикой литологического состава и богатыми комплексами бентосных групп органических остатков описан В. И. Бондаревым [20].

На основании комплексов конодонтов *Phragmodus flexuosus* Mosk., *Dichognathus* cf. *brevis* Gr. et M. и др. (определения В. А. Наседкиной), предполагается раннекарадокский возраст верхней части юноягинской свиты [299, 289]. Мощность свиты 1100–1200 м.

Карадокский ярус. Хабаровская свита (O_3hb). Названа по пос. Хабарово (северо-запад Пай-Хоя). Выделена В. С. Енокяном [243]. Стратотип изучен по восточному побережью пролива Югорский Шар. В. И. Бондаревым [154] эта же карбонатная ассоциация пород выделяется под названием югорской свиты с интерпретацией возраста в диапазоне югорского горизонта карадокского яруса. Подробные сведения по литологической и биостратиграфической характеристике югорского горизонта приведены В. И. Бондаревым [20, 128]. Закартирована в ядре Хабаровской антиклинали и на ее продолжении на о. Вайгач. Нижняя часть свиты сложена известняками глинистыми, сланцеватыми, с прослоями массивных органогенных и песчаных известняков. В средней части появляются доломиты грубоплитчатые и массивные. В верхней части преобладают известняки с желваками и стяжениями кремней и глинисто-доломитистые «червячковые» известняки.

Карадокский возраст обоснован сборами *Oxoplecia dorsata* (His.), *Vellamo praemarginata grandis* Nass., *V. summa* V. Bond., *Platystrophia*

lynx jugorensis V. Bond., *Asaphus* (*Neoasaphus*) *nieszkomskijewensis* Schmidt., *Hesperortis angustus* V. Bond., *Drepanodus suberectus* Br. et M., *Phragmodus* sp. [128].

Нижняя граница свиты согласная, принята по смене толщи ритмичного переслаивания известняков и песчаников юноягинской свиты существенно карбонатной ассоциацией. Мощность свиты 800–900 м.

Ашгиллский ярус. Сармикская свита (O_3sr). Выделена В. С. Енояном [1971] на о. Вайгач по р. Сармик (за пределами территории листа). Нижняя часть свиты В. И. Бондаревым [20, 128] выделяется в объеме варнекской свиты, являвшейся стратотипом одноименного горизонта [154]. На территории листа отложения свиты слагают крылья Хабаровской антиклинали. В нижней части свиты преобладают известняки массивные, плитчатые, сланцеватые глинистые с прослоями органогенных известняков. Для верхней части характерны известняки доломитовые, глинисто-доломитистые «червячковые», доломиты, с редкими прослоями органогенных известняков. В районе Хабаровской антиклинали и на п-ове Лямчин в разрезе свиты отмечается локальное развитие рифовых комплексов при преобладании в слоистой ассоциации известняков с редкими прослоями (до 10 м) коралловых, мшанковых и полидетритовых известняков.

Ашгиллский возраст пород свиты характеризуют комплексы конодонтов *Aphelognathus* aff. *politus* Orchard., *Icriodella superba* Br. et Mehl., *I. prominens* Orchard., *Oulodus* aff. *oregonia velocuspis* (Palse et Sweet.) в нижней части и *Aphelognathus grandis* Br. et Mehl., *Oulodus oregonia* (Br. et M.), *Coleodus* sp., *Neocoleodus* sp. в верхних горизонтах свиты. По сборам в пограничных слоях ордовика и силура *Carniodus* aff. *cornicus* Wall., *Neopriniodus* sp., *Paltodus* aff. *debolti* Rex. предполагается, что свита охватывает весь объем ашгиллского яруса.

Нижняя граница свиты принята по подошве пачки органогенных известняков с *Catenipora kuliki*. Мощность свиты 500–700 м.

В остальной части Бельско-Елецкой СФЗ на территории листа в позднеордовикском возрастном диапазоне предполагается развитие сходных по составу отложений верхов щугорской серии. В Варандей-Адзвинском районе верхний ордовик, скорее всего, представлен последовательностью из баганской, хорейверской, мукерской свит, характеризующих лагунные условия осадконакопления ввиду присутствия в разрезах (к западу от территории листа) сульфатизированных известняков, гипсов, ангидритов, седиментационных доломитов. Непосредственно на территории листа бурением они не вскрыты.

ВЕРХНИЙ ОРДОВИК–НИЖНИЙ СИЛУР

Ашгиллский ярус (верхняя часть)–венлокский ярус. *Табаротинская серия и седьельская свита нерасчлененные.* Частично (седьельская свита) вскрыты глубокими скважинами (Сарембойская-2, Сарембойская-17) в пределах Варандей-Адзвинского района. Представлены доломитами вторичными, желтовато-серыми с реликтами органогенных текстур, от толсто- до тонкослоистых, иногда брекчиевидными, доломитами седиментационными.

Также предполагается повсеместное развитие подразделения в пределах Коротайхинского, Воркутинского и Верхнесиловского районов. Мощность более 500 м.

Лландоверийский ярус. Лямчинская толща (S_{1lm}). Название по губе Лямчина (о. Вайгач) предложено А. С. Микляевым [273] для ранее картируемой на о. Вайгач известняково-доломитовой ассоциации пород лландоверийского яруса. В нижней части толщи преобладают темно-серые известняки и доломиты с линзами и прослоями кремней (200–250 м) с *Palaeofavosites* ex gr. *alveolaris* (Gold.), *Catenipora gotlandica* (Yabe), *Conchidium munsteri* K. В верхней части преимущественно развиты доломиты серые, светло- и темно-серые с различной долей присутствия доломитовых конглобрекций (400–450 м) с *Pentamerus* ex gr. *oblongus* Sow., *P. schmidti* Leb., *Catenipora* cf. *grandis* Hall.

Более детальная характеристика лландоверийских карбонатных отложений на о. Вайгач приводится в материалах С. В. Черкесовой (Стратиграфия СССР. Силурийская система, 1965. С. 133–148) и А. Ф. Хлопенюка [299].

Верхняя граница толщи принята в кровле доломитов, по подошве строматопоровых известняков венлока. Общая мощность 600–700 м.

Венлокский ярус. Талатакарская толща (S_{1tk}). Название по р. Талата Карская (о. Вайгач) предложено А. С. Микляевым [273] для ранее картируемых на о. Вайгач карбонатных отложений в составе венлокского яруса. Сложена доломитизированными известняками строматопоровыми, водорослевыми массивными и слоистыми с линзами кремней и редкими прослоями доломитов. *Simplexodicton kyssuniensi* (Riab.), *Eoclimadictyon tchernovi* (Riab.), *Glaethrodiodion cylindriformis* (Riab.), *Columnostroma frutulosum* (Yavor.), *Favosites vaigacensis* Tchern, *Pseudoconchidicim kazhimicas* Nic., *Meglcomus* sp.

Более детальная характеристика венлокских карбонатных отложений на о. Вайгач приводится в материалах С. В. Черкесовой (Стратиграфия СССР. Силурийская система, 1965. С. 133–148) и А. Ф. Хлопенюка [299].

По своим особенностям талатакарская толща очень близка к седьельской и веянской свитам. Верхняя граница принята по подошве черных тонкоплитчатых известняков хатанзейской свиты с первыми *Lisatrypa lingulata*. Мощность толщи 400–600 м.

Лямчинская и талатакарская толщи нерасчлененные (S_{1lm-tk}) показаны на карте в районе бухты Варнека и под проливом Югорский Шар, ввиду того, что данные для их расчленения в этом районе отсутствуют. Мощность объединенных толщ 1000–1300 м.

ВЕРХНИЙ СИЛУР–НИЖНИЙ ДЕВОН

Начиная с лудлова, в пределах Бельско-Елецкой СФЗ в выходах на дневной поверхности отчетливо наблюдается фациальная дифференциация между циклическими шельфовыми разрезами Михайловско-Вайгачской подзоны и типичными рифовыми образованиями внешнего края шельфа Иргизлинско-Карской подзоны.

В Западно-Вайгачском районе Михайловско-Вайгачской подзоны в этом возрастном интервале картируются хатанзейская, гребенская свиты в верхнем силуре и вайгачская толща в нижнем девоне. В юго-западной части Коротаихинской впадины и Варандей-Адзвинском районе картируются – гердьюская и гребенская свиты в верхнем силуре, ниже которых по данным бурения выделяется последовательность из хатаяхинской, торавейской, наульской и варандейской свит в нижнем девоне. По южной рамке листа в Воркутинском районе в верхнем силуре также выделяются гердьюская и гребенская свиты, а в нижнем девоне предполагается развитие овинпармской свиты, бетьюской серии и вучвожской свиты. В Верхне-Силновском и Изьяшорском районах выделяется единая нерасчлененная карбонатная мраморизованная толща позднесилурийско-раннедевонского возраста.

В пределах Иргизлинско-Карской подзоны обособляются два изолированных района: Югорско-Вайгачский и Карско-Нерусовейский. В первом картируется последовательность из талейхинской и рифовой толщ, во втором – однообразная нярминская рифогенная толща.

Ниже дается описание всех отмеченных выше картируемых подразделений в стратиграфической последовательности.

Лудловский–пржидольский ярусы. Гердьюская и гребенская свиты объединенные ($S_{2gr} + gb$). На дневной поверхности закартированы в редких выходах в ядрах сорванных антиклинальных складок на гряде Чернова (Талотинский вал), фрагментарно вскрыты глубокими скважинами (Сарембойская-2, Сарембойская-17, Южно-Сарембойская-1) в Варандей-Адзвинском районе. По составу картируемый литокомплекс близок к типовым разрезам входящих в его состав свит, являющихся стратотипами одноименных региональных горизонтов. Сложен в нижней части (гердьюская свита) известняками, доломитами вторичными, желтовато-серыми с реликтами органогенных текстур, тонко-среднеслоистыми, с прослоями доломитов седиментационных и аргиллитов, в верхней части (гребенская свита) – известняками темно-серыми глинистыми комковатыми биоморфными.

Возраст как гердьюской, так и гребенской свит подтвержден сборами органических остатков в скважинах: *Pseudoaparchites aff. decoratus* Gones, *Collarothyrus canaliculata* Wen.; *Siringopora schmidtii* Tchern., *S. blanda* Klaat., *Favosites golhlandicus* Lam. [208]

На Гряде Чернова гребенская свита трансгрессивно перекрыта отложениями оленьинской свиты позднеживетского возраста. В пределах Варандей-Адзвинского района свита нормально перекрываются отложениями хатаяхинской свиты лохкова (скв. 1-Южно-Сарембойская). На подстилающих отложениях седельской свиты венлока гердьюские отложения залегают согласно. Мощность – 300–560 м.

Лудловский–лохковский ярусы. Хатанзейская, гребенская свиты и вайгачская толща объединенные (S_2-D_{1ht+vg}). Закартированы совместно ввиду незначительной площади выходов в пределах листа на оконечности п-ова Карпова и в небольшом тектоническом клине в районе мыса Белый Нос. Хатанзейская свита выделена на о. Новая Земля [154]. Остров Вайгач является стратотипическим районом

для гребенской свиты [154] и вайгачской толщи, выделенной в составе верхней части вайгачского горизонта А. С. Микляевым [273]. Сложены выходами доломитизированных известняков с реликтами органогенных структур, в том числе биогермов. Видимая мощность в пределах листа – не более нескольких сот метров. На западе о. Вайгач (за пределами листа) с размывом перекрываются отложениями пырковской свиты позднеживетско-раннефранского возраста. Общая мощность картируемого подразделения на о. Вайгач 800–900 м.

Лудловский–пражский ярусы. Карбонатная мраморизованная толща (S_2-D_{1cm}) выделяется в ядрах антиклиналей к востоку от Лядгейского надвига в пределах Верхнесиловского и Изъяшорского районов. Полные разрезы отсутствуют. Наиболее представительные выходы на руч. Сезымъюнкошор. Сложена мраморизованными известняками, часто массивными строматопорово-водорослевыми с прослоями доломитов, содержит фауну лудловского, пржидольского, лохковского и пражского ярусов. Представляет собой, вероятно, промежуточное звено между собственно рифовыми разрезами нярминской толщи и типично шельфовыми циклическими отложениями гердьюской (хатанзейской), гребенской и вайгачской свит. Мощность 800–1000 м.

Лудловский–эмсский ярусы. *Овинпармская свита, бетьюская серия и вучвожская свита нерасчлененные.* На дневной поверхности не обнажаются. Их развитие предполагается в Воркутинском районе. Вдоль юго-восточного борта Коротайхинской впадины они вскрыты скв. Хавдейская-1. Более полно изучены на листе Q-41 [46]. Сложены в нижней части (овинпармская свита) – доломитизированными известняками с богатой фауной строматопор, табулят, ругоз, брахиопод, в средней (бетьюская серия) – вторичными и седиментационными глинистыми доломитами с единичными прослоями доломитизированных мергелей, черных глинистых сланцев и включениями желваков кремней, в верхней (вучвожская свита) – глинисто-известняково-доломитовым разрезом, содержащим прослой органогенно-обломочных амфипоровых известняков с фауной вязовского горизонта. Верхняя граница проводится в подошве терригенной пачки в основании карбонатно-терригенного разреза шервожской свиты. Общая мощность литокомплекса в скв. Хавдейская-1 составляет 512 м.

Лудловский–лохковский ярусы. Талейяхинская толща (S_2tl). Выделена при составлении легенды Южно-Карской серии листов. Название дано по р. Талейяха на о. Вайгач, где описан типичный рифогенный разрез лудлова [289]. Распространена на Югорском полуострове, по побережью Карского моря в районе мыса Сухой Нос, мыса Белый и далее к северу – губы Дровяная. Сложена однообразной толщей массивных известняков, инкрустационных известняков и вторичных доломитов по органогенно-обломочным и водорослевым каркасным известнякам. Сохранность органических остатков, как правило, плохая из-за перекристаллизации. В толще определены преимущественно лудловские формы: *Atrypinella insigne* Nik., *Delthyris* cf. *elevatus talataensis* Nik., *Favosites pseudoforbesei muratsiensis* Soc., *Angopora riphaea* Yan et., *Conchidium novosemelicum*

№1. и др. [289]. В составе толщи предполагается наличие рифогенных пржидольских отложений. В ряде случаев (губа Мара-Пага, мыс. Белый), где пржидольские отложения выделяются условно по положению в разрезе, они представлены слоистыми темно-серыми детритовыми известняками с прослоями черных глинистых сланцев, мергелей и оползневых брекчий. По-видимому, это фации предрифового склона, так как они не похожи на отложения гребенской свиты и не содержат характерного для нее комплекса фауны. Верхняя граница с рифовой толщей проводится по появлению органических остатков, характерных для нижнего девона. Мощность талейяхинской толщи 500–600 м.

Лудловский–пражский ярусы. Ня р м и н с к а я т о л щ а (S_2 – D_1 nm). Название предложено М. А. Шишкиным [302]. Сложена однообразными серыми полосчатыми мраморизованными известняками с подчиненным количеством доломитов. Опорные разрезы находятся по рекам Нярма и Мал. Лядгей.

Силурийская часть толщи наиболее представительно вскрыта в скальных выходах по р. Нярма. Здесь представлены полосчатые светло-серые мраморизованные, частично доломитизированные известняки с прослоями доломитов. Местами известняки окрашены в более темные серые тона с содержанием тонких (первые мм) прослоев углеродистых разностей. Породы характеризуются «чистотой» состава (нерастворимый остаток составляет сотые доли %), они исключительно бедны ископаемой фауной, почти повсеместно в них развита седиментационная слоистость. Имеющиеся материалы биостратиграфического обеспечения характеризуют лудловские и пржидольские отложения [252]. Мощность разреза толщи на р. Нярма 800–900 м.

Верхнесилурийские отложения, развитые на обширном пространстве водораздельной части в верховьях Юньяги, Мал. Лядгея и Лядгейяхи и в береговых обрывах последних, отличаются развитием массивных мраморизованных и доломитизированных рифогенных известняков, доломитов с инкрустациями, с линзами пятнисто-окрашенных розоватых и кремневых водорослевых и органогенно-обломочных известняков с фауной археат, ругоз и брахиопод позднесилурийского возраста [252]. Здесь преобладали рифогенные условия осадкообразования.

Полные разрезы лохкова, пражского яруса нижнего девона находятся на руч. Сизым-Юнкошор и р. Лядгейяха. Во всех разрезах вскрыты литологически однообразные рифогенные и слоистые мраморизованные известняки, слоистые и массивные доломиты, часто с инкрустационными текстурами, характеризующими наличие мелких органогенных построек. Здесь определены раннедевонские конодонты [252]. Мощность нижедевонской части нярминской толщи составляет около 500 м.

Из фаунистических остатков в нярминской толще определены брахиоподы позднего силура: *Atrypella phoca* (Salt.), *A. scheli* (Holt.), *A. columbella* (Barr.), *Gupidula* aff. *galeata* (Dalm.), *Collarothyris canaliculata* (Wen.), *Proteticularia pentameriformis* Tschern. раннедевонские (лохковские–пражские) – *Karpinskia conjugula* Tschern., *Losvia operosa* (Khod.), *Carinatina comata* (Barr.), *Gupidula* cf. *saumaensis* Khod.,

Cyclocyclicus proximus Dubat., позднесилурийские ругозы *Triplasma crassiseptata* Shur., *Microplasma* ex gr. *gotlandica* Dub., *Cystiphyllum* sp., и др. [252], криноидеи *Salairocrinus* cf. *texanus* Dubat., *S.* cf. *radialis* Elt., *Pentagonocyclicus ligatus* Yelt. и др. [272]), конодонты *Spathognathodus* ex gr. *steinhornensis* Phill., *Panderodus* cf. *unicostatus* (Brans. et Mehl) [252]. Таким образом, возраст нярминской толщи определяется в интервале лудловского–пражского ярусов.

Перекрывается нерусовой толщей на участках, прилегающих к границе Пайхойского аллохтона (на продолжении Нерусовой тектонического полуокна и др.); на других участках, южнее – устьядгейской толщей. Общая мощность толщи оценивается в 1400–1500 м.

Пражский–низ эмского яруса (вязовский горизонт). Рифовая толща (D_{1rf}). Название предложено А. С. Микляевым [273] по преобладающему составу рифовых биокластических и биогермных девонских отложений на востоке о. Вайгач и на северо-западном побережье Югорского полуострова. Опорный разрез в районе мыса Сухой Нос (о. Вайгач, побережье пролива Югорский Шар) охарактеризован С. В. Черкесовой [159]. Литологическую и биостратиграфическую характеристику рифовых фаций нижнего девона конкретизируют материалы исследований В. П. Шуйского [199], М. Б. Птицына [289].

По определениям пражских органических остатков (*Coenites* cf. *puberulus* Yanet., *Favosites* cf. *karpinskyi* Yanet., *Karpinskya conjugula* Tsch., *Lirielasma* cf. *petshokense* (Soshk.) и эмских органических остатков (*Ivdelinia ivdelensis* (Khod.), *Herrmannina* ex gr. *jonebi* (Hall.), *Karpinskia fedorovi* Tsch., *Neokarpinskia fedorovi ivdelensis* (Khod.), *Carinatina comata* Barr. возраст рифовой толщи уверенно интерпретируется в диапазоне пражского века и раннего–среднего эмса (до основания койвенского горизонта). Верхняя граница толщи принята по смене массивных рифовых известняков их слоистыми разностями. Мощность рифовой толщи 600–1000 м.

Лохковский ярус. Хатаяхинская свита (D_{1ht}). На дневной поверхности не обнажается. Показана только на разрезах. Вскрыта многочисленными глубокими скважинами (Северо-Сарембойская-17, Сарембойская-1, Западно-Леккейгинская-42, Южно-Сарембойская-1 и др.) в Варандей-Адзвинском районе, так как является вмещающей для нефтяных залежей.

Состоит из четырех типичных пачек. Базальная пачка I (30–50 м) сложена серыми, темно-серыми аргиллитами, известковыми мергелями с прослоями известняков и алевролитов. Пачка II (110–145 м) представлена серией неглинистых карбонатных пластов, среди которых выделяются пять наиболее мощных (до 10–35 м), являющихся хорошими реперными ориентирами при сопоставлении разрезов нижнего девона. Пачка III (80–100 м) сложена сильноглинистыми мергелями с прослоями известняков. Пачка IV (45–95 м) сложена серыми известняками, неравномерно доломитизированными, иногда глинистыми, а также мергелями и доломитами. По достаточно многочисленным органическим остаткам – *Ozarkodina remscheidensis remscheidensis* Ziegler., *Panderodus* cf. *unicostatus* Branson et Mehl,

Protathyris praecusor Kozl., *Howellella angustiplicata* Kozl., *Lenatoechia kuliki* Nikif. (скв. Западно-Лекейягинская-47) свита уверенно коррелируется с овинпармским горизонтом [208]. Согласно перекрывается торавейской свитой. Общая мощность хатаяхинской свиты 260–390 м.

Пражский ярус. Торавейская свита (D_{1tr}) вскрыта только в Варандей-Адзвинском районе многочисленными глубокими скважинами. Хорошо прослеживается по сейсмическим данным, является одной из наиболее важных покрывшек нефтяных залежей. Сложена двумя типичными пачками. Нижняя (глинисто-доломитовая) пачка представлена циклическим переслаиванием глинистых доломитов с прослоями домеритов и аргиллитов. Верхняя (сульфатно-доломитовая) пачка представлена ритмичным переслаиванием ангидритов, доломитов, домеритов и аргиллитов. Сопоставляется с сочтемкыртинским региональным горизонтом. На Западно-Леккейягинской структуре с размывом перекрывается отложениями леккейягинской свиты эмса, на остальной территории – оленьинской свитой верхнего девона. Мощность до 427 м.

НИЖНИЙ–СРЕДНИЙ ДЕВОН (верхний эмс–эйфель–нижний живет)

Данный стратиграфический интервал отвечает отдельному трансгрессивно-регрессивному подэтапу в развитии шельфа, отложения которого были размыты и сохранились далеко не везде на территории листа. В Варандей-Адзвинском районе они установлены локально в пределах Леккейягинско-Сарембойского вала и представлены леккейягинской свитой. В пределах Михайловско-Вайгачской подзоны на поднятии Чернова и в Западно-Вайгачском районе отложения данного этапа размыты, в Воркутинском районе им отвечает шервожская свита, в Верхнесиловском районе – усть-лядгейская толща, в Изьяшорском районе – изьяшорская свита. В Иргизлинско-Карской подзоне отложения нижнего–среднего девона сохранились достаточно полно. В Югорско-Вайгачском районе они представлены сухонососовской толщей, в Карско-Нерусовейском районе – нерусовейской толщей.

Эйфельский ярус. Леккейягинская свита (D_{2lk}) вскрыта только буровыми скважинами. Сложена в нижней части песчаниками, в средней – аргиллитами известковистыми, в верхней – глинистыми известняками. Охарактеризована остракодами *Aparchitellina agnes* (L. E g.), *Birdsallela* aff. *latusa* L. E g., *Cavellina explicata* L. E g., отвечающими интервалу койвенского–бийского горизонтов. На подстилающих отложениях залегает с размывом. Мощность свиты 40–110 м.

Эмский–живетский ярус. Устьлядгейская толща (D_{1-2ul}). Распространена в пределах Верхнесиловского и части Изьяшорского районов от р. Силоваяха до рек Кара, Лядгейяха и далее к востоку до Буреданского надвига, слагая крылья антиклинальных и синклиналиных структур. Название по устью р. Лядгейяха предложено М. А. Шишкиным [302] при составлении Легенды Полярно-Уральской серии листов для ранее

картируемых карбонатных отложений среднего девона.

На территории наблюдаются фациальные различия разрезов толщи. Для западной и юго-западной полосы выходов (в междуречье Кары и Силовяхи) характерен терригенно-карбонатный – «силовский» – по А. И. Елисееву [57] тип разреза. В восточной и северо-восточной части развит существенно карбонатный («сезымюнкошорский») тип разреза.

«Силовский» терригенно-карбонатный фациальный тип устьядгейской толщи в нижней (эмской, мощностью >250 м) части представлен серыми и светло-серыми мраморизованными известняками, доломитистыми, глинистыми и алевролитистыми известняками, с линзами и прослоями доломитов (0,5–4 м), с пластами известняковых песчаников, гравелитов и амфипоровых известняков. Встречаются линзы и прослои углеродистоглинистых сланцев и серых алевролитов, мощностью до 1,2 м. В известняках и доломитах нередко наблюдаются радиально-лучистые и зонально-концентрические инкрустационные текстуры. В породах содержатся табуляты, ругозы, амфипоры, крупные остракоды, брахиоподы (иногда образующие пласты органогенных известняков) эмского возраста, среди них: *Astrictophyllum uralicum* (Tsyg.), *Lyriellasma* ex gr. *petschorense* (Soshk.), *Zelophyllia tabulata* (Soshk.), *Syringopora eifeliensis* Schlut., *Chaetetes magnus* Lec., *Karpinskia fedorovi* Tschern., *K. conjugula* Tschern., *Eokarpinskia ivdelensis* (Khod.), *Punctatrypa* cf. *perpolita* (Khod.), *Zdimir pseudobaschkirica* (Tschern.), *Atrypa desquamata* Sow. и др. [183, 272]. Данная часть разреза хорошо сопоставляется с вучвожской свитой Воркутинского района. Выше залегают терригенно-карбонатные породы. В их основании выделяются плотные мелкозернистые кварцевые песчаники с косой и пологоволнистой слоистостью, залегающие среди детритовых известняков, иногда доломитизированных. Выше развит горизонт линзовидных тел, сложенных породами с повышенным содержанием глинозема и линзовидными телами сиаллитов, аллитов и бокситов, которые располагаются на разных уровнях и трактуются нами как результат выполнения палеокарстовых полостей. Комплексы фауны из верхней части лядгейской толщи включают *Zdimir pseudobaschkirica* (Tschern.), *Z. baschkirica* Vern., *Chlamidophyllum tabulatum* (Soshk.), *Thamnopora* ex gr. *aliena* Yanet, *Coenites tenella* Gur., *Cladopora crassa* Yan., *Syringopora eifelianus* Slut., *Chaetetes magnus* Lec., *Aphyllum* ex gr. *relictum* Lavr., *Dendrostella rhenana* (Frech), *Neospongophyllum* cf. *longiseptatum* (Bul.), которые определяют бийский, афонинский, чувсовской и чеславский горизонты эйфеля и живета. Известняково-алевролитовая пачка (21–22 м) с линзовидными телами сиаллитов и бокситов в основании по фауне относится к чеславскому горизонту. Общая мощность толщи в силовском разрезе более 800 м.

«Сезымюнкошорский» карбонатный тип разреза устьядгейской толщи развит к северо-востоку и востоку от вышеописанного. Самые низы разреза слагают серые и светло-серые водорослевые известняки с брахиоподами эмского возраста, мощностью несколько десятков метров. Выше идет переслаивание пачек доломитов, доломитизированных известняков, мраморизованных известняков массивных и слоистых. Встречаются редкие

прослой конглобрекчиевидных известняков. Фаунистические остатки редки и представлены перекристаллизованными кораллами, брахиоподами, из которых в нижней части определены *Atrypa* ex gr. *reticularis* L., *Spinatrypa* ex gr. *tubaecostata* Paesck. (эйфельско-живетского возраста). В верхней части встречаются срезы гастропод, кораллов; брахиоподы *Desquamatia zonata* Schnur., *D. zonataeformis* Alex., *Spinatrypa* ex gr. *tubaecostata* Paesck., *Hypothyridina procuboides* (Kais.), *Gupidula biplicata* Schnur [262] живетского возраста. Мощность устьядгейской толщи в карбонатном разрезе составляет 930–950 м.

Верхняя граница толщи в большинстве разрезов определяется контрастной сменой серых, светло-серых известняков черноцветной ассоциацией известняков с прослоями сланцев гурейтывисской свиты, в подошве которой она проводится. Локально встречаются участки, наследующие сходный состав подстилающих светло-серых известняков (реки Кара, Лядгей, верховья р. Юньяха, район оз. Тирибейто).

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

Эмский–живетский ярус. Изьяшорская толща ($D_{1-2}iz$). Развита локально в бассейне Кары, в районе ее левого притока – руч. Изьяшор. Название предложено при составлении Полярноуральской легенды [302]. Характеризует условия относительно глубоководной седиментации в некомпенсированной шельфовой впадине, возникшей с началом раннедевонской трансгрессии. Характерной особенностью толщи является частое переслаивание различных пород: известняков, аргиллитов, кремнистых образований, реже – кварцевых алевролитов. Полного и непрерывного разреза толщи не существует, ее сводный разрез составлен по нескольким изолированным обнажениям.

Основание толщи, вскрытой мощностью 115 м (правый борт долины Кары [272]), сложено серыми и темно-серыми криноидными известняками с прослоями гидрослюдисто-глинистых листоватых филлитовидных сланцев серого цвета. Прослой сланцев, сначала редкие и маломощные (3–10 см), к верхам пачки увеличиваются до 5–10%, достигая до 2,5–3 м мощности. Здесь определены конодонты раннего эмса: *Spathognathodus buchansensis* Phill., *Sp. cf. miae* Vult [272]. Вышележащая часть толщи представлена однообразными серыми и темно-серыми слабоокремненными известняками с бугристой поверхностью наслоения, с многочисленными «лентами», линзами и желваками черного кремня, мощность которых достигает 10–15 см. Местами их содержание составляет 10–30% от общей массы породы. Кроме того, встречаются прослой серых филлитовидных глинистых сланцев. Здесь были встречены конодонты *Polygnathus serotinus* Telf., *Po. foliformis* Snig., *Po. linguiformis* Hinde [272], характерные для вязовского–койвенского горизонтов эмса. Мощность пачки 100–110 м.

Верхняя (эйфельско-живетская) часть разреза толщи (видимая мощность 235–240 м) представлена переслаиванием примерно в равных соотношениях известняков, в том числе криноидных, включающих линзы и желваки черных кремней и сланцев гидрослюдисто-глинистых, кремнисто-глинистых

листоватых, филлитовидных. Мощности тех и других слоев пород от 2 до 24 м. Присутствуют прослой алевролитов, мощностью до 3 м. Отсюда определены конодонты эйфельского и живетского возраста: *Polygnathus eiflius* Bisch. et Zieg., *Po. costatus* Klapp., *Po. kockelianus* Bisch. et Zieg., *Po. pseudofoliatus* Witt., *Po. trigonicus* Bisch., *Po. timorensis* Zieg., *Po. angustipennatus* Bisch., *Po. varcus* Stauff., *Po. xylus* Stauff.

Возраст изьяшорской толщи по вышеприведенным конодонтовым комплексам определяется в объеме эмса, эйфеля и живета.

Нижняя и верхняя границы изьяшорской толщи в непрерывном разрезе неизвестны.

Полная мощность изьяшорской толщи, вероятно, составляет 480–530 м.

Эмский–живетский ярусы. Сухоносовская толща (D_{1-2sn}) названа по мысу Сухой Нос (юг о. Вайгач). Предлагается для ранее картируемых на Вайгаче и Северо-Западном Пай-Хое среднедевонских карбонатных отложений. Наиболее полный разрез вскрыт у мыса Сухой Нос на западном побережье пролива Югорский Шар. Детальная литологическая и биостратиграфическая характеристика этого разреза приводится в материалах исследований С. В. Черкесовой [159], В. С. Енокяна [243]. Толща сложена в основном известняками серыми и темно-серыми слоистыми с редкими прослоями и пачками кварцевых песчаников (до 4 м) в средней части и зеленовато-серыми глинистыми известняками с прослоями глинистых сланцев и кварцевых песчаников в верхней.

Охарактеризована фауной эмса, эйфеля, живета: *Favosites goldfussi* Orb., *Leviconchidiella varganica* (K h o d.), *Zgimir* aff. *pseudobaschkiricus langieptata* K h o d. et B r. *Megastrophia uralensis* (V e r n.), *Favosites biyaensis* Sok, *Stringonophyllum duplex* (W d k d.), *Thamnopora reticulata* B l., *Alveolites crassiformis* S o k, *Digonophyllum complicatum* A m. и др.

Верхняя граница толщи принята среди литологически сходной ассоциации пород по смене палеофаунистических комплексов. Более контрастная смена литологических разновидностей наблюдается на участках с признаками перерыва в осадконакоплении, где в основании перекрывающих отложений залегает характерная ассоциация пестроокрашенных терригенных пород. Мощность толщи 65–225 м.

Эмский–живетский ярусы. Нерусовейская толща (D_{1-2nr}). Название по р. Нерусовей-Яха (правый приток р.Кара) предложено А. С. Микляевым в Легенде Госгеолкарты-200 Вайгачско-Пайхойской серии листов [273] для ранее картируемых на листе R-41-XXIX–XXX однородных по составу мраморизованных известняков силура–нижнего девона [32], развитых в районе Нерусовейского тектонического полуокна. При производстве ГС-50 [266] эта же ассоциация пород закартирована в составе живетского яруса ($D_2\check{z}v$), на сводных картах нередко ошибочно включалась в состав падейской свиты.

При проведении полевых работ по ГК-1000/3 нами были повторно рассмотрены и описаны типовые разрезы толщи в каньонах рек Кара (выше водопада Буредан) и Нерусовей-Яха. В результате установлено, что разрез толщи представлен преимущественно массивными светло-серыми, с пятнами темно-серых, интенсивно мраморизованными рифогенными

известняками. Реже, в основном ближе к основанию, наблюдаются слоистые разности. На отдельных участках хорошо сохранились реликты каркасных структур (инкрустации, тектуры водорослевых фистулеловых и обломочных известняков). Местами наблюдаются элементы палеокарстовых полостей в виде пятен и горизонтов розовых и кремовых известняков и известняковых брекчий, развитых в каньонах р. Кара и ее правого притока р. Нерусовой-Яха. На руч. Выяшор в районе так называемого «Выяшорского клиппа» установлено налегание с постепенным переходом грубослоистых обломочно-детритовых известняков нерусовой толщи на петельчатые известняки ливановской свиты. Таким образом, здесь, как и в Лемвинской зоне, край мелкого шельфа проградировал в сторону бассейна на первые десятки километров, последовательно перекрывая батинальные осадки, а нижний возрастной предел нерусовой толщи в этом случае не древнее пражского яруса. В устье руч. Даркашор из нижней части толщи, сложенной здесь серыми слоистыми известняками, получены конодонты (определения А. В. Журавлева): *Polygnathus* ex gr. *mashkova* Bardashev, *P.* cf. *mashkova* Bardashev, *P.* sp., *Panderodus unicastatus* (Branson et Mehl), свидетельствующие об эмском возрасте пород (зона gronbergi). Из верхней части разреза в районе устья руч. Выяшор в нерастворимом остатке обнаружены конодонтовые элементы плохой сохранности (следы растворения, перекристаллизации). Определен *Pelekysgnathus* cf. *shishkatensis* Bardashev, характерный для интервала конодонтовых зон *partitus*–*costatus* (верхний эмс–нижний эйфель). В верхней части определены криноидеи живетского возраста *Cupressocrinites* cf. *inflatus* Goldf., *Tessorocrinites gratus* (I. Dubat.), *Tetraptocrinites* sp. и др. [Микляев, 1998ф].

Собранные материалы показывают ошибочность включения в нерусовую толщу рифогенных отложений силура–нижнего девона, которые входят в состав нярминской рифогенной толщи. Они позволяют уточнить возраст нерусовой толщи в объеме эмса–эйфеля–живета и рассматривать ее как рифогенный аналог устьялдегейской толщи в Карско-Нерусовейском районе Иргизлинско-Карской подзоны.

Перекрывающие отложения в районе неизвестны. Мощность толщи 400–600 м и, вероятно, более.

СРЕДНИЙ ДЕВОН–НИЖНИЙ КАРБОН (верхний живет–нижний визе)

Позднеживетско-франская трансгрессия была наиболее масштабной и привела к возникновению на шельфе длительно развивавшихся некомпенсированных впадин и ограничивающего их с запада мелководного шельфа сложной конфигурации с рифовыми постройками на внешнем крае. В течение франа, фамена, турне мелководный шельф достаточно быстро проградировал в восточном направлении, что привело к последовательному заполнению области некомпенсированного осадконакопления. В пределах последней, кроме того, существовали и развивались изолированные

мелководные карбонатные банки и лоскутные рифы. В связи с этим структурно-формационное районирование данного этапа наиболее сложно.

На территории листа в пределах Большеземельской СФЗ и Михайловско-Вайгачской подзоны выделяются следующие районы: Варандей-Адзвинский, Коротайхинский, Воркутинский, Верхнесиловский и Изьяшорский, в пределах Иргизлинско-Карской подзоны – Карско-Нерусовейский и Югорско-Вайгачский районы.

Варандей-Адзвинский и Коротайхинский районы в основном отвечают зоне некомпенсированной депрессионной впадины, в которой выделяются три стратиграфические последовательности: 1 – оленьинская, седьягинская, доманиковская и кочмеская свиты объединенные (отвечающие стадии некомпенсированной впадины); 2 – сарембойская и нядейюская свиты объединенные (отвечающие толще заполнения и началу формирования шельфа на месте депрессионной впадины); 3 – покчинская и юрьяхинская свиты объединенные (отвечающие мелководному шельфу регрессивной стадии). В пределах гряды Чернова (Вашуткино-Талотинского вала) и на отдельных поднятиях Коротайхинского района выделяются локальные рифогенные постройки на краю мигрирующего мелкого шельфа или лоскутные рифы.

Воркутинский район отвечает области развития Воркутинской мелководной мегабанки, последовательно разраставшейся в течение характеризованного этапа. Здесь выделяется последовательность из известняково-доломитовой и бахромчатой толщ объединенных и важхановейской свиты.

Верхнесиловский район отвечает краевой части мигрирующей Воркутинской мегабанки. В фамене здесь выделяется сезымюнкошорская толща, перекрытая также важхановейской свитой.

Изьяшорский район отвечает области следующей некомпенсированной впадины. Осадки депрессионной стадии представлены здесь гурейтивисской и ховратывисской толщами, а толщей заполнения является буреданская свита.

В связи с масштабной «раннефранской» трансгрессией на территории большей части Карско-Нерусовейского района Иргизлинско-Карской подзоны во франское–турнейское время также формируются относительно глубоководные осадки гурейтивисской, ховратывисской и буреданской толщ. Вероятно, лишь в наиболее краевых частях они сменяются отмельными образованиями, которые представлены только варкатывисской толщей фамена. В Югорско-Вайгачском районе формируется последовательность из пырковской и костяномысовской толщ объединенных. С турнейского века здесь преобладают шельфовые условия, в связи с чем карповская толща турне объединена при картировании с вышележащей болванской толщей визе–серпухова и в данном разделе не рассматривается.

Франский ярус (тиманский горизонт)–фаменский ярус (елецкий горизонт). Оленьинская, седьягинская, доманиковская и кочмеская свиты объединенные ($D_{3ol-kč}$). На дневной поверхности закартированы в пределах гряды Чернова, в основном вскрыты скважинами глубокого бурения в Варандей-Адзвинской зоне.

Оленьинская свита (50–156 м) сложена песчаниками, алевролитами, аргиллитами и мергелями; по фауне брахиопод *Uchtospirifer nalivkini*

Ljasch коррелируется с тиманским горизонтом нижнего франа. Таким образом, начальные пашийские слои в Варандей-Адзвинском районе, по-видимому, не представлены.

Седьягинская свита (100–204 м) сложена алевролитами, аргиллитами, песчаниками с прослоями известняков. В основании содержит прослой бобовых железняков. Охарактеризована комплексом фауны саргаевского горизонта: *Semitoechia polita* Ljasch, *Cupolarostrum timanicus* Ljasch, «*Microspirifer*» *novosibiricus* (To11) и др.

Доманиковская свита (14–30 м) сложена известняками битуминознокремнистыми с конодонтами *Polygnathus timanicus*, аммоноидеями зон *Ponticeras uchtense*–*Proboloceras domanicense*, *Monticoceras ammon* [293].

Кочмесская свита в типичном виде сложена известняками битуминозными с прослоями мергелей. Содержит фаунистические остатки ветласянского, сирачойского, евлановского, ливенского, задонского и нижней части елецкого горизонта [293]. В пределах листа выделяются два типа разрезов кочмесской свиты. Один – депрессионный, вышеописанного состава (80–100 м) развит к востоку от Сарембой-Леккейягинского вала в Адзвинской депрессии и Коротайхинском районе (скв. Талотинская-1), второй – рифогенный, развит в пределах вала (скв. Западно-Леккейягинская-47, Сарембойская-8, Усть-Талотинская-1) и сложен преимущественно известняками. Мощность рифогенного разреза 150–190 м и, возможно, более.

Суммарная мощность объединенного литокомплекса, представленного «доманикоидами» депрессионных впадин, колеблется в Варандей-Адзвинской зоне от 340 до 550 м. Перекрывается он сарембойской толщей заполнения.

Живетский ярус, верхний подъярус (пашийский горизонт)–фаменский ярус (аскянский горизонт). Гурейтывисская толща (D₂₋₃gt). Название по руч. Гурей-Ты-Вис, правому притоку р. Силоваяха (Юго-Восточный Пай-Хой) предложено при составлении легенды Госгеолкарты-200 Полярно-Уральской серии листов [302] для депрессионных разрезов франа Изьяшорского района. Как самостоятельное подразделение, закартирована в восточной и северной частях Карско-Нерусовой района. В западной части Изьяшорского района при картировании объединена с ховратывисской толщей, в южной и восточной частях Изьяшорского района и западной части Карско-Нерусовой района картируется в виде объединенного литокомплекса с ховратывисской толщей и буреданской свитой.

Нижняя часть гурейтывисской толщи представлена переслаиванием углеродистых известняков и углеродисто-глинисто-карбонатных, углеродисто-кремнисто-глинистых сланцев. Характерно присутствие прослоев амфипоровых известняков. Мощность отложений кыновского горизонта в разных разрезах варьирует в пределах 20–35 м. Палеофаунистическое обеспечение характеризуют *Disphyllum emsti* (W d k d.), *Uchtospirifer murchisonianus* (V e r n.) и конодонты зоны *Ancyrodella binodosa*.

В разрезах по р. Лядгей и руч. Утка-Тывис (приток р. Кара) нижняя часть толщи (кыновский, саргаевский горизонты) по составу сходна с подстилающими живетскими отложениями и представлена ассоциацией

светло-серых известняков с инкрустационными текстурами, доломитовых и водорослево-строматопоровых известняков с общей мощностью в пределах 170–180 м. Биостратиграфическое обеспечение этих осадков характеризуют *Uchtospirifer murchisonianus* (Vern.), *Trupestroma bassleri* Lec. Эта часть разреза в бассейне р. Лядгейяха выделена в Полярно-Уральской легенде [302] под названием «Лядгейского рифа». Подобные рифовые образования в основании гурейтывисской толщи присутствуют и на других участках Карско-Нерусовейского района.

Вышележащая часть разреза везде представлена однородной ассоциацией ритмичного переслаивания черных углеродистых, углеродисто-кремнистых известняков и углеродисто-кремнисто-известковистых, углеродистоглинисто-кремнистых сланцев. В этих черноцветных фациях выделяются фаунистические комплексы: саргаевского горизонта *Ancyrodella rotundiloba rotundiloba* (Bryant), *A. rotundiloba alata* Zieg. et Klapp., *Polygnathus asymmetricus asymmetricus* Br. et Mehl., *Po. asymmetricus ovalis* Zieg. et Klapp., *Corbicularia menneri* (Ljasch.), *Mucrospirifer novosibiricus* (Toll.), *Timanites keyserlingi* Mill. и др.; доманикового горизонта с *Ancyrodella buckeyensis* Stauff., *A. gigas* Mill. et Joung., *Nothognathella notabilis* Tschern., *Polygnathus asymmetricus asymmetricus* Br. et Mehl., *Po. asymmetricus ovalis* Zieg. et Klapp., *Palmatolepis punctata* Hinde, *Pa. subrecta* Mill. et Joung., *Pa. hassi* Mull., *Leiorhynchus domanicensis* Mark., *Hypothyridina semilukiana* Nal., *Tornoceras simplex* Buch., *Thamnophyllum virgatum* Soshk. и др.; мендымского и нижней части аскынского горизонтов с *Palmatolepis gigas* Mill. et Joung., *Pa. foliacea* Joung., *Pa. subrecta* Mill. et Joung., *Pa. linguiformis* Mull., *Cyrtospirifer tenticulum* Vern., *Hypothyridina cuboides* (Sow.), *Manticoceras intumescens* (Beur.), *M. latisellatum* Jan. и др.

В кровле картируется характерный маркирующий горизонт «узловатых» известняков переменной мощности (10–30 м) с конодонтами позднего аскына: *Palmatolepis triangularis* Sann., *Pa. subperlobata* Sann.

Вышеприведенные материалы биостратиграфического обеспечения аттестуют возраст отложений гурейтывисской толщи в возрастном диапазоне от позднего живета (пашийский–кыновский горизонты) до раннего фамена (поздний аскын).

В большинстве разрезов кыновские черноцветные сланцево-карбонатные отложения со стратиграфическим перерывом залегают на живетских мраморизованных известняках. В основании толщи здесь часто наблюдаются маломощные прослои (до 0,3 м) серых, зеленовато-серых гидрослюдистых, гидрослюдисто-шамозитовых сланцев. Локально встречаются линзы аллитов и бокситов.

Мощность толщи в бассейне р. Силоваяха составляет 170–190 м, в бассейне Кары до 350–400 м.

Живетский ярус, верхний подъярус (пашийский горизонт)–фаменский ярус. Гурейтывисская и ховратывисская толщи объединенные ($D_{2-3gt+ht}$) картируются в бассейне среднего течения р. Силоваяха в западной части Изьяшорского района. Гурейтывисская толща охарактеризована выше.

Ховратывисская толща названа по руч. Ховра-Тывис, правому притоку р. Силоваяха при составлении легенды Госгеолкарты-200 Полярно-Уральской серии листов [302] для фаменских кремнисто-карбонатных отложений депрессионного типа Изъяшорского района, известных под названием ховратывисской градации калейдовой формации [57]. Наиболее представительные разрезы изучены при ГГС-50 [272] по р. Силова и руч. Ховра-Ты-Вис.

Сводный разрез ховратывисской толщи характеризуют:

– на уровне макаровского горизонта (175 м) ассоциация ритмичного переслаивания темно-серых известняков, линз и прослоев кремней с конодонтами *Palmatolepis triangularis* Sann., *Pa. glabra glabra* Ulr. et. Bassl., *Pa. regularis* Coop., *Pa. minuta loba* Helms., *Pa. tenuipunctata* Sann., *Pa. marginifera* Zieg. и др. [272];

– на уровне мурзакаевского горизонта (55–60 м) известняки серые, темно-серые с редкими прослоями органогенных известняков, кремнистых доломитистых известняков и редкими линзами кремней с конодонтами *Palmatolepis distorta* Br. et Mehl., *Pa. marginifera* Zieg., *Polygnathus margaritatus* Ach. и др.;

– на уровне кушельгинского горизонта (55 м) ритмичное переслаивание темно-серых известняков, окремненных доломитистых, доломитовых известняков с конглобрекчиевидными текстурами выветривания и разлинзованных прослоев кремней с конодонтами *Palmatolepis rugosa rugosa* Br. et Mehl., *Pa. rugosa ampla* Mull., *Pa. rugosa postera* Zieg., *Polygnathus styriacus* Zieg., *Polygnathus znepolensis* Spass. и др.;

– на уровне лытвинского горизонта (100–110 м) известняки серые, темно-серые с частыми желваками, линзами и прослоями кремней. Подчиненно встречаются прослои доломитовых известняков с песчаниково- и конглобрекчиевидными текстурами выветривания. Комплексы конодентов: *Palmatolepis gracilis sigmoidalis* Zieg., *Bispathodus aculeatus* Br. et M., *Polygnathus communis communis* Br. et Mehl., *Polygnathus vogesi* Zieg.

Контакт с перекрывающими турнейскими отложениями носит характер постепенной смены породных ассоциаций и принят по исчезновению прослоев доломитистых известняков и появлению прослоев углеродисто-глинисто-кремнистых сланцев. На прилегающей с юга Воркутинской площади в верхах ховратывисской толщи Л. С. Колесник [46] определены турнейские конодонты *Siphonodella* cf. *praesusulcata* Sand., *S.* cf. *sulcata* (Hudd.) и др., характерные для гумеровского и части малевского горизонтов.

Общая мощность ховратывисской толщи оценивается в 380–400 м, а объединенного литокомплекса гурейтивисской и ховратывисской толщ – в 550–590 м.

Живетский ярус, верхний подъярус (пашийский горизонт)–фаменский ярус. *Доломитово-известняковая и бахромчатая толщи объединенные.* На дневной поверхности и в скважинах на территории листа не встречены. Предположительно распространены в Воркутинском районе в пределах Верхневоркутинского поднятия и отчасти на гряде Чернова.

Доломитово-известняковая толща (280–290 м) выделяется в объеме пашийского–аскынского горизонтов. В опорном разрезе в бассейне р. Аячъяга (лист Q-41) [46] нижняя часть толщи сложена слоистыми известняками с прослоями серо-желтых доломитов, верхняя – преимущественно светло-коричневыми массивными доломитами. Здесь по фауне достоверно установлены отложения саргаевского, доманикового и мендымского горизонтов, кыновский горизонт и аскынский определены условно.

Бахромчатая толща (200–250 м) выделяется в объеме фаменского яруса. Сложена темно-серыми известняками, с «бахромчатым» рисунком на поверхности, бугристыми известняками с пятнистой доломитизацией, с прослоями водорослевых, мелкогалечных и оолитовых известняков, доломитизированными известняками и доломитами. Кружевной, («бахромчатый») рисунок создают выступающие на выветрелой поверхности тонкие пластинки крупного кальцита. Все доломиты имеют вторичный характер и образовались в результате доломитизации известняков.

Мощность объединенного литокомплекса 500–530 м.

Живетский ярус, верхний подъярус (пашийский горизонт)–фаменский ярус. Пырковская и костяномысовская толщи объединенные ($D_{2-3rg+km}$) закартированы на о. Вайгач и Югорском полуострове.

Пырковская толща (400–470 м) названа А. С. Микляевым [273] по мысу Пырков (северо-запад Пай-Хоя, побережье Печорского моря). По составу и положению в вертикальном разрезе толща сопоставима с ранее картируемыми на Вайгаче и Северо-Западном Пай-Хое отложениями франского яруса [159, 243, 289]. Сложена известняками, в том числе биогермными, доломитами, мергелями, с прослоями карбонатно-глинистых сланцев, в основании – песчаники, алевролиты.

Наиболее существенные фациальные различия отмечаются на пашийско-кыновском уровне с общей тенденцией увеличения терригенных осадков от о. Вайгач до рек Лыбияха и Бельковская (Северо-Западный Пай-Хой). По побережью пролива Югорский Шар кыновские слои (60–100 м) представлены характерной ассоциацией пестроцветных песчаников, алевролитов, глинистых сланцев с редкими прослоями известняков с *Uchtospirifer murchiconias* (Ver n.), *Diphyllum paschiense* S o s h k.

На уровне саргаевского горизонта (50–70 м) развиты черные и темно-серые известняки с прослоями глинистых сланцев с *Microspirifer novosibiricus* (To ll.), *Ladogia megendorfi* Ver n., *Atrypa* aff. *tenuisulcata* We n. Доманик и мендым (230–300 м) на востоке о. Вайгач и северо-западном Пай-Хое характеризуются присутствием рифогенных (строматопоровых, водорослевых, амфипоровых) известняков в ассоциации со слоистыми темно-серыми известняками и редкими прослоями доломитов. Биогермные постройки наиболее детально охарактеризованы в работе В. П. Шуйского [198]. Фауна: *Cyrtospirifer disjunctus* (S o w.), *C. tenticulum* Ver n., *Hypothyridina praesemilukiana* L j a s c h., *Anathyris heemerseni* (B u c h.), *Peneckiella fascicularis* (S o s h k.), *Marisastrum macromatum* (R o e m.), *Thamnophylum monozonatum* (S o s h k.)

Аскинская ассоциация (200–250 м) пород представлена известняками, доломитами, мергелями, глинистыми сланцами с фауной аскинского горизонта: *Theodossia anossovi* (Vern.), *T. livnensis* Nal., *Disphyllum* aff. *kostetskae* (Soshk.), *Palmatolepis gigas* Mill. et Joung.

Пырковская толща залегает с глубоким размывом на подстилающих образованиях. На западе о. Вайгач (район бухты Красная) она перекрывает отложения гребенной свиты, на Югорском полуострове (в районе мыса Белый Нос) – отложения рифовой толщи нижнего девона, а на востоке о. Вайгач – отложения сухоносской толщи нижнего–среднего девона. Таким образом, степень размыва подстилающих образований уменьшается на северо-восток.

Костяномысовская толща (380–630 м) названа А. С. Микляевым [273] по мысу Костяной (север о. Вайгач). Объединяет ранее картируемые на острове и Северо-Западном Пай-Хое карбонатные отложения фаменского яруса. Сложена известняками, известняками доломитовыми, доломитами с линзами кремней; отмечаются водорослевые, строматопоровые биогермы. Фауна: *Cyrtospirifer archiaci* (Murch.), *C. acutus* Nal., *Dmitria subrotunda* Tcherk., *Labechia chernovi* (Fler.), комплексы фораминиферовых зон: *Septatourayella rauserae*–*Quasiendothyra communis*; *Quasiendothyra kobeitusana*; *Quasiendothyra kobeitusana*–*Endothyra communis*. Подробная литологическая и биостратиграфическая характеристика опорного разреза по южному побережью пролива Карские Ворота (район мыса Костяной) приводится С. В. Черкесовой [159] и В. С. Енокином [243]. Детальная аттестация фораминиферовых комплексов мурзакаевского, кушельинского и лытвинского горизонтов дана ГГС-50 [289]. Сходные разрезы описаны по побережью Печорского моря (район мыса Пырков Нос) и в бассейнах рек Гусиная, Бельковская [187, 159].

Верхняя граница толщи принята по смене доломитово-известняковой ассоциации пород турнейскими темно-серыми фораминиферо-водорослевыми известняками.

Общая мощность картируемого объединенного литокомплекса пырковской и костяномысовской толщ составляет 780–1100 м.

Фаменский ярус. Сезымюнкошорская толща (D₃sz) названа А. С. Микляевым [273] по руч. Сезымюнкошор, левому притоку Кары. Во всех разрезах Верхнесиловского района представлена сходной по составу толщей переслаивания известняков, доломитистых и доломитовых известняков. Для последних часто характерны псаммо-псефитовые и конглобрекчиевые текстуры поверхностей выветривания за счет равномерно рассеянной или послойной сыпи доломитовых зерен. Часто встречаются также гравелитовые, конглобрекчиевые текстуры (псевдогравелитовые и псевдоконглобрекчиевые – по мнению А. С. Микляева). Структуры обусловлены угловатой и овальной формы обособлениями (от 1–2 до 10–15 см) серого известняка среди желтовато-серой обильной сыпи доломитовых зерен. Это свидетельствует о вероятной доломитизации первичного пористого спаритового цемента карбонатных обломочных пород, формировавшихся в зоне активной гидродинамики вдоль окраины Воркутинской карбонатной мелководной мегабанки. Подчиненно в составе толщи встречаются про-

слои доломитов (до 5–10 м) и органогенных известняков. В разрезе по р. Силоваяха в основании толщи преобладают серые, светло-серые водорослевые(?) известняки с многочисленными поперечными и продольными линзовидными, червеобразными обособлениями белого кальцита с зонально-концентрическим внутренним строением.

Из низов разреза собраны фаунистические комплексы макаровского горизонта: *Palmatolepis crepida* Sann., *Pa. regularis* Cooper., *Pa. quadrantinodosalobata* Sann., *Pa. marginifera* Zieg., *Pa. glabra pectinata* Zieg., *Palmatolepis glabra* Zieg. et Hudd., *Cyrtospirifer archiaci* (Murch.), *Plicatifera meisteri* (Peetz.) и др.

Верхние части разрезов характеризуют позднефаменские комплексы конодонтов *Palmatolepis marginifera* Zieg., *Pa. distorta* Br. et Mehl., *Pa. rugosa rugosa* Br. et Mehl., *Pa. rugosa ampla* Mull., *Polygnathus styriacus* Zieg., *Po. znepolensis* Spass., *Spathognathodus* cf. *inornata* Br. et M.; брахиопод *Cyrtospirifer brodi* (Wen.), *Athyris sulcifera* Nal., *Praevaagenoconcha speciosa* (Hall.) и фораминифер *Septaglomospiranella* sp., *Archaesphaera* sp.

При детальном опробовании на конодонты при ГДП-200 Каро-Силовской площади в 2006 г., из самых верхов разреза (0,5–1,0 м) ниже кровли впервые был получен раннетурнейский комплекс конодонтов с *Siphonodella obsoleta* Hass, *S. carintiaca* Schön., *S. sandbergi* Zieg., характерных для малевского и упинского горизонтов турне.

Верхняя граница толщи принята по кровле сероцветной доломитисто-известняковой ассоциации пород и в основании турнейских темно-серых известняков с желваками и прослоями кремней. Нижняя граница не вскрыта. Видимая мощность толщи более 380–450 м.

Фаменский ярус. В аркаты висская толща (D₃vt). Название по руч. Варка-Ты-Вис (бассейн р. Сибирчатаяха) предложено при составлении легенды Госгеолкарты-200 Полярно-Уральской серии листов [302] для своеобразной ассоциации серых и светло-серых тонко-параллельнополосчатых мраморизованных известняков, макроскопически сходных с отложениями устьядгейской и нерусовойской толщ. Подчиненно встречаются стяжения и линзы доломитового материала. Эта ассоциация мраморизованных известняков прослеживается вдоль тектонического контакта елецких и лемвинских фаций на участке между реками Сибирчатая и Силова. А. И. Елисеевым [57] предполагается биогермная природа данных образований. По мнению А. С. Микляева [273], наиболее вероятной природой тонкой полосчатости и мраморизации пород являются процессы стрессового метаморфизма и «кристаллизационной сланцеватости» вдоль фронта Главного Пайхойского надвига. Однако это не объясняет их предельной химической чистоты, которая характерна именно для пород рифогенного генезиса.

Из сборов органических остатков известен лишь представительный комплекс конодонтовой зоны *Palmatolepis crepida* (определения В. Г. Халымбаджи): *Palmatolepis glabra glabra* Ulr. et Bassl., *Pa. regularis* Cooper., *Pa. subperlobata* Br. et Mehl., *Pa. minuta loba* Helms., *Pa. tenuipunctata* Sann. и др. [272].

С подстилающими отложениями гурейтивисской толщи и перекрывающими важхановойской свиты контакты тектонические. Мощность толщи оценивается в 450–500 м.

Фаменский ярус. Сарембойская и нядейюская свиты объединенные ($D_{3sr} + nd$) закартированы в пределах гряды Чернова и вскрыты глубокими скважинами Варандей-Адзввинского района, где показаны на разрезе, прослеживаются по сейсмическим данным в западной части Коротайхинского района. Выделяются согласно Легенде Печорской серии листов [293].

Сарембойская свита (более 600 м) представляет собой типичную толщу заполнения депрессионной впадины и сложена ритмичным переслаиванием известняков, мергелей, алевролитов и аргиллитов. Содержит конодонты елецкого и усть-печорского горизонтов [293]. В типичном виде вскрыта скважинами Восточно-Сарембойская-1, Южно-Сарембойская-1. В пределах Сарембой-Леккейягинского вала (скв. Западно-Леккейягинская-42, Западно-Леккейягинская-47) отложения этого уровня фамена имеют рифогенный облик (елецкие и усть-печорские рифы) и сложены преимущественно известняками. Мощности разрезов до 500 м и более.

Нядейюская свита (520 м) сложена доломитизированными известняками, доломитами с прослоями ангидритов и является признаком наступления мелководных шельфовых условий в зоне бывших депрессионных впадин. Содержит конодонты усть-печорского и нюмылгского горизонтов [293].

Общая мощность картируемого объединенного литокомплекса более 1100 м.

Турнейский ярус–нижний визе. Буреданская свита (C_1br). Выделена Б. Я. Осадчевым [129] с названием по р. Буреданью, левому притоку р. Силоваяха (Юго-Восточный Пай-Хой). В легендах к Геолкартам-200 Полярно-Уральской и Пайхойской серии листов [302, 273] наименование стратона предложено для ранее картируемых сланцево-кремнисто-карбонатных отложений турнейского яруса (C_1t) и нижнего–среднего визе (C_1v_{1-2}). Разрезы свиты вскрыты по р. Силоваяха, руч. Ховратывис, Тальбейшор и др. Как самостоятельное подразделение закартирована только в западной части Изьяшорского района, в остальной части района и в западной части Карско-Нерусовойского района – совместно с гурейтивисской и ховратывисской толщами.

Нижняя часть свиты (малевский–косьвинский горизонты, мощностью 180 м) представлена переслаиванием различных типов пород с преобладанием известняков: черных углеродистых, углеродисто-кремнистых; черных сланцев и темно-серых кремней; грубоплитчатых темно-серых известняков с линзами и стяжениями кремней, разлинзованных прослоев доломитовых известняков и др.

Отсюда определены комплексы конодонтов [272]: *Polygnathus inornatus* E. Brans., *Po. triangulus* Vog., *Pseudopolygnathus pinnatus* Vog., *Siphonodella cooperi* Hass., *S. cf. dublicata* Hass., *Spathognathodus* cf. *stabilis* Br. et Mehl; *Scaliognathus anchoralis* Brans. et Mehl, *Hindeodella*

segaeformis Bis ch, *Gnathodus* cf. *semiglaber* Vog., *G.* cf. *delicatus* Br. et Mehl., фораминифер *Septaglomospiranella* cf. *nana* Reitl., *S. cubothyroides* (Dain.), *Tournayellina* cf. *gigantea* Lip., *Latiendothyra latispiralis* (Lip.) и кораллов *Cyathoclisia modavense* (Sal.), *Caninia cornucopiae* Mich., *Zaphrentis crassus* Hud.

Верхняя часть буреданской свиты (радаевский–тульский горизонты, мощностью 300–350 м), представленная ассоциацией ритмичного переслаивания детритовых и кремнистых доломитистых спикуловых известняков и кремней, А. И. Елисеевым [57] интерпретируется как *кушковатская* фация визейских известняков. Известняки серые и темно-серые микро- и мелкодетритовые. Кремни серые, темно-серые, иногда почти черные и представлены в основном спонголитами. Содержание кремнистых прослоев в основании составляет около 40%. Вверх по разрезу отмечается сокращение количества и мощности прослоев кремнистых известняков и кремней и переход к массивным детритовым известнякам с редкими прослоями кремнистых доломитистых известняков и послойными скоплениями кремней. В этой части определены фораминиферы *Archaeodiscus moelleri* (Raus.), *Ar. karreri* Brady, *Eostaffella versabilis* Orlo., *Eoendothyranopsis staffelliformis donica* Brazhn. et Rost., *Endothyra* ex gr. *similis* Raus. et Reitl., *Omphalotis tantilla* (Schyk), *Propermodiscus krestovnikovi* (Raus.), *Planarchaeodiscus spirillinoides* (Raus.), *Tetrataxis media* Viss. и др., брахиоподы *Levitusia humerosa* Sow., *Megachonetes zimmermanni* (Paeck.), *Schizophoria resupinata* Mart.

Верхняя граница стратона принята по подошве доломитово-известняковой ассоциации пород сартъюской свиты. Мощность 480–550 м.

Турнейский ярус–нижний визе. Юрьяхинская и покчинская свиты объединенные ($C_{1jr} + pk$) выделяются в пределах гряды Чернова и в глубоких скважинах Варандей-Адзвинского района согласно Легенде Печорской серии листов [293].

Юрьяхинская свита (до 71 м) сложена мелководной шельфовой ассоциацией пород: известняками с прослоями глин, алевролитов, конгломератовидными известняками. Охарактеризована малевско-упинским комплексом брахиопод: *Bisphaera malevkensis* Bir, *B. irregularis* Bir, *B. minima* Lip. и др.

Покчинская свита (до 68 м) в нижней части сложена переслаивающимися глинами, песчаниками, алевролитами, известняками, в верхней – органогенно-обломочными известняками с конкрециями кремней. Нижняя часть охарактеризована черепетскими фораминиферами зоны *Chernyshinella glomiformis*–*Palaeospiroplectamina tchernyshinensis*, верхняя – фораминиферами зоны *Spinoendothyra costifera*–*Tuberendothyra tuberculata* кизеловского горизонта [293].

Общая мощность картируемого литокомплекса до 140 м.

Живетский ярус, верхний подъярус (пашийский горизонт)–нижний визе. Гурейтывисская, ховратывисская толщи и буреданская свита объединенные (D_2 – C_{1gt+br}) выделяются в связи с невозможностью отдельного отображения в масштабе карты в южной

части Изьяшорского района и западной части Карско-Нерусовейского района. Их состав и особенности строения отвечают вышеохарактеризованному самостоятельному подразделению, включенным в объединенный литокомплекс. Мощность 860–950 м.

НИЖНИЙ–ВЕРХНИЙ КАРБОН

С позднего визе на шельфе начинается новая обширная трансгрессия. На территории листа в пределах Большеземельской СФЗ в Варандей-Адзьвинском районе в этом интервале выделяются на уровне позднего визе–серпухова: терригенная и карбонатная толщи объединенные, на уровне среднего–позднего карбона – тобойская, буркемская, одесская и айювинская толщи объединенные. В Михайловско-Вайгачской подзоне в Коротайхинском районе нижнекаменноугольные отложения имеют сходный состав, а на уровне среднего–позднего карбона выделяется известняково-кремнистая толща. В Воркутинском и Верхнесиловском районах Михайловско-Вайгачской подзоны и Карско-Нерусовейском районе Иргизлинско-Карской подзоны картируется объединенный литокомплекс из важхановейской, сартюской и цементозаводской свит нижнего–среднего карбона. Отложения верхнего карбона здесь полностью смыты. В Изьяшорском районе картируются сартюская и цементозаводская свиты объединенные, которые залегают здесь на буреданской свите, компенсирующей ранее существовавшую депрессионную впадину. В Югорско-Вайгачском районе Иргизлинско-Карской подзоны выделяется на уровне нижнего карбона последовательность из карповской и болванской толщ объединенных, на уровне среднего–позднего карбона – чайкинской толща. На Вайгаче картируется объединенный литокомплекс из карповской, болванской и чайкинской толщ.

Нижний отдел (турнейский–серпуховский ярусы). Карповская и болванская толщи объединенные (C_1kr+bl) картируются совместно вследствие невозможности раздельного показа в масштабе карты.

Карповская толща (260–270 м) выделена А. С. Микляевым [273] по п-ову Карпова (юго-запад о. Вайгач) для картирования карбонатных отложений турнейского яруса на северо-западе Пай-Хоя и о. Вайгач. Отложения толщи наиболее хорошо изучены в разрезах по рекам Бельковская, Гусиная, Лыбияха и по побережью Печорского моря (мыс Синькин Нос, к югу от мыса Пырков Нос) [187, 15]. Сложена известняками темно-серыми детритовыми и органогенными, в основании с линзами кремней. В верхней части – ритмичное переслаивание известняков детритовых темно-серых, известняков доломитистых, доломитовых, кремнистых в ассоциации с линзами, прослоями и стяжениями кремней. Охарактеризована комплексами всех фораминиферовых зон турнейского яруса: *Quasiendothyra communis*; *Earlandia minima*–*Bisphaera malevkensis*, *Eochernyshinella crassithecata*, *Chernyshinella glomiformis*–*Septabrunsiina krainica* и *Spinoendothyra costifera*–*Tuberendothyra tuberculata*.

Болванская толща (825–855 м) выделена А. С. Микляевым [273] с названием по бухте Болванская (северо-восток о. Вайгач), предлагается для ранее картируемых на острове и Северо-Западном Пай-Хое карбонатных отложений визейского и серпуховского ярусов. Литологически сходные типы разрезов этого возрастного диапазона изучены на Северо-Западном Пай-Хое (реки Бельковская, Гусиная, Янгарей, Талатаяха, побережье Печорского моря) [187, 15] и на о. Вайгач (р. Дровяная, п-ов Карпова) [243, 289]. В составе толщи выделяются пять характерных литопачек:

Пачка 1 (235 м) – ритмичное переслаивание биогенных (полидетритовых, брахиоподовых, криноидных) известняков и силицитов. В верхней части преобладают биогенные известняки с прослоями доломитов, доломитистых, доломитовых известняков и силицитов. Фаунистические комплексы фораминифер *Dainella micula* Post; *Dainella manifesta* Gan., *Dainella chomatica* (Dain.), *Endothyra recta* Lip., *Endothyra crassithecica* Lip., *Palaeotextularia diversa* (N. Tchern.), *Tournaella gigantea* Lip. [89] и конодонтов *Mestognathus beckmanni* Bisch., *M. bipluti* Higg., *Gnathodus semiglaber* Bisch. [61] косьвинского горизонта; фораминиферы *Eostaffella sparsa* Mal., *Eoparastaffella simplex* Vdov., *E. venusta* Post., *Euendothyranopsis donica* Brazhn. et Rost., *Globoendothyra ukrainica* Vdov. радаевского горизонта; *Uralodiscus rotundus* (N. Tchern.), *U. librovichi* Mal., *U. primaevus* (Pron.), *Globoendothyra insigna* Post., *Eostaffella versabilis* Post., *Ammarchaediscus eospiralinoides* (Brazhn.), *Pseudolituotubella orientalis* (N. Tchern.) и др. бобриковского горизонта.

Пачка 2 (135–140 м) – доломиты с прослоями детритовых, брахиоподовых известняков с редкими линзами кремней. Фораминиферы *Endothyranopsis compressa* (Raus. et Reitl.), *Endothyra similis* Raus. et Reitl., *E. prisca* Raus. et Reitl., *Globoendothyra globulus* (Eichw.), *Palaeotextularia gibbosa* Lip., *Archaediscus krestovnikovii* Raus., *Archaediscus karreri* (Brady) и др. тувльского горизонта [89].

Пачка 3 (270 м) – известняки органогенно-детритовые с редкими прослоями доломитов, доломитистых и доломитовых известняков с редкими линзами и прослоями кремней. По комплексам фораминифер *Forschia mikhailovi* Dain., *Bradyena rotula* (Eichw.), *Pseudoglomospira gordialis gordialis* (Ion. et Park.), *Lituotubella glomospiroides* Raus., *Pojarkovella nibelia* Durk., *Endothyranopsis umbonata* (Gan.), *E. sphaericus* (Raus. et Reitl.), *Endothyranopsis crassa* (Brady), *Eostaffella ikensis* Viss., *Eo. ikensis tenebrosa* Viss., *Eo. proikensis* Raus., *Parastaffella illustria* Viss., *Pa. struvei* (Moell.), *Endothyra similis* Raus. et Reitl., *Neoarchaediscus postrugosus* (Reitl.), *Howchinia gibba* (Moell.) выделяются отложения алексинского, михайловского и венецкого горизонтов [154].

Пачка 4 (90–105 м) – известняки детритовые, брахиоподовые и пелитоморфные, прослойки окремненных доломитов с линзами кремней, известковых песчаников, гравелитов, оолитовых и оолито-обломочных известняков. В основании – известняки глинисто-кремнистые с линзами кремней, прослойки сланцев с фораминиферами зоны *Pseudoendothyra globosa*–*Neoarchaediscus parvus* косогорского горизонта.

Пачка 5 (95–105 м) – переслаивание детритовых, брахиоподовых и пелитоморфных известняков, редкие послонные скопления линз и стяжений кремней, прослойки обломочных, оолито-обломочных известняков. Позднесерпуховские комплексы фораминифер зоны *Eostaffella protvae-Pseudoendothyra parasphaerica* [154].

Общая мощность карповской и болванской толщ объединенных 1080–1120 м.

Нижний отдел (турнейский ярус)–средний отдел (нижнемосковский подъярус). Важхановейская, сартъюская и цементнозаводская свиты объединенные ($C_{1-2}v\check{z}\div cz$) картируются совместно вследствие невозможности раздельного показа в масштабе карты. Выделены в Верхнесиловском районе и части Карско-Нерусовейского района среди полей развития варкатывисской толщи фамена в среднем течении р. Силоваяха. Предполагается их повсеместное развитие также в Воркутинском районе и юго-восточной и южной частях Коротаихинского района (по крайней мере, начиная со скв. Западно-Коротаихинская).

Важхановейская свита (110–175 м) выделена Л. С. Колесник в Воркутинском районе при ГДП-200 листов Q-41-V–VI [46]. Прослеживается на территорию листа R-41 в пределы Воркутинского и Верхнесиловского районов, где залегает на сизимъюнкошорской толще фамена. А. С. Микляевым [273] отложения важхановейской свиты выделялись под названием дерентейшорская толща, так как на момент составления Вайгачско-Пайхойской легенды важхановейская свита не была валидной. Свита сложена преимущественно темно-серыми и черными массивнослоистыми известняками, местами окремненными с битуминозным запахом, с включениями неправильной формы черных кремней и переслаивающимися с пластовыми кремнями. Наиболее полно отложения важхановейской свиты вскрыты по р. Силоваяха между ручьями Сизимтывис и Ховратывис. Из фаунистических остатков определены турнейские кораллы *Syringopora capillacea* (L u d w.), *Cyathoclisia modavense* (S a l.), *C. tatarica* (A l t.), *C. tabernaculatum* (D i r g.), *Keyserlingophyllum* sp.; фораминиферы *Septatournella* ex gr. *compressa* L i p., *Palaespiroplectamina tschernyshiensis globata* L i p., *Tournayellina elegans* L i p., *Septatournayella* sp. [272] и конодонты *Polygnathus inornatus* E. B r a n s., *Po. purus purus* V o g., *Pseudopolygnathus triangula pinnatus* V o g., *Elictognathus laceratus* B r. et M., *Siphonodella cooperi* H a s s., *S. lobata* B r. et M., и др.

Сартъюская свита (350–650 м) выделена Л. С. Колесник в Воркутинском районе при ГДП-200 листов Q-41-V–VI [46]. Прослеживается на территории листа R-41 в пределах Коротаихинского, Воркутинского, Верхнесиловского, Изьяшорского и Карско-Нерусовейского районов. В двух последних залегает на отложениях буреданской свиты. А. С. Микляевым [273] отложения сартъюской свиты выделялись под названием кератинская толща, так как на момент составления Вайгачско-Пайхойской легенды сартъюская свита не была валидной.

На территории листа R-41 сартъюская свита сложена однообразными серыми массивнослоистыми детритовыми известняками, иногда с пластами оолитово-обломочных известняков, доломитизированными известняками

и доломитами с обильной фауной брахиопод, кораллов и пр. Выделяются прослойки с обилием крупных раковин гигантопродуктусов и стриаифер, местами образующих банки. В верхней части свиты содержатся прослойки брекчиевидных известняков и известняковых брекчий. В основании свиты встречаются нечетко выраженные текстуры размыва. Выше выделяется пачка (60–65 м) светло-серых известняков с кремнями, переходящих вверх по разрезу в органогенно-сгустковые известняки. Пачка относится по фауне к бобриковскому горизонту. В стратотипическом разрезе свиты на р. Уса она отсутствует вследствие размыва.

В северном и северо-западном направлении в бассейне рек Сибирчатая-Яха и Хейяга, руч. Варкатывис в составе свиты вместо полидетритовых известняков начинают преобладать сильно перекристаллизованные биогермные и водорослевые известняки с пластами известняковых брекчий и переотложенных органогенно-обломочных известняков с крупными раковинами гигантопродуктусов и стриаифер.

Из фаунистических остатков в сартъюской свите определены комплексы фораминифер, брахиопод и кораллов. Бобриковский горизонт нижнего визе характеризуют фораминиферы *Omphalotis ckariessa* (C o n. et L y s), *Planoendothyra parallela* B r a z h n., *Pl. rotai* (D a i n.), *Eoparastaffella rotunda* V d o v., *Dainella evoluta* B r a z h n., *Brunsia irregularis* (M o e l l) f. *multivaluta* V d o v., *B. pulchra* M i k h., *Mediendothyra novomosquensis* V d o v., *M. exela* (G a n.), *Archaediscus krestovnicovi* R a u s. Поздневизейские и серпуховские комплексы включают: фораминиферы *Asteroarchaediscus baschkiricus* (K r e s t. et T h e o d.), *As. ovoides* (R a u s), *Endothyra prisca* R a u s. et R e i t l., *E. paraprisca* S c h l y k., *Endothyranopsis sphaericus* (R a u s. et R e i t l.), *Eostaffella mosquensis* V i s s., *E. ikensis* V i s s., *E. ikensis tenebrosa* V i s s., *E. mirifica* B r a z h n., *E. protvae* R a u s., *Parastaffella illustria* V i s s., *Omphalotis omphalota* (R a u s. et R e i t l.); брахиоподы *Striatifera striata* (F i s c h.), *S. angusta* (F i s c h.), *Avonia yongiana* (D a v.), *Krotovia spinulosa* (S o w.), *Gigantoproductus elongatus* (S a r.), *G. striatosuleatus* (S c h w.), *Megachonetes zimmermanni* (P a e c k.); кораллы *Davidsonia carbonaria* (M c C o y), *Corwenia vaga* S m i t h. et R y d., *Palaeosmilia murchisoni* E d w. et H., *Siphonodendron rossicum* (S t u c k.), *Dibunophyllum bipartitum* (M c C o y), *D. fasciculatum* (F l e m.), *D. latiseptatum* M c C o y, *Aulophyllum fungites* (F l e m.) и др. виды [272, 242].

В водорослевых известняках на р. Сибирчатая-Яха определены цианобактерии *Girvanella* sp., зеленые водоросли: *Exvotariselina index* (E h r e n b e r g e m. M o e l l e r), *Kamaena delicata* A n t r o p o v (определения С. Т. Ремизовой).

Цементнозаводская свита (30–40 м) выделена Л. С. Колесник в Воркутинском районе при ГДП-200 листов Q-41-V-VI [46]. Прослеживается на территории листа R-41 в пределах Коротаихинского, Воркутинского, Верхнесиловского, Изьяшорского и Карско-Нерусовейского районов. А. С. Микляевым [273] отложения цементнозаводской свиты выделялись под названием хальмершорская толща, так как на момент составления Вайгачско-Пайхойской легенды цементнозаводская свита не была валидной. Отложения свиты представлены известняками органогенно-детритовыми темно-серыми с редкими сечениями брахиопод и кораллов, но с

обильным криноидным детритом. Самые верхние слои толщи выходят по руч. Сизимтьвис. Здесь вскрыты темно-серые водорослево-детритовые пиритизированные известняки с кремнями, на которых с размывом залегают известняки сизимской свиты нижней перми.

Возраст цементнозаводской свиты в диапазоне башкирского яруса и нижнемосковского подъяруса характеризуют комплексы фораминифер *Neoararchaediscus postrugosus* (Reitl.), *N. gregorii* (Dain.), *Globivalvulina moderata* Reitl., *Millerella digitalis* (Man.), *Eostaffella pseudostruwei* (Raus. et Bel.), *E. paraprotvae grandis* Man., *E. postmosquensis acutiformis* Kir., *Pseudostaffella antiqua* Dutk., *Ps. cf. antiqua grandis* Raus., *Ps. formosa* Raus., *Ps. umbilicata* (Put. et Leont.), *Ps. ozavai* (Lee et Chen.), *Osavainella cf. pseudolingi* Put., *Schubertella cf. obscura* (Lee et Chen.), *Profusulinella parva* (Lee et Chen.), *P. prisca* Depr., *P. ovata* Raus. [272]; а также конодонты из разреза р. Сибирчата-Яха: *Declinognathodus noduliferus* (Ellison et Graves), *Idiognathoides cf. asiaticus* Nigmatdzhанov et Nemirovskaya, *Idiognathoides sulcatus* Higgins et Bouckaert (определения А. В. Журавлева).

Общая мощность важхановейской, сартьюской и цементнозаводской свит нерасчлененных изменяется от 450 м в Изьяшорском до 870 м в Верхнесиловском районе.

Визейский–серпуховский ярусы. Терригенная (терригенно-карбонатная) и карбонатная толщи объединенные ($C_{1tr} + c$) выделяются на гряде Чернова и в глубоких скважинах Варандей-Адзвинской зоны, согласно Легенде Печорской серии листов [293]. Также их развитие нами предполагается в пределах юго-западного борга Кортаихинской впадины.

Терригенная толща (33–55 м) сложена преимущественно дельтовыми и прибрежно-морскими терригенными осадками: глинами, песчаниками, алевролитами с прослоями известняков. В Кортаихинской впадине количество и роль известняков возрастает, и она переходит в морскую терригенно-карбонатную толщу. Мощность также увеличивается до 250 м. Охарактеризована фораминиферами бобриковского горизонта зоны *Eoparastaffella simplex–Eoendothyranopsis donica*, брахиоподами *Gigantoproductus tulensis* (Bolk), *G. ex gr. mirus* (Freks).

Карбонатная толща (580–660 м) в Варандей-Адзвинском районе по литологическим особенностям расчленяется на три пачки: доломитово-известняковую, сульфатно-доломитовую и известняковую. Доломитово-известняковая пачка (335–370 м) сложена преимущественно известняками органогенно-обломочными, водорослевыми, детритовыми, доломитизированными известняками, доломитами и охарактеризована фораминиферами и брахиоподами тульского, алексинского, михайловского и веневского горизонтов [293]. Сульфатно-доломитовая пачка (180–212 м) сложена преимущественно доломитами с прослоями известняков, на западе ангидритов, с фауной тарусовского и стешевского горизонтов. Известняковая пачка (72–80 м) сложена преимущественно известняками с фауной протвинского горизонта [293]. В Кортаихинском районе в составе карбонатной толщи преобладают известняки водорослевые, брахиоподово-детритовые, долами-

тизированные известняки и доломиты. Общая мощность толщи возрастает до 800 м.

Средний отдел Тобойская толща (C_{2tb}). Название предложено С. Е. Символоковой при составлении легенды Печорской серии листов ГК-200 [293]. На дневной поверхности картируется на гряде Чернова, в скважинах – в Варандей-Адзвинской зоне. Как правило, отложения расчленяются по фауне до ярусов. На территории листа сложена известняками светло-бурыми детритовыми, водорослевыми и органогенно-обломочными с фораминиферами башкирского и московского ярусов. Нижняя граница согласная, верхи разреза размывты. В пределах Сарембой-Леккейягинского вала трансгрессивно перекрывается отложениями чаркабожской свиты триаса (скв. Сарембойская-1, Западно-Леккейягинская-46, Сарембойская-16 и др.), на юге – нэлыяшорской свитой ранней перми (скв. Южно-Сарембойская-1). Вскрытая мощность 133–158 м.

Нижний отдел (визейский ярус)–средний отдел (нижнемосковский подъярус). Сартъюская и цементнозаводская свиты объединенные ($C_{1-2sr} + cz$) закартированы в Изьяшорском районе, где подстилающими являются отложения буреданской свиты и в бассейне р. Сибирчата-Яха, где нижележащие образования не вскрыты. Их состав охарактеризован выше при описании литокомплекса важхановойской, сартъюской и цементнозаводской свит объединенных. Мощность объединенных свит 380–690 м.

Средний отдел (башкирский ярус)–верхний отдел (касимовский ярус). Чайкинская толща (C_{2-3ck}) выделена А. С. Микляевым [273] по мысу Чайка (Северо-Западный Пай-Хой, побережье Печорского моря).

Нижняя часть (30–90 м) разреза сложена водорослевыми, водорослево-детритовыми известняками с различной долей присутствия линз и разлинзованных прослоев кремней. Биостратиграфическое обеспечение характеризуют башкирские и нижнемосковские комплексы фораминифер *Eostaffella postmosquensis* Kir., *E. acuta* Grozd. et Leb., *E. acutiformis* Kir., *Pseudostaffella antiqua* Dutk., *Ps. antiqua grandis* Schlyk., *Ps. paracompressa* Saf., *Ps. gorskyi* Dutk., *Ps. subcuadrata* Grozd. et Leb., *Ozawainella mosquensis* Raus., *O. aurora* Grozd., *O. tingi* Lee. et Chen., *O. umbonata* Brazhn. et Pot., *O. angulata* (Gol.), *Profusulinella parva* (Lee et Chen.), *Pr. prisca* Derp., *Pr. staffeliaformis* Kir., *Schubertella obscura* Lee et Chen., *Wedekindellina uralica* Dutk. и др.

Верхняя часть разреза (до 100 м) сложена рифогенными мшанковыми, мшанково-брахиоподовыми известняками, которые в настоящее время известны лишь в разрезах на мысе Чайка (Северо-Западный Пай-Хой) и в районе мыса Гомса-Сале (восток о. Вайгач). По имеющимся материалам [243, 15] возраст рифогенных известняков характеризуют верхнемосковские и касимовские комплексы фораминифер *Fusulinella bocki* Moell., *F. pseudobocki* Lee et Chen., *Ozawainella mosquensis* Raus., *Wedekindellina uralica* Dutk., *Schubertella mjachkovensis* Raus., *Obsoletes obsoletus* (Schelf.), *Konmeria natchetensis* Sewart., *K. devexa* (Thomps.), *K. kotlovskyi* Sf., *Fusiella lancetiformis* Put., *F. lancetiformis karlensis* Sul., *Protriticites* sp. и др.

Верхнекаменноугольные карбонатные отложения без видимого углового несогласия перекрываются маркирующим горизонтом мергелистых известняков сезымской свиты нижней перми. Общая мощность толщи 100–190 м.

Нижний отдел (турнейский ярус)—верхний отдел (касимовский ярус). Карповская, болванская и чайкинская толщи объединены ($C_{1-3}kr\neq ck$) картируются совместно вследствие невозможности раздельного изображения в масштабе карты на северо-востоке о. Вайгач на мысе Гомса-Сале. Состав объединенного литокомплекса полностью отвечает охарактеризованным выше разрезам карповской, болванской и чайкинской толщ. Мощность 1180–1200 м. По тектоническому контакту перекрываются отложениями оюсской свиты силура.

Зилаиро-Лемвинская СФЗ

Зилаиро-Лемвинская структурно-формационная зона представлена на территории листа Пайхойской подзоной и фрагментами Байдарацкой и Западно-Лемвинской подзон.

Пайхойская подзона занимает осевую часть Пайхойского кряжа. Ее юго-западная граница в современной структуре в основном совпадает с контурами Пайхойского аллохтона и проходит по линии Главного Пайхойского надвига. Однако есть участки, где лемвинские (пайхойские) фации развиты к юго-западу от него. Наиболее крупным блоком паравтохтонного развития лемвинских фаций вне контура Пайхойского аллохтона является бассейн среднего течения рек Сибирчата-Яха и Хейяга, который выделяется в ранге Пестанмылькского района. Лемвинские фации в пределах Пайхойского аллохтона рассматриваются в составе Карского района. Кроме того, есть еще несколько небольших по площади участков развития лемвинских фаций за пределами Пайхойского аллохтона в Иргизлинско-Карской подзоне. Это губа Мара-Пага, мыс Сухой Нос на о. Вайгач и руч. Выяшор (приток р. Кара). Ввиду того, что литологически они здесь отвечают разрезам оюсской и ливановской свит, в отдельные районы эти участки не выделяются.

Основание разреза Пайхойской подзоны сложено отложениями хенгурской свиты позднекембрийско-среднеордовикского возраста, которая на Югорском полуострове с резким угловым несогласием залегает на рифейско-вендских отложениях амдерминской, морозовской и сокольнинской свит, а в районе Едунейской брахиантиклинали — на рифейско-нижнекембрийских отложениях бедамельской серии и энганэпэйской свиты. Далее разрез наращивается тальбейтывисской свитой среднего ордовика, сопчинской свитой верхнего ордовика, оюсской и ливановской свитами силура-нижнего девона, падейской свитой нижнего-среднего девона, путьюской и громашорской свитами верхнего девона. Начиная с верхнего девона, в пределах Пайхойской подзоны отмечается существенная фациальная неоднородность. В Карском районе накапливается последовательность из баттиальных осадков силоваяхинской (D_3-C_1), карской (C_1) и карасиловской свит (C_2-P_1). В Пестанмылькском районе выделяется сибирчатаяхинская толща, включающая преимущественно склоновые отложения верхнего девона-нижнего карбона.

Байдарацкая подзона представлена незначительным фрагментом из нескольких тектонических пластин, поэтому ее разрез не полон. Одна из пластин сложена отложениями харапэшорской свиты нижнего–среднего ордовика. Другая – харотской и косвожской свитами (S–D₂), а третья – няньворгинской (D₃–C₁), карской (C₁) и карасиловской (C₂–P₁) свитами.

Западно-Лемвинская подзона представлена Карско-Нярминским районом, который совпадает с контурами одноименного паравтохтона. Самые низы разреза, как и везде в Западно-Лемвинской подзоне, представлены образованиями в елецких фациях. Здесь – это отложения манитаньрдской серии верхнего кембрия–среднего ордовика, которые с угловым несогласием ложатся на рифейско-вендские отложения очетывисской и лядгейской свит бедамельской серии. Вышележащие отложения качамыльской свиты (O₂₋₃) на территории листа выпадают по тектоническим причинам. Выше разрез представлен практически непрерывной, хотя и тектонизированной последовательностью из харотской (S–D₁), косвожской (D₁₋₂), няньворгинской (D₂–C₁) и воргашорской (C₁₋₃) свит.

Пайхойская подзона

ВЕРХНИЙ КЕМБРИЙ–ВЕРХНИЙ ОРДОВИК

Верхний отдел кембрийской системы–средний отдел ордовикской системы (ланвирский ярус). Хенгурская свита (Є₃–O₂hn). Названа по р. Хенгурью, правому притоку р. Сопчаю (Центральный Пай-Хой). В ранге свиты выделена А. З. Бурским [246, 271] в составе базального горизонта конгломератов и песчаников, толщи известняков и верхней ассоциации существенно сланцевого состава. Окаймляет выходы доуралид в центре Амдерминской антиклинали и Едунейского поднятия, слагает осевую часть Пайхойского антиклинория. В ее опорном разрезе на северо-западе Пай-Хоя [243, 271] в составе хенгурской свиты в целом выделяются три подсвиты.

Нижняя подсвита (0–600 м) известна на локальных участках с большой мощностью терригенных осадков. Опорный разрез этой ассоциации пород изучен по обнажениям, канавам и скважинам на участке к северо-западу от оз. Бол. Тоин-То, где на вулканогенных отложениях морозовской свиты с угловым и стратиграфическим несогласием залегают:

1) базальные слои полимиктовых конгломератов, гравелитов и песчаников с вариациями мощности от 10–15 до 135 м;

2) кварцевые олигомиктовые песчаники и алевролиты с прослоями алевросланцев. В линзах органогенных песчаных известняков А. З. Бурским определены трилобиты позднего кембрия: *Richardronella* sp., *Koldinodia sulcatus* R o b. and P a n t o j a - A l o r, *Dolgeuloma* aff. *inserta* (K u r k.) и др. Мощность 100–150 м;

3) алевролиты, алевросланцы, линзы органогенных песчаных известняков и известковистых песчаников с брахиоподами тремадока–аренига: *Clarkella sokolina* V. B o n d., *Altorthis* sp., *Orthidae* sp., *Amdermella* sp. Мощность 200–300 м.

В районе Едунейского поднятия нижняя подсвита сложена почти исключительно кварцевыми и кварцитовидными песчаниками, редко – алевролитами, к востоку замещающимися известняковыми песчаниками и песчанистыми известняками.

Средняя подсвита (150–180 м) сложена глинисто-кремнистыми петельчатыми известняками в ассоциации с песчанистыми и органогенными известняками. Для большинства изученных разрезов в основании подсвиты отмечаются базальные слои конгломератов, гравелитов и песчаников мощностью от 1–3 до 30–40 м. Здесь же известны единичные потоки (5–7 м) базальтов [225]. В верхней части появляются прослои глинисто-кремнистых, кремнисто-глинистых сланцев с постепенным увеличением их количества и мощности. По объему подсвита отвечает соколийскому горизонту [128]. Аренигский возраст нижней части подсвиты в стратотипическом разрезе соколийского горизонта аттестуют комплексы конодонтов [225]: *Drepanoistodus forceps* (Lind.), *Protopanderodus gradatus* Serp., *Juanograthus variabilis* Serp., *Scolopodus rex* Lind., *Priniodus* (*Oepicodus*) *evae* Lind., *Protopriniodus* aff. *simplicissimus* Mc. Tavish, *Fryxellodontus(?) corbatoi* Serp. (определения С. В. Мельникова).

Верхняя подсвита сложена литологически выдержанной в большинстве разрезов монотонной ассоциацией глинисто-кремнистых, кремнисто-глинистых сланцев, их углеродистых и карбонатных разновидностей с редкими маломощными разлинзованными четковидными прослоями глинисто-кремнистых и органогенных известняков; в разрезах на участке междуречья Мал. и Бол. Ою дополняется присутствием потоков базальтов [271]. В основании подсвиты определены конодонты [225]: *Microzarcodina flabellum parva* Lind., *Priniodus* (*Baltoniodus*) *navis* Lind., *Drepanoistodus suberectus forceps* (Lind.) и др. виды, характеризующие пограничные слои аренига и лланвирна. По всему разрезу встречены граптолиты (определения Т. И. Корень): *Gliptograptus* ex gr. *dentatus* (Brongn.), *Didymograptus* ex gr. *bifidus* (Hall.), *D.* aff. *geminus* His. *Glossograptus* aff. *hincksii* (Hork.) и др., характеризующие зону *D. bifidus* нижнего лланвирна.

Совокупность всех имеющихся материалов позволяет оценить возраст хенгурской свиты в диапазоне позднего кембрия–раннего лланвирна.

Верхняя граница свиты проводится по смене сланцевой ассоциации пород толщей ритмичного переслаивания песчанистых известняков и сланцев. Мощность 400–1160 м.

Средний ордовик (лланвирнский ярус)–верхний ордовик (карадокский ярус) Тальбейтывисская свита (*O₂tb*). Выделена А. З. Бурским [246] с названием по руч. Тальбейтывис, правому притоку р. Сопчаю (Центральный Пай-Хой). Сложена однородной ритмичнослоистой ассоциацией известковистых песчаников и глинисто-кремнистых, кремнисто-глинистых сланцев. Наиболее детально охарактеризована А. А. Беляевым [224]. На участке междуречья Мал. и Бол. Ою в составе этой ассоциации отмечаются частые прослои базальтов, лавобрекчий и туфолов.

По сборам граптолитов (определения Т. Н. Корень) *Didymograptus* ex gr. *murchisoni* (Hall.), *D.* cf. *robustus* Eks., *Gliptograptus* cf. *teretiusculus*

(His.), *Climacograptus* aff. *tubuliferus* Lapw., *Nemagraptus* cf. *exilis* Sun., *N.* ex gr. *gracilis* (Hall.) и др. видов [245, 246, 247], а также конодонтов (определения С. В. Мельникова) *Pyxodus anserinus* Lamont et Lind., *Eoplacognathus lindstroemi* (Hawar.), *Periodon* sp. и др. [225] возраст отложений тальбейтывисской свиты интерпретируется в диапазоне позднего лланвирна (зона *D. murchisoni*) и чердынского горизонта раннего карадока. Мощность 400–600 м.

Верхний ордовик (карадокский–ашгиллский ярусы). Сопчинская свита (O_3sp). Выделена А. З. Бурским [246] с названием по р. Сопчаю (Центральный Пай-Хой). Стратотип свиты по этой реке и приустьевой части руч. Тальбейтывис детально охарактеризован А. А. Беляевым [225]. В составе свиты выделяются три толщи.

Нижняя толща (250–350 м) сложена переслаиванием кремнистых известняков и сланцев глинисто-кремнистых, кремнисто-глинистых. Содержит линзы и прослои известняковых конгломератов, грубодетритовых известняков.

Средняя толща (150–200 м) сложена известняками кремнистыми, часто биотурбированными с прослоями и пачками (до 60 м) силицитов, глинисто-кремнистых сланцев.

Верхняя толща (50 м) представлена ритмичным переслаиванием известняков детритовых, глинисто-кремнистых петельчатых и сланцев глинисто-кремнистых, кремнисто-глинистых.

Известняки нижней толщи содержат многочисленные остатки мшанок, криноидей, гастропод, брахиопод, трилобитов широкого возрастного диапазона (средний–верхний ордовик) и многочисленных *Dicellograptus* sp., *Dicranograptus* sp., *Glossograptus* sp. Заслуживают внимания лишь сборы характерных для тыпыльского горизонта *Lonchodomas triangulus* Burs. и *Fascicrinus* cf. *flabellatum* (Yelt. et Stuk.). Средняя толща охарактеризована конодонтами *Periodon grandis* (Ethington), *Panderodus* sp.; в верхней – определены многочисленные представительные позднеашгиллские комплексы конодонтов [225]: *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. (определения С. В. Мельникова).

Нижняя граница свиты проводится по смене тальбейтывисских ритмов сопчинской ассоциацией кремнистых известняков и сланцев. Мощность свиты 450–600 м.

Средний ордовик (лланвирнский ярус)–верхний ордовик (ашгиллский ярус) Тальбейтывисская и сопчинская свиты нерасчлененные ($O_{2-3tb-sp}$) показаны на карте вокруг Едунейского поднятия из-за невозможности их раздельного картирования вследствие плохой обнаженности. По составу, вероятно, в основном отвечают описанным выше подразделениям.

СИЛУР–НИЖНИЙ ДЕВОН

Силурийская система, нижний отдел–девонская система, нижний отдел (лохковский ярус). Оюская свита (S_1-D_{1os}). Выделена Т. Н. Корень, В. С. Енокином [80] с названием по р. Мал. Ою (Северо-Западный Пай-Хой). Повсеместно слагает крылья Пайхойского антиклинория. Однако как самостоятельное подразделение закартирована по периферии Едунейского поднятия. На остальной части листа она включена в состав объединенного литокомплекса оюской и ливановской свит.

Оюская свита сложена преимущественно черносланцевыми образованиями. В разрезе выделяются три толщи.

Нижняя (черносланцевая) толща (145–180 м) однообразна и повсеместно представлена монотонным переслаиванием сланцев углеродисто-кремнистых, углеродисто-глинистых, углеродисто-кремнисто-глинистых, кремнисто-глинистых, глинистых, с линзами, конкрециями и прослоями известняков. Отдельные слои и пачки часто фосфатсодержащие. Наиболее ярко фосфатность проявлена на венлокском уровне (зона *Monograptus testis*), на котором повсеместно присутствует пачка (до 25 м) углеродисто-фосфатно-глинисто-кремнистых сланцев, содержащих 2–9% P_2O_5 . Охарактеризована граптолитами практически всех стандартных граптолитовых зон лландовери и венлока [80].

Средняя (известняково-сланцевая) толща (120–130 м) сложена ритмичным переслаиванием известняков кремнистых, глинисто-кремнистых часто петельчатых, сланцев глинисто-кремнистых, углеродисто-глинисто-кремнистых, углеродисто-кремнисто-глинистых и их карбонатных разностей. Отмечаются прослои и пачки углеродисто-фосфатно-кремнистых сланцев. В бассейнах рек Мал. Ою, Лыби-Яха, Сиртя-Яха (северо-запад Пай-Хоя) известняково-сланцевая ассоциация замещается толщей (150–170 м) известняков глинистых, глинисто-кремнистых, плитчатых и петельчатых с редкими тонкими прослоями кремнисто-глинистых, кремнисто-глинисто-карбонатных сланцев. Граптолиты: *Neodiversograptus nilssoni*, *Lobograptus scanicus* (в нижней части), *Bohemograptus bohemicus* (в средней части) и *Pristiograptus (Monograptus) transgrediens* (в кровле) указывают на поздне-силурийский (лудлов, пржидолий) возраст известняково-сланцевой толщи.

Верхняя (черносланцевая) толща (15–20 м) сложена сланцами углеродисто-глинисто-кремнистыми, углеродисто-кремнисто-глинистыми с прослоями углеродисто-кремнистых известняков. Граптолиты *Monograptus uniformis* Přibyl, *Linognaptus posthumus* (Richer) свидетельствуют о раннелохковском возрасте пород.

Таким образом, возрастной интервал оюской свиты уверенно установлен в интервале лландовери–ранний лохов.

Согласная нижняя граница свиты принята по контрастной смене зеленовато-сероцветной сланцево-карбонатной сопчинской ассоциации пород лландоверийской черносланцевой толщей. Верхняя граница оюской свиты в стратотипе принята по появлению граптолитов зоны *Monograptus hercynicus* и первых тентакулитов в литологически однородной карбонатно-черносланцевой толще. Эти фациальные типы пограничных осадков

наблюдаются в большинстве разрезов Пай-Хоя. Лишь в бассейне р. Кара на крайнем юго-востоке Пай-Хоя наблюдается контрастная смена оюской черносланцевой ассоциации петельчатыми известняками ливановской свиты.

Общая мощность оюской свиты колеблется от 270 до 370 м.

Лохковский-эмский ярусы. Ливановская свита (D_1lv). Выделена Т. Н. Корень, В. С. Енокяном с названием по мысу Ливанова (берег Карского моря в районе пос. Амдерма) [80]. Повсеместно слагает крылья Пайхойского антиклинория. Однако как самостоятельное подразделение закартирована только по периферии Едунейского поднятия. На остальной части листа она закартирована в составе объединенного литокомплекса оюской и ливановской свит.

На большей части площади развития свиты в ее составе выделяются две толщи.

Нижняя – карбонатно-черносланцевая толща (35–85 м) сложена сланцами углеродисто-кремнисто-глинистыми, углеродисто-глинисто-кремнистыми и их карбонатными разностями с прослоями кремнистых и углеродисто-кремнистых известняков с тентакулитами. Граптолиты *Monograptus hercynicus* Р е г н., *M. praehercynicus* в основании и *Monograptus falcarius*, *M. aequabilis* в верхней части обосновывают возраст толщи в интервале позднего лохкова–нижней части пражского яруса.

Верхняя – известняковая толща (25–120 м) сложена известняками петельчатыми с тентакулитами и прослоями сланцев. Локально встречаются потоки миндалекаменных базальтов мощностью до 10–15 м (бассейн р. Хейяга) [265]. Пражский и раннеэмский(?) возраст петельчатых известняков характеризуют редкие сборы конодонтов *Spathognathodus* ex gr. *steinhornensis*, *Pandorinellina miae* (В ул т.) и др. [205].

По периферии Едунейского поднятия по ручьям Даркашор, Вяшор и другим левым притокам р. Кара ливановская свита сложена однообразной толщей (250–300 м) петельчатых известняков с тентакулитами, в верхней части с редкими прослоями зеленовато-сероцветных карбонатно-кремнисто-глинистых сланцев. Эти разрезы, выделяемые А. С. Микляевым в качестве карской градации ливановской свиты, имеют явно переходный характер к образованиям Елецкой СФЗ. На руч. Вяшор вверх по разрезу известняки становятся все более толстослоистыми, отдельные пласты переполнены детритом и перекрываются рифогенными известняками нерусовейской толщи. Комплексы конодонтовых зон *Ozarcodina delta* (в основании), *Pedavis pesavis* (в средней части) и *Polygnathus dehiscens* (в пограничных слоях с падейской свитой), а также *Ozarcodina steinhornensis miae* (В ул т.), *O. cf. remsheidensis* (Z i e g.) и других видов [269] надежно характеризуют возраст свиты в диапазоне позднего лохкова–раннего эмса (в пределах зоны *P. dehiscens*).

Верхняя граница ливановской свиты принята по кровле толщи петельчатых известняков. Мощность свиты 60–200 м в разрезах центральнопайхойского типа и до 300 м и, вероятно, более на Юго-Восточном Пай-Хое.

Силурийская система, нижний отдел–девонская система, нижний отдел (эмский ярус). Оюская и ливановская свиты объединенные ($S_1-D_1oc + lv$). Принятая в стратотипах граница оюской и

ливановской свит внутри однородной по составу карбонатно-черносланцевой ассоциации пород по появлению граптолитов зоны *Monogartus hercynicus* фактически не соответствует современным требованиям картирования реальных геологических тел. Удовлетворяет этим условиям лишь карская градация ливановской свиты. На всех остальных участках Пайхойского аллохтона реально картирование лишь объединенных породных ассоциаций оюской и ливановской свит. Состав и строение их разрезов охарактеризованы выше.

Мощность объединенного литокомплекса 300–600 м.

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ–СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

Эмский–живетский ярусы. Падейская свита (D_{1-2pd}). Выделена В. И. Устрицким [295] по горе Бол. Падея (Центральный Пай-Хой) для толщи ритмичного переслаивания глинистых сланцев и кварцевых песчаников. Стратотип не указан. Парастратотип изучен в разрезах по р. Кара и ее притоку руч. Марейшор [204, 269]. К настоящему времени выделяются три фациальных типа разреза падейской свиты: амдерминская терригенно-сланцевая, марейшорская терригенно-кремнисто-сланцевая [204] и карская существенно кремнисто-сланцевая [225] градации. Латеральные границы между ними носят расплывчатый характер и отражают постепенную деградацию доли аллохтонных кварцевых песчаников и алевролитов в направлении с запада на 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).

Амдерминская градация сложена ритмичной толщей черных кварцевых песчаников и алевролитов с прослоями кремнисто-глинистых сланцев. Биостратиграфическое обеспечение этих разрезов характеризуют эйфельские и живетские флористические и брахиоподовые комплексы [271]. Мощность амдерминской градации падейской свиты оценивается в пределах 500–600 м.

Марейшорская градация характеризуется переслаиванием пачек терригенных пород (кварцевых песчаников, алевролитов) с пачками кремнистых, кремнисто-глинистых сланцев, фтанитов, силицитов и прослоями кремнисто-глинистых известняков. Доли участия в разрезе основных литотипов: кремнисто-глинистых сланцев, кремнистых (силициты, фтаниты) и терригенных (кварцевые песчаники и алевролиты) пород оцениваются в пределах, соответственно: 50–55%; 20–25% и 15–20%. Характерны многочисленные конкреционные прослойки (1–10 см) и линзы кремнистых, кремнисто-хлоритовых карбонатов железа и марганца. Отмечаются элементы эволюции их химического состава от анкеритов и сидеритов ($Fe_2O_3 = 25–45\%$) на эмском уровне до олигонитов и кутнагоритов ($MnO = 5–13\%$; $Fe_2O_3 = 13–34\%$) среди предполагаемых эйфельских и живетских отложений. В нижней части эмской ассоциации пород известен горизонт (20–22 м) зеленых филлитовидных сланцев с частыми послойными скоплениями баритовых конкреций. Общая мощность отложений марейшорской градации падейской свиты составляет 430–450 м.

Возрастная характеристика основывается на немногочисленных определениях конодонтов: *Ozarcodina* ex gr. *steinhornensis* (aff. *miae*) в прослоях известняков среди фтанитовой пачки основания падейской свиты и комплекс конодонтовой зоны *Polygnathus gronbergi* [204] в прослоях карбонатов среди пачки зеленых сланцев с конкрециями баритов (35–40 м стратиграфически выше подошвы свиты).

Карская градация характеризуется преобладанием в разрезе глинисто-кремнистых сланцев, полным отсутствием аллохтонных терригенных пород на эмском уровне, наличием горизонтов с редкими линзами олигонитов на позднемэмском–эйфельском уровнях и появлением здесь прослоев (до 10–15 м) обломочно-криноидных известняков с линзами кремней. Живетская ассоциация кремнисто-глинистых сланцев с редкими прослоями кварцевых песчаников в карских разрезах характеризуется присутствием редких (до 3–5%) маломощных (до 0,2 м) линз и прослоев кремнистых кутнагоритов и сидеро-родохрозитов (MnO = 20–29%). Среди эмской ассоциации зеленых филлитовидных сланцев в разрезах по р. Кара и ее левым притокам также известны горизонты с послойными скоплениями конкреционных баритов. Общая мощность отложений карской градации падейской свиты составляет 240–300 м, расчетные соотношения всех типов сланцев, кремнистых пород, известняков и кварцевых песчаников (вместе с алевролитами) оцениваются в пределах, соответственно (%): 60–70; 10–15; 10–15 и 3–10.

Фаунистическая характеристика Карской градации более представительна и включает: многочисленные сборы конодонтов зоны *Polygnathus gronberg*, относительно редкие зоны *Polygnathus inversus* в нижней карбонатно-сланцевой толще; единичные определения конодонтов *Spathognathodus* ex gr. *steinhornensis* Zieg. в редких прослоях известняков с тентакулитами среди толщи зеленых филлитовидных сланцев, многочисленные конодонтовые комплексы зон *Polygnathus costatus patulus*; *Po. costatus partitus*; *Po. costatus costatus*; *Tortodus kockelianus australis*; *T. kockelianus kockelianus* и нижней подзоны зоны *Po. ensensis* среди кремнистых пород и обломочно-криноидных известняков верхней части разреза. По сумме этих материалов и комплексов конодонтов в перекрывающих отложениях возраст падейской свиты интерпретируется в диапазоне эмса (от основания зоны *Polygnathus gronbergi*), эйфеля и живета (до основания зон *disparilis*–*cristatus*).

Верхняя граница отложений падейской свиты во всех фациальных градациях принята по подошве характерной ассоциации ленточнослоистых ритмитов путьюской свиты.

СРЕДНИЙ ДЕВОН (ВЕРХНИЙ ЖИВЕТ)–НИЖНЯЯ ПЕРМЬ (АССЕЛЬСКИЙ ЯРУС)

Живетский–фаменский ярусы. Путьюская и громашорская свиты объединенные ($D_{2-3pt} + gr$) картируются совместно, ввиду невозможности раздельного отображения в масштабе карты из-за незначительной мощности путьюской свиты.

Путьюская свита (50–90 м) выделена В. И. Устрицким с названием по р. Путью – левому притоку р. Сопчаю (Центральный Пай-Хой). [295].

Сложена характерной ассоциацией из трехчленных ленточнослоистых циклитов, включающих (снизу вверх): пиритизированные глинисто-карбонатные алевролиты (или глинисто-алевритистые известняки) с косослоистыми и более сложными текстурами, серые листоватые карбонатно-кремнисто-глинистые и черно-темно-серые слабоуглеродистые кремнисто-глинистые сланцы с мощностью прослоек от долей до 3–5 см. На разных участках вертикального разреза преобладают редуцированные двучленные ритмиты с выпадением нижних прослоек алевролитов. Однородность и выдержанность этого литологического состава отмечаются на всей площади Пайхойского аллохтона. Незначительные признаки фациальных различий проявляются в присутствии прослоев фтанитов, известняков, иногда туфогенных сланцев в основании путьюской свиты. На участках развития карской градации падейской свиты по всему вертикальному разрезу путьюской ассоциации пород встречаются линзы и прослои (0,1–1,0 м) кремнистых, детритовых и тентакулитовых известняков. Здесь же встречаются прослои обломочно-брахиоподовых известняков. Возраст позднеживетско-раннефранский (в интервале пашийского–нижней части саргаевского горизонтов) на основании сборов конодонтов зон *Palmatolepis disparilis*–*Polygnathus cristatus*, *Ancyrodella binodosa* позднего живета и *Ancyrodella rotundiloba* раннего франа.

Верхняя граница отложений путьюской свиты проводится по контрастной смене ленточнослоистых ритмитов черными плитчатыми фтанитами.

Громашорская свита (240–270 м) выделена В. И. Устрицким [295] с названием по руч. Громашор (ныне р. Нядейяха), правому притоку Силоваяхи. На большей части территории характеризуется относительно выдержанным кремнисто-карбонатным разрезом, в составе которого выделяются четыре характерные толщи:

1) фтаниты и черные сланцы (30–40 м) с конкрециями, линзами и редкими прослоями кремнистых известняков с конодонтами верхней части зоны *Ancyrodella rotundiloba*, подзона Middle и Upper зоны *Palmatolepis asymmetricus* (*Polygnathus timanicus*) и нижней части зоны *Ancyrodella triangularis* (диапазон верхней части саргаевского горизонта и основного интервала доманика);

2) силициты светло-серые (20–25 м) с линзами и конкрециями известняков с конодонтами *Ancyrodella triangularis* и нижней подзоны зоны *Palmatolepis gigas* (верхняя часть доманика–нижняя часть мендыма);

3) глинисто-кремнистые, кремнисто-глинистые сланцы (40–50 м) с прослоями силицитов, фтанитов, известняков, локально – миндалекаменных базальтов, комплексы конодонтов средней и верхней подзоны зоны *Palmatolepis gigas* и нижней и средней подзоны зоны *Palmatolepis triangularis* (диапазон верхнего мендыма и нижнего аскына);

4) силициты, глинисто-кремнистые известняки, глинисто-кремнистые сланцы (150–155 м). В кровле – маркирующий горизонт (10–20 м) яшмоидов с карбонатами и силикатами Mn. Среди яшмоидов встречаются прослои (0,2–4,6 м) кремнисто-карбонатных (Mn = 10–15 до 34%) и силикатных (Mn = 10–15 до 32%) марганцевых руд. На полную мощность горизонта средневзвешенные содержания марганца составляют 5,5%.

Комплексы конодонтов верхней подзоны зоны *Palmatolepis triangularis*, зон *Palmatolepis crepida*, *Pa. rhomboidea* и нижней подзоны зоны *Palmatolepis marginifera* (диапазон макаровского горизонта и верхней части аскинского).

По р. Кара (район устья р. Силоваяха) и р. Нядейяха (ранее руч. Громашор) распространены так называемые суперкремнистые фации громашорской свиты, не содержащие прослоев карбонатов. В этих разрезах известны лишь редкие сборы конодонтов (определения Л. С. Колесник) зон *Pa. crepida* и *marginifera*. Мощность разреза свиты здесь оценивается в 90–100 м.

Верхняя граница громашорской свиты принята по кровле маркирующего горизонта яшмоидов с преобладающими характерными сургучно-красными цветовыми оттенками. Общая мощность объединенного литокомплекса путьской и громашорской свит 290–360 м в типовых разрезах и 150–200 м в суперкремнистых фациях.

Фаменский–визейский ярусы. Силоваяхинская свита (D_3-C_1s). Выделена А. С. Микляевым [111, 269] по р. Силоваяха (Юго-Восточный Пай-Хой). Сложена карбонатно-кремнистой ассоциацией пород, представленной ритмичным переслаиванием фтанитов, черных сланцев, силицитов и кремнистых, углеродисто-кремнистых известняков. В разрезе выделяются четыре толщи (снизу вверх):

1) силициты, кремнистые известняки (15–20 м) с конодонтами *Palmatolepis marginifera* мурзакаевского горизонта;

2) силициты, фтаниты, прослой кремнистых известняков и марганец-карбонатов (45–55 м). В прослоях кремнистых известняков установлена последовательная смена комплексов конодонтовых зон *Palmatolepis rugosa trachytera*, *Pa. perlobata postera*, *Pa. gracilis expansa*, *Siphonodella praesulcata* кушелгинского и литвинского горизонтов;

3) фтаниты, прослой черных сланцев, редкие линзы и прослой известняков (50–55 м). В основании маркирующий горизонт обломочных известняков (1–5 м). Снизу вверх по разрезу выделяются комплексы конодонтовых зон *Siphonodella sulcata*, *S. duplicata*, *S. sandbergi*, *S. quadruplicata*, *S. isosticha* и *Polygnathus communis carinus* турнейского яруса;

4) ритмичное переслаивание фтанитов, черных сланцев и кремнистых, углеродисто-кремнистых известняков (80–90 м). Частые послойные скопления фосфоритовых конкреций. Содержания P_2O_5 в конкрециях варьируют от 23–27 до 30–32%. Общая доля конкреционных фосфоритов в составе толщи оценивается в пределах 3–4%. В фосфоритах установлены аномальные концентрации урана, цинка и редкоземельных элементов. Конодонты зон *Dollymae bouckaerti*, *Scaliognathus. anchoralis*, *Gnathodus texanus* нижнего визе. На разных участках вертикального разреза известны также сборы турнейско(?)-нижневизейских комплексов фораминифер, аммоноидей [270, 269].

Вышеприведенные материалы надежно характеризуют возраст отложенной силоваяхинской свиты в диапазоне позднего фамена, турнейского века и раннего визе.

Соотношения с перекрывающими отложениями носят характер постепенной, но быстрой смены карбонатно-черносланцевой ассоциации пород

плитчатыми кремнистыми известняками карской свиты. Мощность свиты 190–220 м.

Живетский–визейский ярусы. Путьюская, громашорская и силоваяхинская свиты нерасчлененные (D_2-C_{1pt-sl}) показаны на карте вдоль юго-западного борта Карской впадины от Карской астроbleмы до побережья Карского моря. Несмотря на то, что в конкретных разрезах, особенно на р. Путью, они раздельно описывались и выделялись разными авторами, их присутствие в том или ином объеме очевидно, фактически проследить их по площади раздельно невозможно из-за слабой обнаженности и устаревших материалов геологических съемок в основном м-ба 1:200 000 первого поколения. С большей или меньшей долей условности по космоматериалам дешифрируется граница падейской и путьюской свит и линия Северо-Пайхойского надвига, который практически везде срезает верхнюю границу картируемого литокомплекса.

В то же время по имеющимся описанным фрагментам разрезов состав и строение путьюской, громашорской и силоваяхинской свит предполагаются аналогичными вышеописанным. Предполагаемая мощность нерасчлененного литокомплекса – 450–500 м.

Верхний девон, фаменский ярус–нижний карбон. Сибирчатаяхинская толща (D_3-C_{1sb}) выделена впервые по результатам полевых работ при составлении ГК-1000/3 листа R-41 в Пестаншорском районе к юго-западу от линии Главного Пайхойского надвига. Название по р. Сибирчатаяха, где развит относительно полный разрез толщи. Ранее при проведении ГС-200 и составлении ГК-1000 (новой серии) листа R-(40)–42 данные отложения расчленялись на турнейский, визейский и серпуховский (намюрский) ярусы и рассматривались в составе елецких фаций. Впервые на их вероятную принадлежность к пайхойским фациям указали А. И. Елисеев и А. А. Беляев, которые отнесли их и подстилающие отложения путьюской и громашорской свит в этом районе к переходной пестаншорской градации.

В составе толщи выделяются две породные ассоциации, которые можно рассматривать в ранге подтолщ.

Нижняя подтолща (более 150 м) сложена ритмично построенными пачками глинистых плитчатых известняков, часто с поясками и линзами черных кремней. Отдельные пачки известняков марганцовистые (до 3–4% Mn), выделяются бурым цветом выветрелой поверхности. Кроме того, в составе толщи присутствуют прослои глинисто-кремнистых сланцев и пласты (0,5–1,5 м) известняковых конглобрекций. Уровень марганцовистых известняков охарактеризован конодонтами 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, *Polygnathus symmetricus* E. Branson, *Pseudopolygnathus micropunctatus* Bischoff et Ziegler, что указывает на одновозрастность данной пачки с низами силоваяхинской свиты, которые на этом уровне также содержат прослои мanganокарбонатов. Выше по разрезу из пласта конглобрекций определены фаменские конодонты с признаками переотложения *Palmatolepis* sp., *Palmatolepis* cf. *regularis* Cooper.

Верхняя подтолща (более 450 м) сложена ритмичным переслаиванием плитчатых кремнистых известняков с линзами и прослоями черных кремней. Отдельные прослои в основании элементарных ритмов содержат криноидный детрит, встречаются пласты известняковых конглобрекций. Определены конодонты *Gnathodus typicus* Cooper, *Kladognathus* sp., *Gnathodus pseudosemiglaber* Thompson et Fellows., что указывает на позднетурнейский 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, *Propermodiscus* ex gr. *krestovnikovi* (Rauser), *Paleotextularia gibbosa minima* Lipina и др. (определения С. Н. Ремизовой). По характеру отложений разрез верхней подтолщи близок к преимущественно карбонатным фрагментам разрезов верхов силоваяхинской и карской свит.

Ввиду того, что границы фаменской и турнейско-визейской частей разреза из-за редкости определяемой органики достоверно установить не удалось, вся последовательность отложений от фамена до серпухова(?) включается нами в состав нерасчлененной сибирчатаяхинской толщи с возрастным диапазоном поздний фамен–ранний карбон (визе–серпухов?).

Подстилающие отложения закартированы в районе возвышенности Пестанмыльк (правобережье р. Хейяга), где они представлены типичной последовательностью из путьюской и громашорской свит. В верхах разреза последней присутствует маркирующий горизонт пестроцветных яшмоидов, выше которого с тектоническим контактом в основании появляются турнейские плитчатые известняки с кремнями. Отличием путьюской и громашорской свит данного района от типично пайхойских разрезов центрального типа является наличие в них целой серии пластов известняковых конглобрекций. Установление развития путьюской и громашорской свит в Пестаншорском районе безусловно указывает на ошибочность представлений о распространении глубоководных пайхойских фаций только в пределах Пайхойского аллохтона и является дополнительным обоснованием для выделения вышезалегающих однообразных верхнефаменско-нижнекаменноугольных кремнисто-карбонатных отложений в качестве самостоятельной сибирчатаяхинской толщи. Вследствие своеобразия они не могут быть включены в состав как силоваяхинской и карской свит, так и тем более важхановейской или сартъюской свит елецкого комплекса, как это было показано на упоминавшихся выше картах предшественников. О глубоководности данных осадков свидетельствует градационное распределение детрита в ритмах, практически полное отсутствие макрофауны, наличие марганцовистых известняков, пласты склоновых известняковых конглобрекций.

Общая мощность сибирчатаяхинской толщи составляет более 600 м.

Нижний карбон (визейский ярус)–нижняя пермь (ассельский ярус). Карская и карасиловская свиты объединенные (C₁–P₁kr + ks) показаны в качестве единого литокомплекса исключительно

ввиду невозможности изображения в масштабе карты карасиловской свиты. В конкретных разрезах и при картировании на местности они уверенно отличаются друг от друга. Мощность объединенных свит 310–380 м.

Карская свита (190–200 м) выделена А. С. Микляевым [112] для кремнисто-карбонатной ассоциации пород с названием и стратотипом по р. Кара. Сложена известняками кремнистыми и детритовыми с линзами и стяжениями кремней, прослоями обломочных известняков, фтанитов, черных кремнистых сланцев, мраморов. В разрезе по литологическим особенностям выделяются четыре характерные толщи [273]:

1. Ритмичное переслаивание кремнистых и шламово-детритовых известняков (80–85 м) с частыми линзами, стяжениями и прослоями кремней; конодонты зон *Gnathodus texanus*, *G. bilineatus bilineatus*, фораминиферы бобриковского горизонта и окского надгоризонта *Uralodiscus rotundus* (N. Tchern), *U. cf. rhomboides* Mal., *Glomodiscus biarmicus* (Mal.), *Archaeodiscus karreri* (Brady), *A. moelleri* Raus и др.

2. Известняки грубоплитчатые детритовые (10–15 м) с линзами и стяжениями кремней, конодонты и фораминиферы веневского горизонта *Gnathodus bilineatus bilineatus* (Roundy), *Gn. girtyi collinsoni* Rh., A. et Dr., *Paragnathodus nodosus* (Bisch.) и др., а также фораминифер *Eostaffella ex gr. icensis* Viss., *Omphalota omphalota* (Raus. et Reitl.), *Asteroarchaediscus* sp. и др.

3. Гидротермально-осадочная ассоциация (35 м) слоистых, сферовых известняков и доломитов с сингенетической флюоритовой минерализацией, прослои фтанитов, кремнистых и детритовых известняков. В кровле пачки – маркирующий горизонт мраморов, на участке Карского месторождения замещенный баритами (3–5 м). На всех участках развития пачка характеризуется аномальными содержаниями Ba, Sr и F. В детритовых известняках конодонты зоны *Gnathodus bilineatus bollandensis* и комплексы фораминифер *Endothyra prisca* Raus. et Reitl., *En. similis* Raus. et Reitl., *Eostaffella gruenwaldti* Mal., *E. cf. ovoides* Raus., *Asteroarchaediscus baschkiricus* Krest. et Theod., *A. paraovoides* Brazhn., *Globivalvulina parva* N.Tschern., *Howchinia gibba* (Moell.).

4. Известняки (65 м) кремнистые и детритовые с линзами и стяжениями кремней, прослои обломочных известняков, фтанитов, черных сланцев, кремнистых мраморов. На участке Карского месторождения верхний горизонт мраморов (в кровле свиты) замещен баритами. Конодонты и фораминиферы верхней части серпуховского яруса: *Adetognathus unicornis*–*Gnathodus bilineatus bollandensis* и комплексы фораминифер *Pseudoendothyra cf. parasphaerica* Reitl., *Parastaffella cf. liminosa* Gan., *Eostaffella paraprotvae* Raus., *E. cf. tenebrosa* Viss., *Endothyranopsis spherica* (Raus. et Reitl.) и др.

Вышеприведенные данные определяют возрастной диапазон отложений карской свиты в интервале верхней части бобриковского горизонта раннего визе, окского надгоризонта позднего визе, косогорского горизонта и бражкинского надгоризонта серпуховского яруса региональной стратиграфической шкалы Западного Урала.

Карасиловская свита (120–180 м) выделена А. С. Микляевым [112] с названием по р. Кара и ее притоку р. Силоваяха для черносланцевой ассоциации пород, ранее картируемой в ранге хроностратиграфического подразделения C_{2-3} .

Во всех изученных разрезах отчетливо выделяется вертикальная последовательность из трех основных толщ (снизу вверх):

1. Нижняя – черносланцевая толща – сланцы углеродисто-глинисто-кремнистые, углеродисто-кремнисто-глинистые, их карбонатные разности («черные сланцы»), фтаниты, силициты (30–35 м) с прослоями углеродисто-кремнистых и органогенно-обломочных известняков и частыми послойными скоплениями фосфоритовых конкреций. Конодонты среднего и позднего карбона: *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., *Id. sinuosus* Ell. et Grav., *Id. podolskensis* Gor., *Neognathodus symmetricus* (Lane), *N. bothrops* Merr., *N. columbiensis* (Stib.), *N. roundyi* (Gun.), *Gondolella donbassica* Kos., *G. aff. elegantula* St. et Pl., *G. afcristata* Furd., *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 башкирских и московских видов фораминифер [269]. Характерной спецификой фаунистических комплексов является частое присутствие среди них переотложенных визейских, серпуховских видов конодонтов и фораминифер, существенно осложняющих интерпретацию истинного возраста вмещающих осадков.

2. Средняя (кремнисто-сланцевая) толща (10–60 м) – сланцы серые, зеленовато-серые кремнисто-глинистые, глинисто-кремнистые с редкими (через 2–3 м) линзами и прослоями (0,1–1,0 м) кремнистых марганецкарбонатов с содержаниями MnO от 2–3 до 10–11%. Высокий уровень накопления марганца в этих карбонатах сопровождается аномальными содержаниями Ba и Sr. Данный уровень коррелируется с одновозрастным Новоземельским уровнем карбонатных марганцевых руд. Ассельский возраст толщи характеризует зональный вид *Streptognathodus aff. wabaunsensis* Gun., в комплексе с верхнекаменноугольно-ассельскими видами конодонтов: *Streptognathodus alekseevi* Barsk., *S. simulator* Ell., *S. nodulifarius* Chern. et Resh., *S. zethus* Chern. et Resh., и др. [225].

3. Верхняя – черносланцевая толща (80–85 м) – сланцы черные углеродисто-кремнисто-глинистые, углеродисто-глинисто-кремнистые с прослоями их карбонатных разностей, углеродисто-глинисто-кремнистых доломитов и известняков. В основании толщи отмечается регионально развитый на Пай-Хое горизонт «бомбовидных» мегаконкреций (0,8–3,0 м) доломитов. По всему разрезу отмечаются конкреции углеродисто-кремнисто-фосфоритового состава с аномальными содержаниями U, Zn, Ba, Sr и редкоземельных элементов. По форме, размерам, составу и общему количеству конкреционные фосфориты почти идентичны их нижевизейским аналогам при более низком содержании P_2O_5 (до 13–22%). Слабо проявленная марганцевая специализация регистрируется в повышенных содержаниях

MnO (1–3, редко до 10%) в прослоях карбонатных пород среди черных сланцев. Биостратиграфическое обеспечение толщи характеризуют редкие сборы аммоноидей *Agathiceras uralicum* Кагр., *Artinskia* sp. [123], а также сакмарские фаунистические комплексы в перекрывающих отложениях пэтаркаяхинской свиты. По сумме всех вышеприведенных сведений возраст карасинской свиты интерпретируется в диапазоне среднего–позднего карбона и ассельского века ранней перми.

Соотношения с перекрывающими отложениями носят характер нормальной стратиграфического контакта и регистрируются по контрастной смене цветовой окраски черных сланцев с прослоями карбонатов и фосфоритовыми конкрециями серыми, пепельно-серыми аргиллитами пэтаркаяхинской свиты.

Западно-Лемвинская подзона (Карско-Нярминский район)

Верхний кембрий–средний ордовик. Манитанырская серия ($\text{Є}_3\text{--O}_2\text{mi}$) фрагментарно развита по обрамлению Оченырдынского поднятия и выполняет мелкие синклинали внутри его. Сложена преимущественно серыми, белыми кварцевыми песчаниками с гравелитами и конгломератами в основании. Залегает с резким угловым несогласием на докембрийских образованиях очетывисской и лядгейской свит. Верхний контакт на территории листа тектонический с отложениями харотской свиты силура. Вскрытая мощность разреза на территории листа – до 400 м.

Силурийская система–девонская система, средний отдел. Харотская и косвожская свиты объединенные ($S_1\text{--}D_2hr+kv$). Стратотипы находятся в Лемвинской зоне Полярного Урала. Их подробная характеристика приведена в работе М. А. Шишкина [193]. Картируются совместно ввиду недостаточной обнаженности в пределах района.

Харотская свита (150–320 м) развита в бассейне Очетывиса, Бол. Лядгея и на участке к востоку от р. Кара вдоль южной рамки листа, где вскрыта картировочной скважиной [194]. Свита впервые выделена К. Г. Войновским-Кригером на Полярном Урале в 1945 г. В пределах Карско-Нярминского района картируется западный – кремнисто-известняковый тип разреза, представленный глинистыми и «петельчатыми», алевролитистыми известняками, сланцами углеродисто-кремнистыми, кремнисто-глинистыми, углеродисто-глинистыми. При ГС-200 [34] эти отложения относились здесь к сянгурской свите или при ГС-50 [232] объединялись с косвожской под названием харотская свита.

Харотская свита в Карско-Нярминском районе отличается от разрезов других типов преобладанием петельчатых известняков, достигающих мощности, вероятно, десятков–сотен метров (как это и характерно для западных разрезов), хотя прослои углисто-кремнистых сланцев тоже присутствуют. Породы сильно мраморизованы. Для нижней части свойственно частое чередование пачек мраморизованных петельчатых известняков и углисто-кремнистых сланцев мощностью 5–10 м. Самые низы разреза обычно срезаны надвигами и обнажены фрагментарно. В средней части чередуются пачки серых петельчатых (15–20 м) и черных тонкоплитчатых

углеродистых известняков с микрослоистой текстурой (3–10 м). В верхней части снова появляются пачки углисто-кремнистых сланцев. Отдельные разности сланцев являются фосфатсодержащими. Завершают разрез светло-серые петельчатые известняки массивного облика с многочисленными тентакулитами, мощностью около 100 м.

Возраст харотской свиты в районе подтвержден находками тентакулитов, граптолитов, конодонтов на р. Кара и в других разрезах за южной [191] и восточной [274, 55] рамками листа.

Нижняя граница с подстилающими образованиями не вскрыта. За южной рамкой листа они представлены отложениями качамылькской свиты.

Верхняя граница харотской свиты принята [274] по кровле петельчатых известняков с тентакулитами и подошве толщи зеленых и лиловых филлитовидных сланцев.

Косвожская свита (600–700 м) широко развита в бассейне р. Очетывис. Впервые выделена при производстве ГС-50 на Полярном Урале [230] для кремнисто-сланцевого фациального типа нижнего–среднего девона Лемвинской СФЗ. В Карско-Нярминском районе свита установлена впервые в 1997 г. при проведении поисковых работ на марганец [191]. Предшественниками при ГС-50 [232, 252] эти отложения ошибочно картировались в качестве нижней толщи харотской свиты. Косвожская свита залегает на тентакулитовых известняках харотской свиты и сложена серицит-хлоритовыми, филлитовидными и алевритистыми сланцами серо-зеленого, табачно-зеленого, реже малинового (лилового) цвета. Верхняя часть обнажена только на р. Очетывис, где она представлена серыми и темно-серыми глинистыми и алевритистыми сланцами с линзами конкреционных известняков мощностью 1–10 см.

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

Граница с перекрывающими отложениями обнажена в небольшом выходе по р. Очетывис, где на зеленоватых филлитовидных сланцах залегают углеродистые черные и темно-серые тонкополосчатые плитчатые сланцы (с прослоем известняка) няньворгинской свиты.

Мощность объединенного литокомплекса харотской и косвожской свит 550–1000 м.

Девонская система, средний отдел–каменноугольная система, нижний отдел. Няньворгинская свита (D_2 – C_{1nv}) закартирована в бассейне р. Очетывис. Впервые свита была выделена К. Г. Войновским-Кригером в 1945 г. на Западном склоне Полярного Урала. В Карско-Нярминском районе для свиты характерно значительное количество прослоев и пачек известняков (особенно в нижней части), калькаренитов и склоновых конглобрекций – в верхней.

Нижняя (предположительно франская) часть разреза свиты имеет двучленное строение и разделяется на кремнисто-известняковую и фтанитовую пачки. Кремнисто-известняковая пачка (80–100 м) залегает непосредственно на серых алевросланцах косвожской свиты и сложена серыми

пелитоморфными известняками с «поясками» и линзовидными прослоями черных кремней, переслаивающимися с черными кремнистыми сланцами. Фтанитовая пачка (50–60 м) сложена черными плитчатыми кремнями и рассланцованными фтанитами.

Верхняя часть разреза включает пестроцветную и карбонатно-кремнистую пачки. Пестроцветная пачка (200 м) сложена фтанитами и тонкопослойчатыми силицитами серой, серо-зеленой и вишневой окраски с прослоями (до 1,5 м) известняковых конглобрекций, гравелитов и обломочных известняков (известняковых песчаников). Содержит конодонты фаменского яруса зон “marginifera”, “trachytera”, “postera”: *Palmatolepis distorta* Bran. et Mehl, *Pa. glabra lepta* Zieg. et Huddle, *Pa. gracilis* Bran. et Mehl, *Pa. perlobata sigmoidea* Zieg., *Pa. rugosa postera* Zieg., *Pa. rugosa grossi* Zieg., *Polygnathus glaber* Ulr. et Bass., *Po. styriacus* Zieg. и др. Карбонатно-кремнистая пачка (100 м) сложена темно-серыми известняками с желваками черных кремней и черными кремнистыми сланцами. Охарактеризована турнейскими конодонтами: *Neopolygnathus carinus* (Hass), *Polygnathus vogesi* Zieg., *Protognathodus* sp. [191].

Контакт с вышележащей воргашорской свитой не обнажен. Общая мощность няньворгинской свиты 430–500 м.

Каменноугольная система, нижний–верхний отделы. Воргашорская свита (C_{1-3vr}). Впервые выделена К. Г. Войновским-Кригером на Западном склоне Полярного Урала со стратотипом на руч. Воргашор. На изучаемой площади свита установлена в 1997 г. в районе руч. Перехваченный при проведении поисковых работ на марганец [191]. По характерному набору породных ассоциаций эти отложения близки к стратотипическому разрезу свиты. Сложена серыми и темно-серыми органогенно-обломочными известняками, известняками с линзами и прослоями кремней и мощными (до 5–8 м) пачками органогенно-обломочных конглобрекций, прослои глинисто-кремнистых сланцев. В конглобрекциях значительное количество обломков известняков, размером до 1 см, сцементированных карбонатным материалом. Отдельные пласты конглобрекций (мощностью до 2,2 м) содержат значительное количество обломков или желваков черных кремнистых фосфоритов при содержании P₂O₅ в желваках до 30%.

Из фаунистических остатков в известняках определены конодонты лишь среднего–позднего карбона: *Idiognathoides* cf. *sulcatus* Higg. et Bouck., *Id.* cf. *corrugatus* (Harr. et Ell.), *Idiognathodus delicatus* Gunn., *Streptognathodus* cf. *cancellosus* (Gunn.), *St.* cf. *concinus* Kos., *Gondolella* sp. [191]. В обломочных известняках была встречена микрофауна [232] *Fusiella* sp., *Glomospira* sp., *Tuberitina* sp., *Plectogyra* sp. каменноугольного возраста.

Верхняя граница с перекрывающей кечпельской свитой не вскрыта. Мощность свиты более 450 м.

Байдарацкая подзона

Тремадокский–ланвирнский ярусы Харапэшорская свита ($O_{1-2}hr$) выделена А. С. Микляевым [122] по руч. Харапэшор (правый приток р. Нярма) за пределами листа. На листе представлена небольшим тектоническим фрагментом, протягивающимся вдоль побережья Карского моря в контуре Байдарацкого аллохтона. Обнаженность здесь практически отсутствует и поля свиты выделены в основном по аналогии с примыкающей с востока Осоевской площадью ГС-50 [274] и данным по скважинам, пробуренным при ГГК-200 [286].

На территории листа по данным бурения скважин ГГК-14, 15 отложения, условно отнесенные нами к харапэшорской свите, представлены аргиллитами зеленовато-серыми, полосчатыми и песчаниками полимиктовыми мелкозернистыми и алевритистыми с хлоритовым цементом, розовато- и зеленовато-серыми с прослоями ксенотуфов среднего состава. Под микроскопом кластический материал в песчаниках представлен как минералами (до 55%), так и обломками пород (до 45%). Основной объем минералов составляют кварц и полевые шпаты, отмечаются мусковит, биотит, хлорит, сфен. Ксенотуфы выделены условно и макроскопически представляют собой зеленовато-серую массивную породу, которая под микроскопом обнаруживает литокристаллокластическую псаммитовую структуру. Обломки представлены в основном минералами (до 80%) и горными породами. Состав кластической части в общем близок к описанным выше полимиктовым песчаникам. Вскрытая мощность составит 180 м, предполагаемая оценена в 200–300 м.

Г. Я. Пономаревым [286] эти отложения (якобы на основании сходства состава) отнесены к пагинской свите среднего девона. Однако подобных породных ассоциаций в пагинской свите нет. Поэтому представляется более правильным отнести данные образования к харапэшорской свите нижнего–среднего ордовика, которая выделяется на примыкающей с востока Осоевской площади и содержит подобные породные ассоциации.

По материалам ГГС-50 Осоевской площади, харапэшорская свита [274] сложена ассоциацией алевритистых глинистых петельчатых известняков, филлитовидных сланцев, подчиненно алевролитов и песчаников с переменной долей участия базальтов, трахибазальтов, лавобрекчий, редко риолитов, риодацитов, в зависимости от количества которых мощность свиты варьирует от 300 до 700 м. ранне-среднеордовикский возраст обоснован комплексами конодонтов [274].

Силурийская система–девонская система, средний отдел. Харотская и косвожская свиты объединенные (S_1-D_2hr+kv). На территории листа R-41 в Байдарацкой подзоне (в определенной мере условно) на основании сходства состава закартированы узкой полосой вдоль линии Осоевского надвига. Ранее при ГС-200 [32] включались в состав осоевской свиты, которая в Байдарацкой подзоне фактически объединяла все карбонатно-сланцевые отложения от силура по карбон включительно. Обнаженность фрагментарна. Сведения о составе отложений крайне скудные. Это – сланцы черные углисто-глинисто-кремнистые, мраморизованные

известняки, малиновые и зеленые алевритистые, глинистые сланцы. Вероятно присутствие единичных пластов базальтов. Мощность ориентировочно может быть оценена в 300–400 м.

Девонская система, средний отдел–пермская система, нижний отдел. Няньворгинская, карская и карасиловская свиты нерасчлененные (D_2 – P_{1nv-ks}). На территории листа R-41 закартированы полосой вдоль линии Осовецкого надвига в Байдарацкой подзоне. При ГС-200 [32] они все также включались в состав осовецкой свиты. Разрезы фрагментарны, в основном это элювиально-делювиальные развалы. В составе отложений преобладают сланцы углеродисто-глинисто-кремнистые, фтаниты, силициты, прослой углеродисто-кремнистых и органогенно-обломочных известняков, известняки кремнистые и детритовые с линзами и стяжениями кремней, прослой обломочных известняков и известняковых конглобрекчий. Для выделения свит материалов недостаточно, хотя типичные породные ассоциации всех свит в целом узнаются. Няньворгинская свита близка по составу к охарактеризованным выше разрезам Карско-Нярминского района Западно-Лемвинской подзоны. Карская и карасиловская свиты по составу почти аналогичны охарактеризованным выше для Пайхойской подзоны. Однако, по сравнению с пайхойскими градациями, в Байдарацкой подзоне имеются некоторые различия фациальных типов. В *карской свите* здесь предполагается [274] более высокая доля участия прослоев кремней, фтанитов и черных сланцев среди массивных детритовых известняков. В *карасиловской свите* средне-верхнекаменноугольная часть разреза характеризуется [274] более широким развитием органогенно-обломочных известняков в толще их переслаивания с черными сланцами и фтанитами. Ассельская (по стратотипу) толща серых, зеленовато- и голубовато-серых глинисто-кремнистых, кремнисто-глинистых сланцев и серых стекловатых силицитов характеризуется в ассоциации с прослоями черных сланцев, среди которых редкие конкреции углеродисто-кремнистых фосфоритов. Как и на Пай-Хое, среди этой толщи отмечаются редкие прослой мanganокarbonатов.

Фаунистическая характеристика на территории листа отсутствует. На прилегающей с востока Осовецкой площади в няньворгинской части имеются определения конодонтов фамена, карскую свиту характеризуют поздневизейские комплексы конодонтов и фораминифер, карасиловскую – конодонты и фораминиферы башкирского и московского ярусов [274]. Верхний контакт карасиловской свиты [274] характеризуется сложностью полевой диагностики макроскопически сходных углеродисто-кремнисто-глинистых сланцев и аргиллитов с примесью углеродистого материала. Поэтому за основной признак принимается появление прослоев полимиктовых песчанников. Общая мощность оценивается в 600–1100 м.

ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА

В качестве основы для корреляции картируемых подразделений пермской системы использована унифицированная региональная схема IV УрМСС, существенно отредактированная с учетом: трехчленного деления перм-

ской системы, переноса каменноугольно-пермской границы в кровлю зон *Daixina bosbytauensis*–*Globifusulina robusta* (фузулиниды) и *Streptognathodus wabuansensis* (конодонты), понижения нижней границы кунгурского яруса в основание саранинского горизонта (Постановления МСК..., 1992; 1998; 2006), а также с учетом новых уточненных данных по стратиграфии нижнепермских толщ [16, 84].

Предуральская СФМЗ

Предуральская СФМЗ на территории листа представлена частью Косью-Коротайхинской СФЗ, в составе которой выделяются три подзоны: Сарьюгинская (частью Мореюского района), Косью-Роговская (частью Адзьвинского района) и Коротайхинская. Ассельско-сакмарские отложения формировались в начальный этап развития краевого прогиба, когда терригенный материал, поступающий с востока, накапливался в восточном флишевом трог Лемвинской СФЗ и не достигал Предуральской СФМЗ. В этот период в пределах Коротайхинской и Косью-Роговской подзон возникла область некомпенсированной депрессионной впадины, в которой накапливались маломощные мергелистые толщи сезымской и нэлыняшорской свит, а на вновь сформированной карбонатной платформе с рифовым внешним краем (Сарьюгинская подзона) формировались шельфовые карбонатные образования сарьюгинской серии.

Со второй половины сакмарского века (стерлитамакский горизонт) терригенный материал с востока, заполнивший к этому времени остаточный флишевый трог, начинает поступать в депрессионную впадину. Сарьюгинский карбонатный шельф продолжает свое существование до самого начала кунгурского века (саранинского горизонта). На остальной части краевого прогиба начинается накопление сероцветной морской молассы, которая в Косью-Роговской подзоне выделяется как алевролитно-аргиллитовая толща, а в Коротайхинской подзоне входит в состав юньягинской серии (гусиная, бельковская и талатинская свиты).

Начиная с филипповского горизонта кунгурского яруса, на всей территории прогиба начинает накапливаться угленосная моласса, которая на территории Сарьюгинской и Косью-Роговской подзон состоит из последовательности адзьвинской, интинской свит и печорской серии. В Коротайхинской подзоне угленосная моласса представлена на кунгурско-уфимском уровне – лекворкутской и интинской свитами (традиционно объединяемыми в воркутскую серию), на позднеуфимско-вятском уровне сейдинской и силовской свитами (объединяемыми в печорскую серию).

Приуральский отдел, ассельский ярус–кунгурский ярус (нижняя часть)

Юньягинская серия (P_{1j}) названа по р. Юньяга (приток р. Воркута). Выделена К. Г. Войновским-Кригером в 1945 г. Стратотип серии находится на р. Воркута, севернее устья р. Юньяга [29]. Серия представлена

безугольными морскими терригенными осадками неясноритмичного строения.

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

По литологическим особенностям и комплексам органических остатков расчленяется на сезымскую, гусиную, бельковскую и талатинскую свиты. В восточной части Паэмбойско-Хальмерьюского района из-за слабой обнаженности и сложной дислоцированности юньягинская серия на карте не расчленена. Мощность нерасчлененных отложений в Паэмбойско-Хальмерьюском районе – 920–2400 м.

Сезымская и гусиная свиты объединенные ($P_{1sz} + gs$) закартированы вдоль северо-восточного борта Коротайхинской впадины ввиду незначительной мощности сезымской свиты.

Сезымская свита (8–30 м) названа по руч. Сезымтывис (правый приток р. Силова-Яха, северо-восток Коротайхинской впадины). Автор Н. В. Шмелев [196]. Стратотип – на руч. Сезымтывис; гипостратотип на р. Воркута у Цементного завода. Является очень характерным и легко узнаваемым маркирующим горизонтом в основании терригенных пермских отложений в восточной части Косью-Коротайхинской СФЗ.

Сложена серовато-желтоватыми, розоватыми и зеленоватыми массивными, неравномерно глинистыми комковатыми известняками, переслаивающимися с серыми мергелями, алевролитами и аргиллитами, на севере – с прослоями конгломератов и плитчатых кремней. В толще содержится большое количество фаунистических остатков, представленных брахиоподами, фораминиферами, кораллами, реже аммоноидеями и двустворчатыми моллюсками: *Chonetina minima* (Krot.), *Ch. pseudotrapezoidalis* Mil., *Yakovlevia pseudoartiensis* (Stuck.), *Achunoproductus achunovensis* (Step.), *Nodosaria clavatoides* Raus., *N. parva* Raus., *N. praecursor* Raus., *Neopronorites rotundus* (Max.), *Neoglaptyrites satrus* (Max.), *Somoholitus shikhanensis* Ruzh., *S. betiaevi* Vo z. (указывающими на ассельско-сакмарский возраст свиты [114, 243, 132, 18]).

В Паэмбойско-Хальмерьюском районе и вдоль северо-восточного борта Коротайхинской впадины до р. Ябтояха свита залегает с размывом на отложениях среднего карбона, далее к северо-западу на чайкинской толще среднего–верхнего карбона.

Гусиная свита (150–400 м) названа по р. Гусиная (юго-западный склон хр. Пай-Хой). Автор – А. А. Чернов [186]. По литологическому составу подразделяется на две хорошо выдержанные подсвиты. Залегает согласно на сезымской свите.

Нижняя (аргиллитовая) подсвита (40 м) слагается однородными темно-серыми до черных аргиллитами с мергелистыми, пиритовыми и кремнисто-глинистыми конкрециями, иногда с тонкими прослоями известковистых алевролитов и песчаников в верхней части разреза, с остатками аммоноидей *Uraloceras involutum* (Voin.), *U. suessi* (Karp.), *Paragastrioceras tschernovii* Ruzh.; *Papanoceras annae* Ruzh., брахиопод, двустворок и

растительных остатков *Achunoproductus achunovensis* Step., *Plicatifera* cf. *pseudoplicatilis*, *Yakovlevia* cf. *pseudoartiensis* (Stuck.); *Aviculopecten* aff. *artiensis* (Stuck.), *Palaeoneilo accidentalis* Gusk. et Demb., *Parallelodon inticus* Gusk., *Cordaites* sp.; *Ruflorella* sp., *Samaropsis trequetra* Zal., *S. frigida* Neub., *Sylvella alata* Zal. [37, 18]. Эти органические остатки определяют возраст аргиллитовой подсвиты в диапазоне бурцевского горизонта–иргинского подгоризонта аргинского яруса [290].

Верхняя (песчаниковая) подсвита (110–350 м) представлена серыми и зеленовато-серыми полимиктовыми песчаниками с прослоями темно-серых алевролитов и аргиллитов и остатками аммоноидей *Uraloceras involutum* (Voïn.), *Paragastrioceras tschernovii* Ruzh.

Возраст определяется как сакмарско-раннеаргинский (стерлитамакским, бурцевским и иргинским горизонтами) [290].

Мощность объединенного стратона 150–430 м.

Бельковская свита (*P_{1b}*) названа по р. Бельковская. Автор – А. А. Чернов. Стратотип свиты – на р. Бельковская (юго-западный склон хр. Пай-Хой) [186].

Представлена мелкоритмичным переслаиванием черных и темно-серых аргиллитов, глинистых и кремнисто-глинистых алевролитов с многочисленными послойными скоплениями мергелистых, кремнисто-мергелистых, кремнисто-глинистых конкреций. Отмечаются прослои крупнозернистых алевролитов и мелкозернистых песчаников. Содержит аммоноидеи, брахиоподы, двустворки, остракоды, реже фораминиферы, мшанки, миоспоры, единичные макромерные растительные остатки – *Artinskia artiensis* (Gruen.), *Paragastrioceras jossae* Vern., *Uraloceras suessi* (Karp.), *Waagenina subinterrupta* (Krot.); *Aphanaja* sp.; *Krotovia pseudoaculeata* Krot., *Sowerbina borealis* (Haught.), *Uraloproductus stuckenbergianus* Krot., *Anidanthus aagardi* Toulou, *Yakovlevia mammatiformis* Fred., *Spiriferella saranae* (Vern.) [113, 53, 52, 132, 290]. Позднеаргинский (саргинский) возраст основан преимущественно на комплексах аммоноидей и брахиопод.

Залегает согласно на гусиной свите, согласно перекрывается талатинской свитой. Мощность 450–800 м.

Талатинская свита (*P_{1t}*) названа по р. Бол. Талата (юго-западный склон хр. Пай-Хой). Автор – А. А. Чернов [186]. Стратотип свиты находится на р. Бол. Талата.

Представлена ритмичным переслаиванием известковистых полимиктовых песчаников (преобладают), алевролитов и аргиллитов, с редкими прослоями гравелитов и конгломератов. В песчаниках часто наблюдаются следы жизнедеятельности роющих организмов, характерные разнонаправленные ходы илоедов, углефицированный детрит, знаки ряби. В нижней части свиты присутствуют брахиоподы *Arctitreta kempei* (Andrus), *Waagenoconcha humboldti* Orb., *Sowerbina borealis* (Haug), *Anemonaria pseudohorrida* (Wiman), *Thuleproductus arcticus* (Whitf.), *Yakovlevia mammatiformis* (Fred.); *Anidanthus aagardi* (Toulou), *Spiriferella saranae* (Vern.); двустворчатые моллюски *Palaeocosmia artiensis* (Krot.), *Lithophaga gigantea* (Stuck.) [132, 8, 40, 52, 290].

По характерным видам органических остатков возраст свиты определяется как раннекунгурский. В то же время существует точка зрения о позднекунгурском (иренский горизонт) возрасте талатинской (кожимской) свиты [141]. Мощность свиты 330–600 м.

Нэлыняшорская свита и алевролит-аргиллитовая толща нерасчлененные. По данным бурения [263], развиты в Адзвинском районе только в пределах Верхнеадзвинской впадины (скв. Южно-Сарембойская-1, Восточно-Сарембойская-1).

Нэлыняшорская свита (59–63 м) названа по руч. Бол. Нэлыняшор (левый приток р. Адзва). Автор – Л. Л. Хайцер [181]. Является аналогом сезымской свиты. Сложена красноцветными и пестроцветными мергелями, глинистыми известняками и известковистыми аргиллитами, алевритистыми известняками. Содержит брахиоподы, мшанки, кораллы, остракоды, фораминиферы, редкие двустворки, аммоноидеи, трилобиты ассельско-сакмарского возраста [181, 132]. На территории листа органические остатки не определялись.

Алевролит-аргиллитовая толща (более 236–264 м) сложена аргиллитами, полимиктовыми известковистыми алевролитами с прослоями глинистых известняков, содержащими конкреции глинисто-известковистого, кремнисто-глинистого, мергелистого состава. Из фауны определены фораминиферы кунгурского возраста.

На территории листа в скважинах с размывом перекрывается чаркабожской свитой нижнего триаса. Суммарная мощность нерасчлененных образований, вскрытая в пределах листа – 300–330 м.

Сарьюгинская серия (P_{1sr}) названа по р. Бол. Сарьюга, приток р. Косью. Авторы: В. В. Погоревич, А. В. Македонов (1965). На дневной поверхности не обнажается. По данным глубокого бурения установлена в Мореюской впадине и на вале Гамбурцева к югу от территории листа [46]. В пределах листа R-41 **предположительно выделена на разрезе на юго-западном склоне Сарембойско-Лекейягинского вала Варандей-Адзвинской структурной зоны.**

На соседних площадях сложена преимущественно органогенно-обломочными полидетритовыми и биоморфными известняками, нередко глинистыми. Расчленяется на шарьинскую и заостренскую свиты. Содержит брахиоподы, мшанки, криноидеи, фораминиферы ассельского, сакмарского и артинского ярусов [60]. По внешнему краю сарьюгинского шельфа обычно отмечаются рифогенные постройки.

В пределах листа с размывом перекрывается чаркабожской свитой нижнего триаса. Предполагаемая мощность в пределах листа изменяется от 0 до 300 м.

Кунгурский–уфимский ярусы

Данный этап отвечает крупному трансгрессивно-регрессивному циклу в развитии Предуральского краевого прогиба и главной фазе угленакопления в Паэмбойско-Хальмерьюском и Кортаихинском районах.

Воркутская серия (P_{1vr}) названа по р. Воркута. Автор – А. А. Чернов [186]. Представляет собой мощную угленосную толщу, имеющую циклическое строение и сложенную переслаивающимися песчаниками, алевролитами, аргиллитами, углистыми аргиллитами и углями с частыми включениями железисто-карбонатных, анкеритовых и сидеритовых конкреций. В нижней части разреза циклы включают морские, лагунно-морские и континентальные образования, количество которых и мощность слоев уменьшаются вверх по разрезу. Верхняя часть складывается в основном континентальными отложениями.

В Паэмбойско-Хальмерьюском районе и районе Силовского месторождения отложения воркутской серии подразделяются на лёкворкутскую и интинскую свиты. Далее вдоль северо-западного борта Коротаихинской впадины из-за слабой изученности показана воркутская серия нерасчлененная, хотя на изученных участках (Нямдинский профиль, Янгарейское месторождение и др.) в ее составе уверенно выделяются составляющие ее свиты и подсвиты.

В направлении гряды Чернова на юго-западном борту Коротаихинской впадины воркутская серия выклинивается или размыва; так, в скв. Западно-Коротаихинская-2 лестаншорская свита нижнего триаса залегает непосредственно на отложениях юньягинской серии нижней перми.

В припайхойской части Коротаихинской впадины мощность серии колеблется от 1100 до 2080 м, достигая максимума в ее северо-восточной части.

Лёкворкутская свита (P_{1lv}). Название дано по р. Лёк-Воркута (правый приток р. Воркута). Автор – К. Г. Войновский-Кригер (1956). Как самостоятельное подразделение закартирована в Паэмбойско-Хальмерьюском районе и районе Силовского месторождения. С учетом литологического состава и угленосности лёкворкутская свита традиционно подразделяется на две подсвиты (нижнюю – аячьягинскую и верхнюю – рудницкую), не картируемых в масштабе карты.

Нижняя (аячьягинская) подсвита (600–700 м) названа по р. Аячь-Яга (приток р. Воркута). Автор – К. Г. Войновский-Кригер [27, 29]. В настоящей записке выделяется согласно схеме III УрМСС. По схеме IV УрМСС нижняя часть подсвиты (пакеты S и T) **безосновательно отнесены к талтинской свите**. Стратотип находится на р. Воркута. Гипостратотип – на руч. Боковой (приток р. Бол. Сыр-Яга) [144] за пределами листа.

Представлена переслаиванием серых песчаников (преобладают), алевролитов, аргиллитов, углистых аргиллитов и угольных пластов малой мощности (в верхах разреза). Содержит песчано-известковистые, известковистые, железисто-кремнистые, реже анкеритовые конкреционные образования. Подразделена на пакеты (снизу вверх): T, S, R, P. Характеризуется большим количеством слоев с морской фауной, низкой угленосностью, заметным числом ископаемых растений. В незначительном количестве присутствуют пресноводные двустворчатые моллюски.

Содержит пелециподы (75%), брахиоподы, мшанки, фораминиферы, морские лилии, остракоды, растительные остатки филипповского горизонта [132, 52, 216, 290]. Из органических остатков наиболее характерны

Protonodosaria proceriformis (Gerke), *Frondicularia prima* Gerke; *Artinskia* aff. *artiensis* (Gruen.); *Lingula miloradovichi* Ifan., *Uraloceras stuckenbergianus* Krot., *Megousia kuliki* (Keys.), *Striapustula koninckiana* (Keys.), *Sowerbina borealis* (Haught.), *Yakovlevia mammatiformis* Fred.; *Aviculopecten mutabilis* Lich., *Euchondria vorcutica* Gusev, *Xiphophyllum kulikii* Zal., *Ruflorea* ex gr. *derzavinii* (Neuh.), *Samaropsis pusilla* Neub., *S. triquetra* Zal., *Zamiopteris lanceolata* (Chachl. et Pol.) Neub.

Состав фауны и флоры свидетельствует о раннекунгурском возрасте подсвиты.

Однако существуют и другие мнения. Так, В. Н. Калашников и др., Г. П. Канев и др. ее помещали стратиграфически значительно выше – датировали уфимским ярусом [76, 172], а Е. А. Гусева и В. П. Горский [40] ее нижнюю часть помещали в верхи артинского яруса.

Верхняя (рудницкая) подсвита (230–450 м) названа по пос. Рудник (г. Воркута). Автор – К. Г. Войновский-Кригер [29]. Стратотип расположен по р. Воркута в районе пос. Рудник. Вскрыта и изучена многочисленными скважинами на Хальмерьюском месторождении.

Литологический состав подсвиты определяется переслаиванием песчаников, алевролитов, аргиллитов с угольными пластами и единичными прослоями и линзами гравелитов и мелкогалечных конгломератов, с анкерито-кальцитовыми, реже сидеритовыми конкрециями. Преобладают глинистые и углистые образования. Подразделена на три пакета – О, N, M. В пакетах О–N свита содержит обильную флору, прослой морской и пресноводной фауны пелеципод, брахиопод, фораминифер, остракод иренского горизонта кунгурского яруса. И только пакет M охарактеризован фауной и флорой низов соликамского горизонта уфимского яруса. Типичные формы органических остатков представлены *Oriocrassatella plana* (Gol.), *Astartella multicosta* Demb., *A. raricostata* Demb.; *Cyrtorostra laticostata* (Netsch.), *Palaeomutela starobogatovi* Kanev., *Concinnella concinnaeformis* Pog., *Antraconauta sendersoni* Khalif, *Solenomorpha accidentalis* Pog. *Palaeomutela edmondiana* Pog., *Synomia gemina* Pog., *S. longissima* Pog.; *Lingula hyperborea* Ifan., *Lissochonetes rotundatus* (Toula), *Megousia kuliki* (Fred.), *Waagenoconcha* ex gr. *humboldti* (Orb.), *Rhynchopora nikitini* Tschern.; *Ruflorea recta* (Neub.), *R. rasscasovae* S. Meyen., *R. loriformis* (Neub.), *R. attenuata* (Neub.), *Nephropsis cochlearis* Neub., *Zamiopteris longifolia* Schwed., *Viatscheslavia vorcutensis* Zal., *Viatscheslaviophyllum vorcutense* Neub., *Intia variabilis* Neub., *Kosjunia polyedra* Fef., *Cardioneura vorcutensis* Zal., *Samaropsis cordiformis* Domb., *S. frigida* Neub., *S. triquetra* Zal., *Samaropsis* ex gr. *vorcutana* Tschirk. [132, 172, 290].

Комплексы фауны и флоры свидетельствуют о позднекунгурском (иренском) и соликамском возрасте рудницкой подсвиты. По схеме IV УрМСС отложения рудницкой подсвиты считаются полностью уфимскими, что противоречит палеонтологическим данным. Мощность лекворкутской свиты изменяется в пределах 830–1150 м.

Интинская свита (P_{1in}) свое название получила по г. Инта. Автор – А. П. Ротай [149]. Стратотип свиты – на р. Воркута [157].

Как самостоятельное подразделение закартирована в Паэмбойско-Хальмерьюском районе и районе Силовского месторождения, в составе нерасчлененной воркутинской серии – вдоль северо-восточного борта Кортаихинской впадины и в составе нерасчлененного литокомплекса с адзвинской свитой в Адзвинском и Мореюском районах. В различных районах имеет несколько различное расчленение: в Адзвинском районе она подразделяется на две подсвиты, а в Паэмбойско-Хальмерьюском – на три. На карте показана нерасчлененной. Согласно залегают на отложениях лёкворкутской свиты.

В разрезах Кортаихинской впадины представлена циклическим переслаиванием грубообломочных и крупнозернистых пород с менее мощными пачками глинистых пород и углями. В бассейнах рек Бол. Талота, Янгарей, Хейяга, Няндаю преобладают сероцветные песчаники с прослоями глинисто-углистых пород и послойными скоплениями анкерит-сидеритовых и пиритовых конкреций, угленосность высокая.

Присутствует обильная флора и пресноводные двустворки, а также горизонты с морской фауной: *Viatcheslavia vorcutensis* Z a l., *Viatcheslviophyllum vorcutense* N e u b., *Rufioria loriformis* N e u b., *Vojnovskya paradoxa* N e u b., *Samaropsis vorcutana* T s c h i r k.; *Astartella raricostata* D e m b., *Streblochondria frederix* (L u t k. et L o b.), *Cyrtorostra laticostata* (N e t s c h.); *Concinnella concinnaeformis* P o g., *Palaeonodonta vorcutica* P o g.; *Lingula hyperborea* I f a n., *Megousia kuliki* (F r e d.). Состав органических остатков, представленный многочисленной и разнообразной флорой, спорами и пылью, морскими и пресноводными двустворками, брахиоподами, позвоночными, насекомыми и др., определяет возраст интинской свиты как уфимский [184, 172, 290].

В бассейнах рек Силоваяха и Хальмерью характерно большое содержание грубообломочных пород. В Паэмбойско-Хальмерьюском районе свита подразделяется на пакеты (снизу вверх): L, K, J, H, G, F.

В Адзвинском районе нижняя подсвита (400–410 м) характеризуется переслаиванием серых, желтовато- и зеленовато-серых песчаников, алевролитов, аргиллитов с маломощными прослоями серых глинистых известняков, с пластами угля и с горизонтами морской фауны в самых низах разреза, а верхняя подсвита (300–350 м) представлена переслаиванием серых и зеленовато-серых песчаников и алевролитов с прослоями гравелитов, аргиллитов и угольных пластов.

Мощность свиты в целом меняется в интервале 300–1100 м, в Паэмбойско-Хальмерьюском районе составляет 1060–1100 м и в Адзвинском районе – до 300 м.

Приуральский–татарский отделы

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

Печорская серия ($P_{1-3}p\check{c}$) названа по р. Печора. Автор – Н. М. Леднев (1932). Отложения печорской серии, сформировавшиеся в континентальных условиях, представлены толщей в основном сероцветных терригенных осадков. Это переслаивание песчаников, алевролитов, аргиллитов, углистых аргиллитов и углей с прослоями и пачками конгломератов и гравелитов. Характеризуются быстрой фациальной изменчивостью, чередованием мелкой цикличности с крупными и более грубозернистыми циклами, распространением сидеритовых и кремнисто-сидеритовых, а в верхней части – известковистых конкреций, повсеместной угленосностью. В них содержится большое количество ископаемых растительных остатков, по которым, как правило, и проводится стратификация разреза. Это «печорский» комплекс флоры, в котором преобладают папоротники, птеридоспермы, пельтаспермовые птеридоспермы, кордаитовые, семена голосеменных, в меньшей степени встречаются плауновые, гинкговые, членистоногие моллюски, остракодами, конхостраками, крыльями насекомых, чешуей рыб.

Отложения печорской серии согласно ложатся на отложения воркутской серии. По особенностям фациально-литологического состава пород, характеру угленосности, составу органических остатков выделяются два типа разрезов: западный – глинистый, с повышенной угленосностью и наличием мощных угольных пластов; восточный – конгломератовый, менее угленасыщенный. В юго-западном направлении конгломераты замещаются гравелитами и песчаниками.

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

Верхняя граница серии установлена в основании хейягинской серии триаса по появлению пестроцветных аргиллитов, содержащих фауну конхострак и миоспоры триасового возраста, а в пределах северо-востока листа – и по подошве первого покрова базальтов.

На юго-западе верхи печорской серии, как правило, частично или полностью размыты, как например в пределах Сарембой-Леккейягинского вала.

Мощность отложений серии изменяется, таким образом, на территории листа от 0 до 2100 м. Уменьшение мощности закономерно происходит в юго-западном направлении.

По литологическим и биостратиграфическим особенностям печорская серия в Коротайхинской подзоне расчленяется на сейдинскую и силовскую свиты, которые как самостоятельные картируемые единицы показаны на карте только в Паэмбойско-Хальмерьюском и Силовском районах, где имеется достаточный объем бурения на известных месторождениях. На остальной территории Коротайхинской подзоны на карте показана печорская серия нерасчлененная, хотя на отдельных хорошо изученных участках угольных месторождений и редких профилях поисковых скважин и сейдинская, и силовская свиты здесь выделяются, однако не хватает данных для уверенного прослеживания их границ по площади.

Сейдинская свита ($P_{1-2}sd$). Названа по р. Сейда (правый приток р. Уса в бассейне р. Печора). Авторы: И. Ф. Федоров, Б. Л. Афанасьев [223].

Стратотип свиты выделен по скважинам Сейдинского угольного месторождения [37].

Отложения свиты в полном объеме вскрываются в юго-восточной и восточной частях Коротайхинской впадины: в естественных обнажениях по рекам Янгарей, Хей-Яга, Нямдаю, Силоваяха и буровыми профилями Моретыским и Нямдинским. Самая западная точка – разрез скв. Т-2 в районе р. Большая Талота.

В разрезах в составе сейдинской свиты по литологическим особенностям выделяются две подсвиты.

Нижнесейдинская подсвита (150–500 м) характеризуется преобладанием алевролитов и аргиллитов, почти полным отсутствием грубообломочных пород, высокой угленосностью и низким качеством угля. Подсвита охарактеризована флорой, миоспорами, единичными пресноводными двустворчатыми моллюсками и конхостраками верхнешешминского горизонта уфимского яруса и казанского яруса *Sphenophyllum comiense* Tschirk., *Rufioria synensis* (Neub), *Callipteris adzvensis* Zal., *Compsopteris tschirkovae* Zal., *Wattia rara* Pukh., *Zamiopteris einorii* Schwed., *Samaropsis postfrigida* Dombg., *Bardocarpus superus* Neub.; *Leiotriletes egregious* Virb., *Verrucosiporites varcaensis* Virb; двустворки представлены *Seyedina savitschevi* Jats, *Abiella ovata* Vet. и др. [172, 142].

Верхнесейдинская подсвита (150–500 м) сложена массивными сероцветными песчаниками (преобладают), переслаивающимися с алевролитами, аргиллитами, углистыми аргиллитами и углями, с редкими прослоями и линзами гравелитов и конгломератов. Мощность слоев песчаника в среднем составляет 15–16 м (до 80 м в основании подсвиты). Аргиллито-алевролитовые пачки имеют мощность в среднем 5–7 м, иногда достигая мощности 50–80 м. Мощность угольных прослоев составляет от 0,14 до 3,62 м.

Подсвита охарактеризована флорой, миоспорами, редкими пресноводными двустворками и конхостраками казанского яруса: *Paichoia tschernovii* Zal., *Syniopteris nesterenkoi* Zal., *Phylladoderma arberii* Zal., *Zamiopteris grossus* Pukh., *Wattia erjagensis* Pukh.; *Laiotriletes subintorius* (Waltz.), *Verrucosiporites niamdensi* Virb.; двустворки представлены *Seyedina inventa* Jats., *Concinnella paichoica* Pog. и др. [172, 142].

Мощность сейдинской свиты и ее подсвит закономерно уменьшается с востока на запад: от Моретыского профиля и бассейна р. Нямдаю до рек Янгарей и Большая Талота. В Паэмбойско-Хальмерьюском районе мощность сейдинской свиты составляет 1000–1100 м.

Силовская свита (P_{2-3sl}). Названа по р. Силоваяха (левый приток р. Кара). Автор – Н. В. Шмелев [197]. В пределах листа отложения силовской свиты широко распространены и вскрываются в естественных обнажениях по рекам Янгарей, Хей-Яга, Нямдаю, Силоваяха, двумя буровыми профилями – Нямдинским и Моретыским, а также в скважинах Паэмбойского месторождения. От подстилающих отложений свита отличается более широким присутствием в разрезах гравелитов и конгломератов.

Свита сложена пачками крупногалечных конгломератов и гравелитов мощностью до 100 м, которым подчинены слои алевролитоглинистых

пород, содержащих угольные пласты. В западном и северо-западном направлениях от стратотипической местности происходит уменьшение угленосности силовской свиты, крупногалечные конгломераты замещаются мелкогалечными и далее – гравелитами и песчаниками с прослоями крупнозернистых алевролитов. В том же направлении меняется и соотношение литологических разностей и мощность свиты – она уменьшается от 2080 м на востоке до 100 м на западе (р. Янгарей).

Свита характеризуется большим количеством флоры, представленной в основном папоротниками, птеридоспермами и пельтаспермовыми птеридоспермами, в меньшей степени – кордаитовыми и семенами голосеменных. Характерной особенностью силовской свиты является широкое распространение пресноводных двустворчатых моллюсков, чаще всего приуроченных к нижней и верхней частям свиты.

По угленосности, характеру цикличности и литологическим особенностям отложения силовской свиты подразделяются на две подсвиты.

Нижнесиловская подсвита (860–1220 м) характеризуется чередованием мощных пачек конгломератов с маломощными пачками алевролитов, аргиллитов, углистых аргиллитов и углей. Содержит многочисленную флору, миоспоры, пресноводные двустворчатые моллюски, редкие конхостраки верхнеказанского подъяруса и уржумского яруса. Типичный комплекс органических остатков представлен: *Phylladoderma arberi* Z a l., *Tundrodendron petschorense* (Z a l.) N e u b., *Viatscheslavia cheijagensis* N e u b., *Polyssaievia deflexa* N e u b., *Ruffloria bella* P u k h., *R. arta* (Z a l.) P u k h., *Cordaites aequalis* Z a l.; *Jaroslavtsevisporites aculeolatus* V i r b., *Krauselisporites papulatus* S m i r n.; двустворки – *Concinnella concinna* (J o n e s), *Adzvaella arctica* K a n e v, *Antraconauta pseudophillipsi* F e d. [132, 172, 142, 7].

Верхнесиловская подсвита (740–860 м) характеризуется крупной цикличностью: мощные пачки гравелитов и конгломератов переслаиваются с песчаниками, алевролитами, аргиллитами и углями. Количество грубообломочных пород сокращается в западном направлении. Толща отличается высокой угленосностью и высоким качеством угля. В толще пород встречается большое количество органических остатков северодвинского и вятского ярусов татарского отдела. Флора представлена гинкгофитами, пельтаспермовыми птеридоспермами и др.: *Pursongia meyenii* P u k h., *P. paemboica* P u k h., *Tatarina* sp., *Aequistomya aequalis* S. M e y e n., *Peltaspermum* sp., *Rhipidopsis palmata* Z a l., *Rh. laxa* Z a l. Резко увеличивается количество мелких почечных чешуй, листьев филладодермы. Появляются элементы триасовой флоры – *Cladophlebis* aff. *nystroemii* H a l l e, *Sthenopteris permienensis* Z a l. Двустворчатые моллюски в составе *Antraconauta arctica* P o g., *A. pseudophyllipsi* F e d., *Concinnella buredanica* P o g., *C. concinna* (J o n e s) и др. чаще встречаются в нижней части подсвиты. Миоспоры представлены *Brevitriletes amplus* V i r b., *Apiculatisporites tersus* V i r b.; *Lophotriletes talbeicus* V i r b. и т. д. [132, 172, 142, 7].

В западном и северо-западном направлениях от стратотипической местности происходит уменьшение угленосности силовской свиты, крупногалечные конгломераты замещаются мелкогалечными и далее – гравелитами и песчаниками с прослоями крупнозернистых алевролитов. В том же на-

правлении меняется и соотношение литологических разностей и мощность свиты – она уменьшается: от 2080 м на востоке до первых сотен метров на западе (р. Янгарей), при этом верхнесиловская подсвита на западе полностью редуцирована.

Уральская СФМЗ

Западно-Уральская СФЗ

В составе Западно-Уральской СФЗ выделены Лемвинская и Пайхойская подзоны. Лемвинская подзона представлена частями Карско-Нярминского и Байдарацкого районов, пространственно совпадающих с одноименными аллохтонами. Пайхойская подзона пространственно совпадает с Карской впадиной. Ранее многими авторами Карская впадина включалась в состав Предуральского краевого прогиба [226, 202 и др.]. И, соответственно, в ней условно выделялись свиты юньягинской, воркутской и отчасти печорской серий Косью-Коротаихинской СФЗ. Ошибочность подобных представлений вытекает из палеогеодинамических реконструкций. Предуральский прогиб повсеместно заложился на карбонатном шельфе Бельско-Елецкой СФЗ, тогда как флишевые терригенные нижнепермские отложения Карской впадины начали формироваться в глубоководных условиях на континентальном склоне пассивной окраины аналогично кечьпельской свите Лемвинской зоны.

Появление первых терригенных осадков с восточным источником сноса, знаменующих собой начало формирования остаточного флишевого трога в Карско-Нярминском районе, как и в остальной более южной части Лемвинской подзоны, происходит с конца позднего карбона. По аналогии с более южными районами и по залеганию на воргашорской свите, они относятся здесь к кечьпельской свите [191].

В Байдарацком районе и Пайхойской подзоне нижнекаменноугольные и ассельско-нижнесакмарские отложения представлены еще батинальным комплексом верхней части карасиловской свиты, которая принадлежит к формационному ряду пассивной окраины и описана выше при характеристике отложений карбона Пайхойской подзоны. Появление флишеоидного комплекса заполнения остаточного трога происходит здесь с середины сакмарского века. А. С. Микляевым было предложено также относить их к кечьпельской свите [269, 273]. Однако по своим литологическим особенностям верхнесакмарско-нижнекунгурские отложения нижней перми в Карской впадине не похожи на классическую кечьпельскую свиту, имеют другой возраст базальных слоев и залегают на карасиловской свите. Поэтому нами предложено выделить их как самостоятельные картируемые литоконтакты: пэтаркинскую свиту и нгебетаяхинскую толщу.

Вышезалегающий комплекс мелководно-морских, лагунно-морских и континентальных осадков, начало формирования которого знаменует компенсацию флишевого трога, расчленяется в Карской впадине на лиурьягинскую, табьюскую и ерьягинскую свиты. В Байдарацком районе, как и в Лемвинской подзоне, отложения этого уровня неизвестны.

ВЕРХНИЙ КАРБОН–НИЖНЯЯ ПЕРМЬ, КУНГУРСКИЙ ЯРУС (НИЖНЯЯ ЧАСТЬ)

Кечьпельская свита (C_3 – $P_1k\check{c}$). Название по р. Кечь-пель, Западный склон Полярного Урала. Автор – К. Г. Войновский-Кригер [28]. Свита образует два узких тектонических клина в пределах Карско-Нярминского паравтохтона.

Сложена тонким переслаиванием черных углисто-кремнистых, углисто-глинистых сланцев, темно-серых, зеленовато-серых полимиктовых алевролитов и песчаников. Нормальные соотношения с нижележащими отложениями воргашорской свиты не наблюдались. Возраст по аналогии со стратотипом. Видимая мощность более 1000 м.

Приуральский отдел, ассельский ярус–кунгурский ярус (нижняя часть)

Пэтаркинская свита и нгебетаяхинская толща нерасчлененные (P_{1pt-ng}) картируются совместно ввиду недостатка данных для прослеживания по площади.

Пэтаркинская свита (250–290 м) выделена В. С. Роговым, с названием по р. Пэтаркаяха [146]. В ее составе выделяются две характерные подсвиты, образующие в целом единую алевролито-аргиллитовую ассоциацию, отличающуюся от перекрывающих отложений:

1. Флишоидное переслаивание серых, пепельно-серых слабоизвестковистых аргиллитов с послойными скоплениями конкреций серых кремнистых мергелей (110–130 м). Комплексы конодонтов *Mesogondolella* ex gr. *bisselli* (Clark et Behn.), *M. sublanceolata* Gunn. и аммоноидей *Agathiceras uralicum* Карп., *Artinskia* cf. *nalivkini* Ruzh., *Somoholites beljaevi* (Vogon.), *Eosiniatus* sp. [30, 19] определяют позднекарский возраст нижней подсвиты.

2. Флишоидное переслаивание черно-темно-серых слабоуглеродистых алевритистых аргиллитов, сероцветных слабоизвестковистых аргиллитов с редкими линзами и прослоями кремнистых мергелей (140–160 м).

Нгебетаяхинская толща (800–1500 м) выделена в процессе работ по составлению Госгеолкарты листа R-41. Представлена преимущественно флишем. Выделяются две подтолщи.

1. Терригенный флиш: ритмичное чередование известковистых полимиктовых песчаников, алевролитов, темно-серых алевритистых аргиллитов, сероцветных слабоизвестковистых аргиллитов с редкими линзами и прослоями кремнистых мергелей (350–600 м). На востоке Карской впадины и в Байдарацком районе толща содержит растительные остатки *Paracalamites frigidus* Neub., *Pecopteris* cf. *anthriscifolia* Goer., *Rufloria derzavini* (Neub.), *Samaropsis* cf. *triquetra* Zal., *Noeggerathiopsis* ex gr. *petschorica* Zal., *Cordaitalls* sp. [180, 58]. В западной части Карской впадины в литологически сходной ассоциации пород определены артинские *Uraloproductus stuckenbergianus* (Krot.), *Megousia aagardi* (Fred.), *Yakovlevia mammatiformis* (Krot.), *Stenosisma mutabilis* Tschern.,

Neospirifer subfasciger Lich., *Neospirifer poststriatus* Nik., *Spiriferella saranae* (Vern) [174, 58].

2. Терригенный флиш: ритмичное переслаивание пачек и прослоев песчаников (преобладают) и подчиненных аргиллитов (450–900 м). Возраст толщи принимается в целом позднеартинско-раннекунгурским.

Общая мощность картируемого нерасчлененного литокомплекса 1000–1600 м.

Кунгурский–уфимский ярусы

Лиурьягинская свита (P_{1lr}). Названа по р. Лиур-Яга, Северо-Восточный Пай-Хой. Автор – Л. Л. Хайцер [298]. Стратотип по р. Лиур-Яга [142]. Представлена переслаиванием мощных пачек песчаников и алевролитов с редкими прослоями аргиллитов, углистых аргиллитов и гравелистов. Отличается наличием мергелистых и песчано-кальцитовых конкреций.

Кунгурский возраст характеризуют комплексы брахиопод, двустворчатых моллюсков и аммоноидей: *Lingula arctica* Mil., *L. miloradovichi* Han., *Lissochonetes capitulinus* (Toula), *Megousia kuliki* (Fred.); *Aviculopecten mutabilis* Lich., *Schizodus truncatus* King; *Medlicottia postorbignyana* Bogosl., *Tumaroceras dignum* Bogosl. Нижняя граница свиты не обнажена, верхняя проводится по первому появлению лагунно-морских фаций табьюской свиты. Ранее картировалась как талатинская свита. Возраст свиты принят раннекунгурским. Мощность 250–300 м.

Табьюская свита (P_{1tb}). Названа по р. Табью, Северо-Восточный Пай-Хой. Выделена коллективом авторов [160]. Стратотип на р. Табью, опорный разрез на р. Лиур-Яга. Свита сложена циклическим чередованием песчаников, алевролитов, аргиллитов, углистых аргиллитов, встречаются прослои углей. По литолого-фациальным особенностям, характеру цикличности, степени угленосности подразделяется на две подсвиты.

Нижняя подсвита представлена преимущественно лагунно-морскими и морскими образованиями. Характерны брахиоподы *Lingula hyperborea* Ifan., *Arctitreta kempei* (Anders.), *Dyoros pseudotrapezoidalis* (Milor.), *Sowerbina granulifera* (Toula), *Striapustula multcostata* Sol., *Megousia kuliki* (Fred.), *M. aurita* Sol., *Neospirifer permicus* Ifan., *Spiriferella draschei* (Toula); аммоноидеи *Epijuresanites primarius* Попов, двустворчатые моллюски *Aviculopecten orientalis* Fred., *Astartella permocarbonica* Tschern., *Stutchburia* cf. *polassi* (Vern.), *Cyrtorostra laticostata* Netsch.; флора *Rufioria ensiformis* (Zal.), *Sphenophyllum thonii* Mahr., *Pecopteris borealis* Zal., *Samaropsis* ex gr. *vorcutana* Tschirk., *S. postfrigida* Domb.

В верхней подсвите в разрезе доминируют пресноводно-лагунные и континентальные отложения. Характерны растительные остатки *Rufioria ensiformis* Zal., *R. recta* (Neub.), *Cordaites insignis* (Radetz.), *Viatscheslaviva vorcutensis* Zal., *Samaropsis postfrigida* Domb.; двустворки *Leda flexuosa* (Lutk. et Lob.), *Astartella permocarbonica* Tschern., *Microdontella*(?) *subovata* Jons., редкие брахиоподы *Lingula hyperborea* Ifan., *Lissochonetes capitulinus* Toula, *Megousia kuliki* Fred.

Возраст свиты датируется как позднекунгурско-уфимский. Мощность 1300–1450 м. Залегает согласно на лиурьягинской свите, перекрывается согласно ерьягинской свитой.

Биармийский отдел, казанский ярус

Ерьягинская свита (P_{1-2er}) выделена по р. Ер-Яга, левому притоку р. Лиур-Яга [160].

Лагунно-морские и континентальные отложения ерьягинской свиты представлены различным переслаиванием песчаников, алевролитов и аргиллитов, содержащих угольные пласты и пропластки, мощностью до 1,5 м. По всему разрезу свиты наблюдаются многочисленные растительные остатки, комплекс которых сопоставим с комплексом флоры сейдинской свиты и указывает на уфимско-казанский возраст свиты [142, 7, 143]. Фауна представлена в верхней части свиты пресноводными пелециподами. Для нижней части свиты характерны прослой морской фауны с брахиоподами и двустворчатыми моллюсками [154, 53, 135, 142, 7].

Нижняя граница ерьягинской свиты проводится по появлению мощных пачек песчаников с элементами «печорской» флоры, верхняя граница – эродирована. По особенностям литологического состава и состава органических остатков ерьягинская свита подразделяется на три подсвиты.

Нижнеерьягинская подсвита (170 м) представлена мощными пачками (15–25 м, в основании 60 м) сероцветных песчаников, с маломощными прослоями (2–5 м) мелкозернистых алевролитов, аргиллитов и угольных пластов (0,3–0,5 м). В подсвите встречаются: горизонт с морской фауной, пресноводные двустворки и многочисленная и разнообразная флора. Наиболее характерны: брахиоподы – *Lingula arctica* Milor., *L. hyperborea* Ifan, *Lissochonetes capitulinus* Toulal, *Rhynchopora nikitini* Tschern.; морские пелециподы – *Leda flexuosa* Lut. et Lob., *Astartella permocarbonica* Tschern.; единичные неморские пелециподы – *Microdontella*(?) *subovata* Jons., *Concinnella* sp.; флора – *Cordaites clericii* Zal., *Ruffloria synensis* Zal., *Crassinervia ovifolia* Neub., *Samaropsis elegans* Neub., *Bardocarpus superus* Neub., *Wattia rara* Pukh.

Среднеерьягинская подсвита (180 м) представлена циклическим переслаиванием сероцветных песчаников, алевролитов, аргиллитов и углей. Мощность циклов 15–25 м, прослоев песчаников – 7–13 м, аргиллито-алевролитовых – 8–10 м, угольных прослоев – 0,10–0,20 м. Содержит два горизонта с морской фауной, единичные неморские двустворки и флору нижеказанского подъяруса. Наиболее характерны: брахиоподы *Waagenoconcha* sp., *Lingula* ex gr. *orientalis* (Gol.); пелециподы – *Astartella raricostata* Demb., *Polinia symmetrica* Lut. et Lob., *Concinnella paichoica* Pog., *Microdontella* ex gr. *subovata* (Jon.); флора – типичная для печорской серии: *Phylladoderma* sp., *Compsopteris tschirkovae* Zal., *Ruffloria arta* Pukh., *W. erjagensis* Pukh., *Cardioneura* cf. *karskiensis* и др.

Верхнеерьягинская подсвита (120 м) сложена сероцветными алевролитами и аргиллитами с редкими маломощными прослоями (1,5–3,0 м) мелкозернистых песчаников и углей (0,10–0,35 м). Содержит два горизонта

с морской фауной и обильную флору: брахиоподы – *Lingula hyperborea* Ifan., *Lissochonetes capitulinus* T o u l a; морские пелециподы (преобладают) – *Leda flexuosa* L u t. et L o b., *Astartella permocarbonica* T s c h e r n. *Schizodus wheeleri* S w a l., *Posidonia?* sp.; неморские двустворки (редко) – *Concinnella* ex gr. *paichoica* P o g., *Microdontella(?) subovata* J o n s.; флору – *Signacularia arctica* S c h w e d., *Tundrodendron* sp., *Phylladoderma arberi* Z a l., *Astherotheca(?) pluriseriata* F e f., *Callipteris?* (*Feonia*) *aequalis* S. M e y e n, *Zamiopteris einorii* S c h w e d. и др.

На основании состава органических остатков возраст подсвит еръягинской свиты интерпретируется в диапазоне нижнеказанского–верхнеказанского подъярусов. Общая мощность свиты более 470 м.

Ямало-Тазовская СФО

Палеозойские образования, слагающие фундамент шельфовой области Западно-Сибирской плиты, показаны только на геологическом разрезе. По геофизическим данным, в составе складчатого основания присутствуют разнородные блоки, отличающиеся как полнотой разреза палеозоя, так и степенью дислоцированности слагающих его литолого-стратиграфических комплексов.

НИЖНИЙ–СРЕДНИЙ ПАЛЕОЗОЙ

Нерасчлененные образования нижнего–среднего палеозоя (PZ₁₋₂) распространены предположительно (по сейсмическим данным) в СФЗ Внешнего пояса, прилегающей к орогенам Пай-Хоя и Новой Земли. Дислоцированные (по характеру волновой картины на сейсмических профилях) комплексы в горстовых выступах выходят на поверхность предъяурского денудационного среза и контролируются в кровле отражающим горизонтом «А». Нижняя граница этого комплекса по данным МОВ ОГТ достоверно не определяется. О составе образований среднепалеозойского комплекса можно судить по аналогии с разрезами обрамления. На северо-востоке СФЗ Внешнего пояса состав комплекса, возможно, аналогичен образованиям пассивной окраины, изученным на Ямале, где в складчатом основании преобладают доломиты, мергели, известняки, глинисто-карбонатные сланцы при подчиненной роли основных интрузий [43]. В непосредственной близости к Пай-Хою вероятно присутствие более глубоководных аналогов палеозойских толщ, которые распространены в Пайхойской подзоне на суше.

КАРБОН–ПЕРМЬ

Каменноугольно-пермские нерасчлененные образования (^SC–P) выделены и прослежены по геофизическим, в том числе сейсмическим данным в пределах СФЗ Внешнего пояса, где они выполняют, по-видимому, межгорные и краевые прогибы. При этом обнаруживаются

явные структурные связи шельфовых прогибов с бассейнами Карского синклинория Пай-Хоя и Кармакульской седловины Новой Земли. В нижней части толщи заполнения могут присутствовать относительно глубоководные фации – аналоги каменноугольно-нижнепермских отложений Пайхойской подзоны, сменяющиеся выше молассовыми образованиями.

СРЕДНИЙ–ВЕРХНИЙ ПАЛЕОЗОЙ

Средне-верхнепалеозойские нерасчлененные образования (PZ₂₋₃?) показаны на геологическом разрезе в пределах СФЗ Центральной впадины, где по сейсмическим данным невозможно определить характер образований, подстилающих мезозойский чехол. Возможно, в глубоких впадинах Центральной зоны триасовые комплексы лежат также на пермских толщах. Однако, в отличие от СФЗ Внешнего пояса, по характеру сейсмозаписи каменноугольно(?)–пермские комплексы здесь не выделяются, поэтому в подошве триаса и показаны нерасчлененные средне-верхнепалеозойские образования.

МЕЗОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

На рассматриваемой территории мезозойская эра характеризуется компенсацией Предуральского краевого прогиба с накоплением континентальной молассы (триас) и завершением коллизионных процессов (поздний триас–ранняя юра) с формированием сложных складчато-надвиговых дислокаций и образованием Уральского и Пайхойско-Новоземельского орогенов.

Одновременно с формированием складчато-надвиговых систем, в поздне триасовое–раннеюрское время происходило значительное разрастание границ Южно-Карского бассейна. С раннеюрского времени, ознаменовавшегося размывом отложений на поднятиях, начинается формирование плитного комплекса терригенного состава. В конце юры на обширных пространствах юга Карского моря установились специфические условия бескислородного осадконакопления и формирования доманикоидных глинистых формаций, аналогичных баженовской свите Западной Сибири. На формирование мезозойской части плитного чехла Южно-Карского бассейна оказали влияние и последующие крупные морские трансгрессии: среднеальбская и поздне меловая.

Этапы платформенной стадии развития Печорской плиты (юра–ранний мел) также характеризуются периодическими морскими трансгрессиями с образованием морских мелководных преимущественно терригенных осадков. Пайхойский и Уральский субрегионы являлись в этот период источниками сноса. Последствия крупного катастрофического события на рубеже мела и палеогена аттестуют экзотические типы пород карского коптогенного комплекса в пределах Карской и Усть-Карской астроблем.

В связи с существенными различиями в истории осадконакопления, существовавшими по разные стороны от Пай-Хоя в мезозое, описание

стратиграфии для мезозойского и кайнозойского этапов развития приводится по блокам отдельно для Пай-Хоя и Карского шельфа.

Пайхойский блок

ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА

Основные закономерности триасового осадконакопления на западе территории унаследованы с пермского времени. Здесь продолжается заполнение впадин Предуральского краевого прогиба континентальной молассой. Угленосные молассы печорской серии сменяются красноцветной и пестроцветной молассой нижнего триаса.

В основу расчленения триасовых отложений положены Стратиграфические схемы IV УрМСС [173] с дополнениями, полученными в результате проведения геологоразведочных и научных работ в последние годы.

Триасовые отложения, развитые в Кортаихинской впадине, относятся к Кортаихинской подзоне Косью-Кортаихинской СФЗ Предуральской СФМЗ. В Кортаихинской подзоне триасовые отложения представлены всеми тремя отделами, и в пределах листа здесь выделяются лестаншорская, нядейтинская и кортаихинская свиты.

Триасовые отложения Варандей-Адзвинской структурной зоны по особенностям разрезов традиционно относятся к Ижма-Печорской СФЗ. На дневной поверхности они не обнажены. В скважинах здесь установлены отложения чаркабожской, харалейской и ангуранской свит, относящиеся к нижнему и низам среднего отделов. Отложения верхней части среднего и верхнего отделов в пределах листа отсутствуют.

Триасовые отложения залегают со стратиграфическим несогласием со следами размыва и пачками грубообломочных пород в основании разреза на отложениях всех отделов перми, среднего и раннего карбона. Амплитуда размыва увеличивается от осевой зоны Кортаихинской впадины в юго-западном направлении к Варандей-Адзвинской зоне. На склонах поднятия Чернова, Сарембой-Леккейягинском вале и вале Гамбурцева триасовые осадки ложатся на карбонатные отложения серпуховского яруса нижнего карбона. Перекрываются юрскими породами со стратиграфическим несогласием в пределах Варандей-Адзвинской зоны и нижнемеловыми осадками с резким угловым несогласием вдоль южного борта Кортаихинской впадины.

Лестаншорская свита (T_{1-2}/s). Названа по руч. Лестаншор (юго-западный склон хр. Пай-Хой, Полярный Урал). Автор – Н. В. Шмелев (1962). Стратотип – на руч. Лестаншор, гипостратотип – на р. Хей-Яга [182]; парастратотип – скв. ВК-14, интервал 845–435 м [74].

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

Характерной особенностью свиты является наличие эффузивно-осадочной толщи в ее основании, которая представлена потоками базальтов. Мощности покровов, установленные на р. Тальмаю и руч. Тальмавож, составляют 10 и 17–20 м соответственно. Они разделены толщей конгломератов и песчаников (45–60 м). В кровле обоих горизонтов отмечается наличие размылов. При этом нижний горизонт местами размыт нацело. Химический анализ базальтов с участка Тальмаю следующей (%): SiO_2 – 50,82; TiO_2 – 1,92; Al_2O_3 – 13,73; Fe_2O_3 – 5,7; FeO – 6,61; MnO – 0,18; CaO – 8,35; MgO – 4,94; Na_2O – 2,94; K_2O – 0,67; P_2O_5 – 0,94; п. п. п. – 3,17; сумма – 99,74. Кроме того, базальты вскрыты скв. ВК-14, где мощность прослоев составляет 27 и 11 м. В. Л. Андреичевым [1] проведено определение возраста базальтов с помощью Rb-Sr (250 ± 15 млн лет) и Sm-Nd (249 ± 17 млн лет) методов. Полученные данные отвечают низам индского яруса.

Согласно Стратиграфическим схемам IV УрМСС лестаншорская свита подразделяется на нижнюю, среднюю и верхнюю подсвиты.

Нижнелестаншорская подсвита (150–800 м) – это эффузивно-осадочная толща, характерной особенностью которой является наличие грубообломочных пород и базальтов. В основании свиты – конгломерат мелкогалечный (3–40 м), выше – глина буровато-серая с филоподами и растительным детритом (до 100 м). Над ними залегает толща базальтов с прослоем зеленоватых туффитов и туфопесчаников (500 м). Надбазальтовая часть свиты охарактеризована нижнетриасовым спорово-пыльцевым комплексом. Возраст отложений подсвиты определяется как индский–низы оленекского яруса [155]. Вскрывается в обнажениях по рекам Хей-Яга, Тальмаю и буровыми скважинами ВК-14, ВК-15 (юго-западная часть Коротайхинской впадины). В скв. ВК-14 в самых нижних горизонтах установлен нижнетриасовый спорово-пыльцевой комплекс, представленный спорами и пыльцой, находящимися в почти равных количествах: *Leiotriletes*, *Ginkgocycadophytus*, *Dissaccites*, *Striatosaccites*. Индско-раннеоленекский возраст нижнелестаншорской подсвиты подтверждается комплексом конхострак: *Lioestheria quebbaensis* N o v., *Pseudestheria pliciferina* N o v., *Ps. putjatensis* N o v., *Cyclotunguzites gutta* (L u t k.), *Limnadia komiana* M o l., *L. blomii* N o v., *L. potchinocensis* N o v. и др. [59, 74, 155].

Среднелестаншорская подсвита (500 м) представлена зеленовато-серыми песчаниками двух разновидностей, сменяющими друг друга как по вертикальному разрезу, так и по простиранию: массивными (с гравием и галькой, прослоями гравелитов и мелкогалечных конгломератов) и плитчатыми (мелко- и среднезернистые, косо-линзовиднослоистые). Песчаники переслаиваются с красноцветными аргиллитами и алевролитами, мощность отдельных слоев которых достигает 0,5–2,0 м. Подсвита охарактеризована остатками наземных позвоночных, конхостраками, миоспорами. В спорово-пыльцевом комплексе доминируют споры *Diseisporites*. Остальная часть комплекса состоит из *Carnisporites* cf. *mesozoicus* (K l a u s) M a d l e r, *Punctatisporites* sp., *Verrucosisporites* aff. *triassicus* (M a i) и др. Комплекс конхострак, определенный В. А. Молиным, содержит в основном новые виды, но в целом характеризуется как раннеоленекский

(*Pseudestheria kashirtzevi* Nov.). Позвоночные встречены на р. Хей-Яга в слоях, разновозрастных со слоями в скважинах ВК-14 и ВК-15. В составе комплекса: проколофоны *Orenburgia bruma* Ivachn., *Lestanshoria massiva* Novik., лабиринтодонты *Wetlugasaurus*(?) sp., *Thoosuchinae* gen. ind. и др., говорящие о раннеоленекском возрасте среднелестаншорской подсвиты [68].

Верхнелестаншорская подсвита (160–530 м) представлена толщей песчаников серых и зеленовато-серых, мелко- и среднезернистых, реже крупнозернистых, послойно сильно известковистых с песчано-известковистыми конкрециями, с прослоями алевролитов и красноцветных аргиллитов. Число и мощность прослоев аргиллитов возрастает вверх по разрезу. В породах присутствуют обугленный растительный детрит и крупные гальки угля, что является характерной особенностью подсвиты. На р. Хей-Яга, где разрез лестаншорской свиты вскрыт полностью, в верхах разреза отмечается 30-метровая пачка зелёных песчаников, аналогичных описанным в более низких стратиграфических слоях. Отложения подсвиты характеризуются нижнетриасовым палинологическим комплексом с *Duplexisporitus gyratus* Playf. et Dett. – *Concentricisporites nevesi* Anton. и остатками крупного плагиозавра типа *Plagiosternum* в основании разреза, который, по мнению М. А. Шишкина, указывает на средне-триасовый возраст вмещающих отложений [68]. Кроме того, в толще пород встречаются конхостраки и тетраподы, по которым возраст подсвиты датируется как верхнеоленекский–низы анизийского яруса: *Plagiosternum* sp., *Tramatosaurus*(?) sp., *Batrachosuchoides* sp., *Tichvinskia* sp., *Capitosauridae* gen. ind., *Prolacertidae* gen. nov., *Rauisuchedae* gen. ind.; *Liocstheria blomi* Nov., *Pseudestheria kashirtzevi* Nov., *Cyclotuguzites gutta* (Lutk.), *Limnadia* (*Paleolimnadia*) *wianamattensis* (Mitch.), *Wetlugites pronus* Nov. [155].

Отложения лестаншорской свиты со стратиграфическим перерывом (без углового несогласия) залегают на угленосных отложениях печорской серии. В стратотипических разрезах верхняя граница свиты проводится по смене зеленоватых песчаников и красно-коричневых аргиллитов на пестроцветные аргиллиты и серые алевролиты и песчаники нядейтинской свиты.

Мощность лестаншорской свиты в Коротайхинской впадине достигает 1500 м (местами до 1660–2030 м).

Нядейтинская свита (T_2nd). Названа по р. Нядейта (юго-западный склон хр. Пай-Хой, бассейн р. Коротайха). Автор – Н. В. Шмелев (1962). Стратотип свиты – на р. Нядейта [158]. Гипостратотип – среднее течение р. Хей-Яга ниже устья руч. Лестаншор. Парастратотип – скв. ВК-14 (интервал 435–190 м) [74].

Свита сложена тонкопереслаивающимися пестроцветными, красноцветными, зеленоцветными и сероцветными аргиллитами, алевролитами и песчаниками с преобладанием сероцветных пород. Толща имеет цикличное строение. Мощность циклов составляет 2–4 м, иногда до 15–17 м. Для свиты характерно уменьшение вверх по разрезу мощностей и количества пестроцветных и красноцветных прослоев, широкое развитие во всей толще конкреций, конкреционных линз и прослоев сидерита, обилие растительного детрита.

Свита содержит палинологические комплексы конхострак и тетрапод анизийско-ладинского возраста: *Komatosuchus ehalyshevi* Novikov et Shishkin; *Diaplexa tigjanensis* Nov., *Pseudestheria exsecta* (Nov.), *Ps. ipsvicinitis* (Mitch.), *Ps. sibirica* Nov., *Cornia melliculum* Lutk., *Gabonestheria sibirica* Nov. [155].

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

Коротаихинская свита (T_{2-3kr}). Название предложено Е. Д. Мораховской и С. Н. Храмовой [116] по р. Коротаиха (юго-западный склон хр. Пай-Хой). Выделяется в соответствии с Решениями IV УрМСС. Стратотип – скв. ВК-16 в интервале 107–1490 м. Парастратотип – обнажения на р. Хей-Яга [74].

Свита представлена ритмичной слоистой толщей. Это переслаивание песчаников, алевролитов, аргиллитов серой окраски, содержащих растительный детрит, сидеритовые и фосфоритовые конкреции и тонкие прослойки углистых аргиллитов и углей (0,5–15 см).

Объем свиты и ее подробная палеонтологическая характеристика даны в работах Е. Д. Мораховской, Н. К. Куликовой, Н. С. Храмовой [115] и И. З. Калантар [74].

В скв. ВК-16 (интервал 137,1–1080 м) С. Н. Храмовой определены растительные остатки типичных позднетриасовых флор – *Lepidopteris tvidens* Kiritch. et Chram., *Glossophyllum* sp., *Doratophyllum* sp. и др. [115]. По филоподам, флоре и спорово-пыльцевым комплексам возраст коротаихинской свиты определяется как позднеладинский–карнийский: *Euestheria?* aff. *berryi* (Bock.), *E. cf. ipsvicensis* (Mitch.), *Palaeolimnadia* sp., *Asmussia* aff. *quadrat* (Novoj); *Neocalamites hoerensis* (Schimp.) Halle; *Equisetites arenaceus* (Jaeg.) Schenk, *Paracalamites* sp., *Lepidopteris* sp.; *Aratrisporites*, *Calamospora*, *Marattisporites*, *Ginkgocycadophytus*, *Nevesisporites*, *Cyclotriletes subgranulatus* Mädl., *Todisporites*, *Verrucosisporites*.

Перекрывающие отложения неизвестны. Мощность свиты 1390 м.

Чаркабожская и харалейская свиты нерасчленены (T_{1cr-hr}) на дневной поверхности не обнажены, выделяются по данным бурения в Варандей-Адзвинской структурной зоне. Показаны только на разрезе.

Чаркабожская свита (275–330 м) сложена переслаиванием песчаников, алевролитов и глин. Алевролиты глинистые, слюдястые, неравномерно известковистые, зеленоватые, с голубоватыми и красно-коричневыми пятнами. Глины красновато-шоколадно-коричневые и кирпично-красные, с гнездами песчано-алевритового материала. Слоистость нечеткая, текстура комковатая. Песчаники полимиктовые, мелко-среднезернистые, глинистые, красновато-коричневые, реже – зеленовато-серые, неравномерно известковистые, с прослоями и окатышами красных и зеленых аргиллитов. Возраст свиты определен (за пределами листа) по спорово-пыльцевым комплексам *Ginkgocycadophytus*, *Nevesisporites*, *Aratrisporites* и др. как раннетриасовый [293]. На территории листа залегает с размывом на подстилающих отложениях: в пределах Верхнеадзвинской депрессии на алевролито-аргиллитовой толще нижней перми, в Мореюской депрессии предположительно

на сарьюгинской серии, на Сарембойско-Леккейягинском вале, вале Гамбурцева, поднятии Чернова на отложениях среднего и нижнего карбона.

Харалейская свита (45–200 м) представлена красноцветными, реже – сероцветными алевролитами и глинами с подчиненными маломощными прослоями песчаников в верхней части разреза. Алевролиты буровато-зеленые или серые, неравномерно-глинистые. Глины красно-коричневые, плотные, с растительным детритом. Песчаники мелко- и среднезернистые, с маломощными прослоями крупнозернистых, полимиктовые, известковистые, косослоистые, буровато-коричневые. Определены филлоподы и спорово-пыльцевые комплексы *Aratrisporites*, *Verrucosisporites*, *Nevesisporites* sp. и др. (за пределами листа), характерные для оленекского яруса нижнего триаса [293].

Общая мощность чаркабожской и харалейской свит в пределах листа 330–430 м.

Ангуранская свита на дневной поверхности не обнажена. По данным бурения на соседних площадях, на территории листа вероятно развита в Мореюской депрессии. Сложена глинами с подчиненными прослоями алевролитов и песчаников. Глины пестроцветные блеклые, розоватые, с лиловыми, желтыми и желтовато-зеленоватыми пятнами неправильной формы. Местами в глинах обилие сферолитов сидерита и железистых бобовин (до 2 см). Встречаются прослой серой глины с растительными остатками. Алевролиты серые, плотные, неравномерно глинистые. В образованиях свиты установлена флора *Equisetites* sp. и спорово-пыльцевой комплекс *Cyclogranisporites* sp., *Aratrisporites robustus* и др., характерные для среднего триаса. Возраст свиты обоснован комплексами миоспор, конхострак, наземных позвоночных и в меньшей степени – по макрофлоре за пределами листа [213, 69, 74]. Мощность свиты 50–96 м.

ЮРСКАЯ СИСТЕМА–МЕЛОВАЯ СИСТЕМА, БЕРРИАССКИЙ ЯРУС, НИЖНИЙ ПОДЪЯРУС

С началом юрского периода вся территория Предуралья, Урала и Пай-Хоя вступила в этап платформенного развития. На территории листа собственно Урал и Пай-Хой (в современном орографическом понимании) оставались в это время относительно приподнятыми. На юго-западе в это время обособляется Печорская структурно-фациальная мегаобласть, в пределах которой в течение ранне-среднеюрского (аален–бат) времени повсеместно господствовали континентальные условия. Отложения этого этапа выделяются в харьгинскую свиту. Начиная с раннекелловейского времени, палеогеографическая обстановка подзоны определялась крупной трансгрессией Печорского моря, которая продолжалась до конца юрского–начала мелового периода. В это время в условиях эпиконтинентального морского бассейна накапливаются отложения сысольской, чуркинской, нерицкой, замежнинской и паромесской свит.

Харьгинская, сысольская, чуркинская, нерицкая, замежнинская и паромесская свиты нерасчлененные (J_1 – K_1hr-pr). Юрско-нижнеберриасские отложения вскрыты в буровых

скважинах на всей территории Варандей-Адзввинской зоны. На дневной поверхности они не обнажаются и показаны только на разрезе. Как правило, в скважинах на территории листа по данным каротажа выделяются отдельно ниже-среднеюрские континентальные отложения и морские отложения верхней юры–нижнего берриаса без свитного расчленения.

По данным буровых скважин отложения нижней–средней юры представлены песками светло-серыми с прослоями глин, иногда с мелкими валунами, галькой и гравием кремней и кварцитов. Залегают с размывом на отложениях нижнего–среднего триаса, а в пределах Сарембойско-Леккейягинского вала – на отложениях нижнего–среднего карбона (скважины 41, 42-Леккейягинская). По составу данные отложения отвечают, вероятно, харьягинской и сысольской свитам. Мощность ниже-среднеюрских отложений на листе колеблется от 30 до 35 м.

Морские отложения верхней юры–нижнего берриаса представлены глинами серыми и темно-серыми алевритистыми известковистыми с ходами илоедов и морской фауной. По всей видимости, при детальном изучении в разрезе в пределах листа могут быть выделены отложения чуркинской свиты келловей, нерицкой, замежнинской и паромесской свит. Фаунистически отложения в пределах листа не охарактеризованы. Мощность верхнеюрско-нижнеберриасских отложений на листе колеблется от 190 до 200 м.

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

Меловые отложения на территории листа относятся к Печорской СФО и Пайхойской СФО.

Печорская СФО представлена Варандейско-Коротаихинской СФЗ. Картирование и расчленение меловых отложений здесь произведено на основании имеющихся геофизических материалов и данных по структурным и опорным скважинам на нефть и газ, отличающимся неполнотой вскрытых разрезов. Поэтому достаточно трудно сопоставлять разрезы и делать выводы о фациальной изменчивости отложений. В разрезе нижнего мела выделяются песчано-углисто-глинистые отложения, близкие по составу к большегаловской свите.

Верхнемеловые отложения известны локально в бассейне верхнего течения р. Морею, где представлены глауконит-песчано-алевролитовой толщей.

В Пайхойской СФО для меловых осадочных типов пород имеются сведения, характеризующие их вероятное достаточно широкое развитие в пределах рассматриваемого района. К настоящему времени они почти повсеместно эродированы. Сохранившиеся от разрушения меловые отложения занимают весьма незначительные площади. Они представлены фрагментом глинисто-песчано-алевролитовой толщи нижнего мела и сааяхинской толщей верхнего мела–палеогена. Часть из них из-за малых размеров их площадей с формальных позиций вообще не являются объектами среднемасштабного и мелкомасштабного геологического картирования. Исключение составляет лишь карский комплекс ударно-метаморфических (коптокластических) пород.

Нижний отдел

Большегаловская свита (K_1bg). В разрезах скважин на территории листа нижнемеловые отложения, как правило, не расчленяются. По материалам бурения, они сложены преимущественно песками серыми полимиктовыми мелкозернистыми, с прослоями глин и алевритистых пород с растительным детритом и углистым материалом. С размывом залегают в Варандей-Адзвинской зоне на юрских, в Коротайхинской впадине, поднятии Чернова на палеозойских и триасовых образованиях. Судя по составу, вскрытые отложения ближе всего к апт-альбским отложениям большегаловской свиты.

На листе фаунистически не охарактеризованы. На соседнем с юга листе Q-41-I, II выделен спорово-пыльцевой комплекс *Lygodium* sp., *Osmundaceae*, *Pitychillum* sp. [275] и фораминиферы аптско-альбского времени (определены М. И. Косицкой). Вскрытая мощность отложений 145–196 м.

Фрагмент разреза, по-видимому, аналогичных отложений описан В. В. Юдиным [203] на Пай-Хое в бассейне р. Талотаяха, где в левом борту долины реки (13 км по прямой выше ее устья) на протяжении более 1 км вскрыта субгоризонтально залегающая на дислоцированных палеозойских отложениях толща (15–30 м) переслаивания рыхлых полимиктовых песков и гравийно-галечных отложений, слабосцементированных бурыми окислами железа и марганца. Среди основных типов пород отмечаются фрагменты углефицированной древесины и тонкие прослойки окисленного угля. Апт-альбский возраст отложений характеризуют однотипные, весьма представительные спорово-пыльцевые комплексы с количественным преобладанием спор молодых папоротников над содержанием пыльцы голосеменных растений [203].

Верхний отдел

Сеноманский–сантонский ярусы нерасчлененные. Глауконитопесчано-алевролитовая толща (K_2ga) выделена в единичных скважинах. В основании лежат базальные галечники. Толща представлена слаболигнитизированными глауконитсодержащими песчаниками с обломками лигнитизированной древесины и обильными обособлениями опала, песками, алевролитами и алевритами. В отдельных прослоях многочисленны ходы илоедов. Пески и песчаники серые, зеленовато-серые, полимиктовые, средне-, мелкозернистые, часто с прослоями галечников. Галька кремневая, опоковая, кварцитовая, карбонатная. Алевролиты и алевриты серо-зеленоватые, хорошосортированные, неравномерно глинистые, с пологой косой и линзовидной слоистостью. Все породы содержат 5–15% глауконита. Обнаружены радиолярии *Dictyomitra striata* Lip., *D. uralica* Gorb., *Ommatodiscus* sp. и др., сеноманско-туронского возраста, определен позднемеловой спорово-пыльцевой комплекс [60]. Мощность 67–82 м.

ВЕРХНИЙ МЕЛ-ПАЛЕОГЕН

Сааяхинская толща ($K_2:P_1sh$). Название по р. Саа-Яха (Северо-Восточный Пай-Хой) предложено А. С. Микляевым для фрагментов двух сближенных выходов опок с комплексами иноцерамов сантонского яруса. Основные разногласия по вопросу соотношений этих пород с вмещающими образованиями существуют между представлениями О. Л. Эйнора и др. [200], В. И. Устрицкого [174], Г. Н. Папулова и др. [133], характеризующими несогласное залегание опоковых слоев с сантонской фауной на «кайнотипных эффузивных брекчиях» или «коптокластитах» [264] и более поздних исследователей [108, 70], аттестующих выходы опок в качестве крупных глыб (мегабрекчий) в составе карского коптогенного комплекса. Последнюю версию подтверждают факты обнаружения опок с верхнемеловыми комплексами органических остатков в составе обломков среди зювитов на других участках Карской астроблемы.

Свидетельствами наличия в этом районе осадков более высоких стратиграфических горизонтов служат вскрытые скважинами ГГК-6 (интервал 134–251 м), ГГК-7 (199–367 м), ГГК-25 (56–107 м) песчанистые глины с глауконитом и прослоями опок (2–5 до 20–25 см), в которых обнаружены представительные сенонские комплексы остракод, радиолярий и фораминифер [264]. Среди последних приводятся виды *Darbyella barabinskensis* Valakhin, *Bolymina presli* (Kens), *Florilus crassus* Putrja и др., характерные для маастрихта Западной Сибири и Урала. Первичная классификация этих отложений в качестве осадочных типов пород верхнего мела при детальном геолого-петрографическом исследовании [267, 70] была переинтерпретирована в коптокластиты с переотложенными комплексами органических остатков. Информация о последних по всем проведенным исследованиям обобщена в работе М. С. Мащака [108]. Однако перевод данных образований в якобы нестратиграфические коптокластиты представляется неверным. По данным бурения, песчаные глины с глауконитом и опоками несомненно осадочные образования, сформировавшиеся в водном бассейне, заполняющие импактный кратер и залегающие на различных по составу и генезису импактитах.

Аналогичная ситуация была установлена при ГГК-200 [286] на Усть-Карской астроблеме, импактные образования которой также перекрыты осадками преимущественно терригенного состава.

Собственно суть перевода перекрывающих осадков в импактные образования (коптокластиты) основывалась на идее «подтягивания» времени формирования Карской и Усть-Карской астроблем к границе глобального космического события на рубеже мела и палеогена и меловая маастрихтская микрофауна в них была неуместной.

Поэтому толща глин опоквидных, глин песчаных, глин алевритовых, перекрывающих собственно импактные образования, выделена нами как самостоятельное геологическое тело – сааяхинская толща неясного поздне-мелового (маастрихт) или раннепалеогенового (дат) возраста, но несомненно относительно более молодую, чем собственно импактные образования. Мощность толщи 80–400 м.

Карский коптогенный комплекс ($K_2:P_1k$). Выделен М. С. Мащакон и др. [268] для коптогенных пород Карской и Усть-Карской астроблем.

Экзотические типы пород, развитые в почти круговой Карской морфоструктуре и на побережье Байдарацкой губы, на ранних стадиях их изучения классифицировались в качестве «вулканических брекчий» [72]; «конглобрекчий с примесью туфов и вулканического стекла» [180]; «каинотипных лав и туфобрекчий» [174, 32] с вариантами возрастной их датировки от позднего мела до неогена. Инерция этих взглядов нашла отражение в выделении на Пай-Хое карского магматического комплекса ($K_2:P_1k$) «лавобрекчий и лав андезитового состава» [82]. При производстве в этих районах глубинного геологического картирования [264, 287], тематических [267] и других видов специальных исследований в многочисленных публикациях по этой проблеме [98, 102, 70 и др.] были сформулированы модели космогенного происхождения Карской и Усть-Карской астроблем и ударно-метаморфической природы развитых в них пород. В схематизированном виде метеоритную природу этих объектов и различные стадии ударного метаморфизма характеризуют:

- наложенный секущий характер астроблем по отношению к структурам Карской впадины и Пайхойского аллохтона, подчеркнутый особенностями физических полей. Диаметры круговых структур Карского и Усть-Карского метеоритных кратеров составляют соответственно 55–60 и 15–20 км;

- хаотичное распределение различных по составу и возрасту местных палеозойских пород с вариациями размеров от мелких псаммо-алевритовых обломков до мегабрекчий и клиппенов (десятки и сотни метров);

- широкое развитие в палеозойских типах пород специфических конусов разрушения и цементных текстур «грис»;

- ориентированные зоны разрушения кристаллической решетки пороодообразующих минералов;

- изменения оптических свойств, изотропизация минералов и их переход в оптически изотропные диаплектовые стекла;

- полиминеральные стекла ударного плавления, образующие самостоятельные тела различных форм и размеров;

- высокобарические полиморфные модификации кремнезема (коэсит) и углерода (лонсдейлит, поликристаллические импактные алмазы);

- петрохимические и геохимические особенности коптогенных типов пород.

По материалам всех проведенных исследований общую схему геологического строения астроблем характеризуют:

- вмещающий цокольный комплекс сложнодислоцированных палеозойских осадочных и магматических пород с возрастным диапазоном от ордовика до перми. Породы цокольного комплекса передроблены (аутигенные брекчии), разбиты разноориентированными трещинами и зонами малоамплитудных надвигов;

- собственно коптогенный комплекс, выполняющий впадины кратеров. Эпизодически здесь встречаются инъекционные кластические дайки;

- перекрывающие комплексы мел-палеогеновых(?) и неоген-четвертичных отложений.

Для геологического картирования разных типов пород коптогенного комплекса предлагаются схемы их систематики, классификации и терминологии, разработанные В. Л. Масайтисом [99, 100] с вариантами их детализации применительно к местным условиям [268], в соответствии с которыми выделяются аллогенные брекчии с содержаниями продуктов ударного плавления < 10% и импактиты с содержаниями импактных стекол > 10%. При геологически кратковременном эпизоде формирования породных ассоциаций в составе карского коптогенного комплекса отмечаются элементы их стратификации.

Нижняя толща аллогенных брекчий залегает на дислоцированных ударно-метаморфизованных породах цокольного комплекса и представлена клиппеновыми брекчиями (10–50 до 300–500 м), мегабрекчиями (1–10 м) и глыбовыми брекчиями (0,2–1,0 м), сцементированным раздробленным материалом аллогенных брекчий более мелких фракций или импактитами. Перемещенные, различные по размерам и составу обломки палеозойских пород встречаются, как правило, совместно без отчетливых признаков их вертикальной и латеральной приуроченности с доминированием типов пород цокольного основания. Глыбы имеют остроугольные или полигональные контуры при разноплановой ориентировке структурных элементов в каждом из блоков. По периферии глыб отмечаются коптокатаклазиты и коптомилониты с интенсивным развальцеванием, осветлением пород, появлением пятнистых, линзовидно-полосчатых и флюидалных текстур. Часто отмечаются конусы разрушения и цементные текстуры «грис». По условиям залегания и сходной низкой сортировке обломочного материала в составе толщи рассматриваются также глыбовые, глыбово-агломератовые зювиты, ограниченно присутствующие в виде цемента клиппенов и мегабрекчий или самостоятельных линзовидных тел. Насыщенность зювитов импактными стеклами варьирует от 10–15 до 30–40%, иногда достигает 50–60% (спекшиеся зювиты).

Мощность толщи в кратере Карской астроблемы достигает 0,7–0,9 км.

Толща зювитов залегает на различных типах аллогенных брекчий и глыбовых зювитах, местами перекрывает цокольный комплекс палеозойских пород. В составе этого мощного (0,8–1,0 км) покрова М. С. Машак и др. [267, 108] отмечают закономерное увеличение количества и крупности обломочного материала в направлении к подошве толщи, где преобладают лапиллиево-агломератовые, агломератовые, иногда глыбовые витро-литокластические зювиты. В составе обломочных фракций (60–80%) последних преобладают литокласты (70–85%) различных типов палеозойских пород оскольчатой, щебенчатой, угловатой, редко сглаженно-угловатой формы с преобладанием литотипов подстилающих пород цоколя. Витрокласты (15–20 до 30%) представлены обломками стекол изометричной, чаще удлиненно-вытянутой формы с извилистыми, изъеденными ограничениями и широким диапазоном размеров: от каплевидных брызг до линзовидных тел протяженностью 1–3 м. Полимнеральный состав крупных обломков импактных стекол подчеркивается пятнистой, линзовидно-полосчатой, флюидалной текстурами, полосами зональной окраски, а также включениями частично или полностью проплавленных литокластов с сохранени-

ем их теневых контуров. Заполняющий алевро-псаммитовый материал и цементирующая масса (20–40%) зювитов представлены обломками пород, стекол и минералов. Подчиненно встречаются лапиллиевые, лапилле-агломератовые лито-витрокластические спекшиеся зювиты, визуально сходные с игнимбритами, в которых несортированный кластический материал представлен обломками импактных стекол (50–80%) и горных пород (20–50%).

Коптокластиты или псаммоалевритовые аллогенные брекчии выделяются в верхней части коптогенного комплекса и характеризуются как неслоистые мелкообломочные слабосцементированные, часто рыхлые породы с немногочисленными включениями литокластов и импактных стекол размером менее 1 см. По изученным разрезам скважин содержания основных компонентов составляют (%): цементирующей массы – от 60–70 до 90–95, обломков минералов – от 3–5 до 15–20, обломков пород – от 5–8 до 10–15, импактных стекол – от долей до 5–8. Сверху вниз по разрезам отмечаются увеличение количества и размеров лито- и витрокластов и признаки постепенного перехода пород к зювитам. Вскрытая мощность коптокластитов по скважинам варьирует от первых десятков до 168 м (скв. ГК-7), максимальная предполагается в пределах 300–400 м. Вместе с зювитами мощность «верхнего горизонта» коптогенных пород достигает 0,8–1,2 км.

Тагамиты в схемах классификации рассматриваются в составе пород тектического ряда, сложенных полиминеральными стеклами с полной утратой текстурных особенностей исходных пород. Среди импактных стекол в переменном количестве (от 5–15 до 30–35%) присутствуют обломки минералов и горных пород. Линзовидно-пятнистая, пятнисто-флюидальная текстуры тагамитов маркируются различными цветовыми оттенками полиминеральных импактных стекол, степенью их перекристаллизации и замещения, иногда присутствием деформированных полос скопления литокластов и обломков минералов. По имеющимся сведениям, тагамиты приурочены к границе нижнего и верхнего горизонтов, где они встречаются в виде линз и сложной формы пластовых тел мощностью от долей метра до 5–6, иногда 10–15 м и протяженностью от первых метров до 200–300 м. В бассейне р. Анарога известны покровообразные залежи лавоподобных тел тагамитов, которые в первых вариантах их интерпретации были приняты за потоки андезитов с появлением в литературе геологической топонимики водотока в качестве руч. Лавовый. Редкие случаи субвертикальной ориентировки тел тагамитов известны в обнажениях по р. Кара.

Кластические дайки песчаных глин представлены крутопадающими и субвертикальными инъекционными телами, рассекающими аллогенные брекчии или зювиты. Мощность даек составляет 0,1–0,7 м, иногда достигает 5–7 м. Заполняющий материал представлен неслоистыми слаболифифицированными песчаными глинами с примесью обломков (до 3 см) импактных стекол (до 3–5%), горных пород цокольного комплекса (до 20–25%), иногда зювитов. Образование даек предполагается в результате пассивного заполнения открытых трещин перемытым материалом импактитов и аллогенных брекчий. Детальная характеристика инъекционных тел приводится в материалах исследований М. С. Мащака и др. [267].

Основной минералогической специализацией карского коптогенно-го комплекса являются поликристаллические импактные алмазы, оценка прогнозных ресурсов которых приводится в материалах ГДП-50 [269] и в других работах по этой проблеме. Часто встречаются также пункты минерализации цеолитов.

По геологическим, палеонтологическим и радиологическим данным интерпретируются различные варианты оценки возраста с общим диапазоном от альба до неогена.

К настоящему времени наиболее корректными признаны результаты изохронной датировки возраста стекол с подбором материала, исключая захват радиогенного аргона из палеозойских пород. Итоговые материалы этих исследований: $65,6 \pm 0,8$ и $66,1 \pm 0,8$ млн лет [75] характеризуют возраст формирования карского коптогенного комплекса на рубеже мела и палеогена. Детальный анализ К-Аг датировок приводится в работе М. А. Назарова [276], где отмечаются также геохимические свидетельства катастрофического события на границе мела и палеогена и характер изменения в этот период морской и наземной биоты.

В то же время ввиду имеющихся данных о наличии микрофауны маастрихта в перекрывающих отложениях возраст Карского коптогенного комплекса датируется нами как неясный – поздний мел (маастрихт) или ранний палеоген (дат).

На происхождение крупных кольцевых структур (Карской, Попигаиской, Пучеж-Катгунской и др.) существует и другая точка зрения, а именно в пользу их эндогенной природы. Основными аргументами эндогенного происхождения, в частности Карской структуры, являются особенности ее внутреннего строения, свидетельствующие о длительности и многоэтапности формирования комплексов взрывных брекчий, туфо- и лавоподобных пород, наличие интрузивных брекчиевых образований, прорывающих породы фундамента, а также закономерная тектоническая позиция на пересечении зон разломов. Происхождение взрывных кольцевых структур, включая и Карскую, рассмотрено в ряде публикаций [26, 95, 96, 97, 179]. А. А. Маракушевым отмечена одновременность формирования взрывных кольцевых структур и развития взрывного кимберлитового магматизма в позднемеловую–палеогеновую эпоху [96].

Коры выветривания (P_3). Показаны в пределах Пайхойского блока немасштабными знаками по материалам интерпретации керна скважин, в которых вскрыты щебень, дресва и обломки пестроокрашенных (светло-серых, желтых, охристых) пористых кремнистых пород, сцементированных буро-желтыми, охристо-желтыми, иногда красноцветными глинами. Во всех известных разрезах развитие этих пород трактуется вдоль линейных зон разрывных нарушений, совпадающих с палеодепрессиями рельефа палеозойского фундамента. Вскрытая мощность кор выветривания варьирует от 5–10 м в скв. 30 [266] и в скв. 103 [270] до 30–50 м в скв. С-41 [269]. В большинстве скважин выход в неизмененные типы палеозойских пород не вскрыт.

Предполагаются также варианты образования отдельных типов колломорфных оксидных марганцевых и железомарганцевых руд при

гипергенных процессах выветривания на известных проявлениях этих металлов в бассейнах рек Кара и Силоваяха [269]. Условно принятый олигоценый возраст линейных кор выветривания интерпретируется по аналогии с легендой Госгеолкарты–200 Полярно-Уральской серии листов [302].

Южно-Карский блок

В строении осадочного чехла Карского шельфа преобладают мезозойские терригенные отложения. В разрезе осадочной толщи, мощность которой достигает 10–11,5 км, представлены все подразделения мезозойской эратемы.

В соответствии с «Легендой...» [92] и «Схемами структурно-формационного районирования...» (см. «Геологическую карту...»), исследуемая часть шельфа Карского моря относится к Ямало-Тазовской структурно-формационной области (СФО). По особенностям тектонического строения и полноте разреза осадочного чехла для различных этапов геологического развития выделены следующие структурно-формационные зоны (СФЗ): Внешнего пояса, Приновоземельская (для среднего триаса–позднего мела) и Центральной впадины. Для раннего палеоцена–миоцена на акватории Карского моря выделяется единая Южно-Карская СФЗ.

Морскими поисково-разведочными скважинами, расположенными севернее площади листа R-41 (на Ленинградской и Русановской структурах), вскрыты только нижнемеловые отложения; редкие образцы керна отобраны из сеноманских, аптских и альбских отложений (рис. 10). Наиболее полно разрез представлен в параметрической скважине Белоостровская-1 (о. Белый). При стратификации мезозойских отложений акватории листа также использованы материалы бурения сверхглубокой скважины в пределах Западно-Сибирской плиты (Тюменская СГ-6).

ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА

Триасовые отложения слагают нижний структурный ярус платформенного чехла Южно-Карской синеклизы, заключенный между отражающими горизонтами (ОГ) Ia и A. По аналогии с разрезами Западно-Сибирской плиты они могут быть представлены синрифтовыми (тафрогенными) и пострифтовыми образованиями, локализованными в основном в пределах СФЗ Центральной впадины, и показаны только на геологическом разрезе.

Нижний отдел

Сейсмоподкомплекс *A–Iб* (sT_1). Нижнетриасовые образования на акватории выделяются только по сейсмическим данным. Обоснованием стратиграфической привязки сейсмических данных служат материалы бурения Тюменской СГ-6. По сопоставлению с материковыми районами Западной Сибири, этому интервалу разреза соответствуют вулканогенно-осадочные образования туринской серии преимущественно

но континентального генезиса. Прослой осадочных пород среди базальтов охарактеризованы в верхней части спорово-пыльцевым комплексом и остатками наземных растений раннего триаса [164]. Палинокомплекс с глубины 6398,6–6488,4 м представлен видами-индикаторами, характерными для раннего триаса: *Todites mayor* Со up., *Kraeuselisporites cuspidus* Valme, *Osmundacidites senectus* Valme, *Perorisporites coronatus* Jar и др. Мощность до 3,5 км.

Средний–верхний отделы

Сейсмоподкомплекс *Iб–Iа* ($^{\delta}T_{2-3}$). По особенностям сейсмической записи, а также по относительно невысоким значениям интервальных скоростей (4,2–4,5 км/с) предполагается, что средне-верхнетриасовые отложения в Южно-Карской синеклизе представлены песчано-глинистыми образованиями – аналогами тампейской серии, выделяемой в пределах Ямало-Явайской СФЗ. Стратотип тампейской серии был установлен на Тундровой площади Енисей-Хатангского прогиба. По данным бурения Тюменской СГ-6, тампейская серия представлена аргиллитами, алевролитами, песчаниками, туффитами с остатками растений [164]. Она разделена на две толщи: нижнюю (инт. 6223–6430 м) песчано-глинистую и верхнюю (инт. 6012–6223 м) существенно глинистую.

Нижняя толща представлена переслаиванием аргиллитов и алевролитов с мелко-среднезернистыми песчаниками. Мощность песчаных пластов 5–16 м. В интервале 6240–6251 м содержатся раковины конхострак *Ciclotunguzites* cf. *tungussensis* Nov. Палинокомплекс состоит в основном из членистостебельных, среди которых *Paracalamites* sp. встречается чаще, чем *Neocalamites* sp. Учитывая этапность триасовой флоры и «положение» комплекса в разрезе, можно условно считать его анизийским.

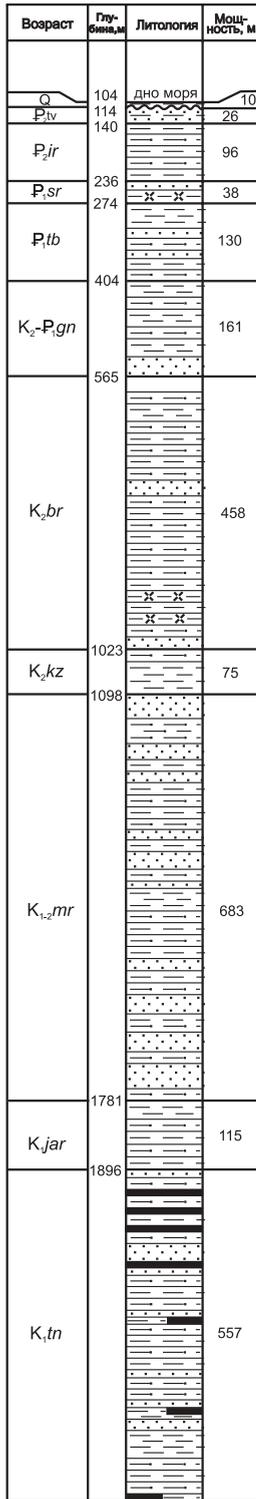
Верхняя толща сложена темно-серыми аргиллитами и мелкозернистыми глинистыми алевролитами с редкими пластинами мелко-среднезернистых песчаников мощностью до 9 м. По частоте встречаемости в толще доминируют многочисленные остатки хвощевых. Среди них, кроме *Neocalamites*, сходных с *N. carrerei*, *N. merianii*, найдены также *Schizoneura grandifolia* (вид известен из ладина и позднего триаса Таймыра, позднего триаса Восточного Урала, Горного Алтая).

Средне-верхнетриасовые отложения, соответствующие подкомплексу *Iб–Iа*, характеризуются трансгрессивным расширением ареала распространения за пределы СФЗ Центральной впадины и последовательным выклиниванием толщ на периферии бассейна, в Приновоземельской зоне. Мощность составляет 1,0–1,5 км, сокращаясь по восстанию до выклинивания за счет нижних горизонтов.

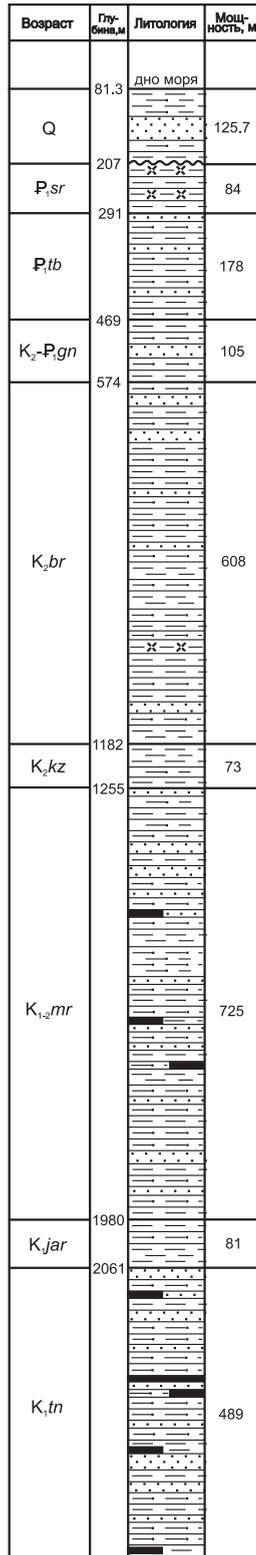
ЮРСКАЯ СИСТЕМА

Юрские образования на Карском шельфе слагают сейсмокомплекс, заключенный между опорными сейсмическими горизонтами *Iа* и *Б*. Представлены они всеми подразделениями системы и характеризуются

Скв. Ленинградская-1
Гл. моря 91.6 м
А.р. 12.4 м



Скв. Русановская-1
Гл. моря 68.9 м
А.р. 12.6 м



Скв. Харасавэйская-2
А.р. 8.4 м

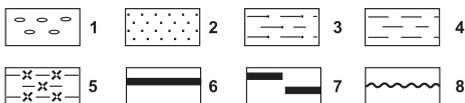
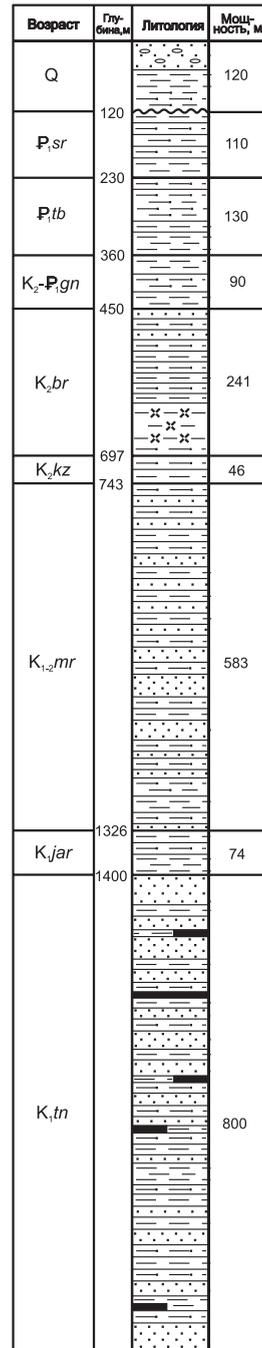
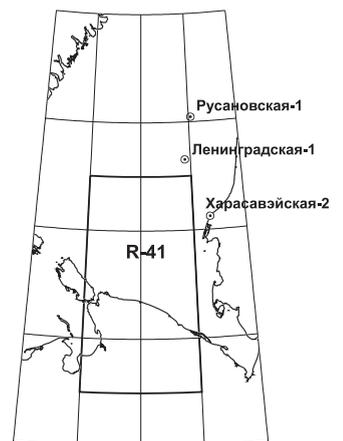


Рис. 10. Стратиграфические колонки по скважинам (разрезы мезозойских отложений). Составил Н. В. Устинов.

1 – конгломераты; 2 – пески, песчаники; 3 – алевролиты; 4 – глины, аргиллиты; 5 – кремнистые в породах; 6 – угли; 7 – углистые породы; 8 – границы стратиграфического несогласия.



закономерным чередованием преимущественно песчано-алевритовых и глинистых толщ морского происхождения. Трансгрессия юрского моря развивалась циклически по нарастающей и достигла максимума в келловей-позднеюрское время. Соответственно увеличивалась площадь распространения юрских отложений от более древних к более молодым. Мощность юрских отложений (включая нижние горизонты берриаса) меняется от 0–300 м во внешней зоне Припайхойской моноклинали до 2600 м в центральной части Южно-Карской синеклизы. Присутствие в разрезе глинистых толщ и эрозионных поверхностей обусловило выделение региональных сейсмических горизонтов группы Т (T_1 , T_2), позволивших расчленить юрский сейсмокомплекс на стратиграфические подразделения. Во всех зонах шельфа (Приновоземельской СФЗ и СФЗ Центральной впадины) отложения юры расчленены на: нижнеюрские, среднеюрские, средне-верхнеюрские с включением нижней части берриаса.

Юрские отложения на шельфе не вскрыты скважинами. В связи с этим их характеристика выполняется по материалам скважин, пробуренных на п-ове Ямал [164]. Отложения юры показаны только на геологическом разрезе.

Нижний отдел

К нижнему отделу юры отнесен сейсмоподкомплекс $Ia-T_2$ ($^S J_1$), вероятно, имеющий литологический состав, аналогичный свитам (зимней, левинской, джангодской и лайдинской), выделяемым в Ямало-Явайской СФЗ. Картина сейсмической записи данного интервала позволяет предполагать, что в разрезе преобладают субконтинентальные и мелководно-морские фации.

Зимняя свита сложена темно-серыми и буровато-серыми песчаниками с прослоями гравелитов и конгломератов, аргиллитами и алевролитами. Отложения сформировались в мелководных морских условиях; содержат фауну двустворок, фораминиферы, остатки наземных растений, спорово-пыльцевые комплексы, определяющие возраст вмещающих пород как геттанг–ранний плинсбах. Мощность до 300 м.

Левинская свита сложена мелководно-морскими темно-серыми, иногда буроватыми аргиллитами и глинистыми мелкозернистыми алевролитами. Встречаются редкие маломощные прослои песчаников и конгломератов. В бортовых зонах синеклизы в составе свиты могут появиться прослои песчаников значительной мощности. В отложениях присутствуют морские двустворки и фораминиферы. Среди последних характерно присутствие крупных аммодискусов. Возраст отложений по палеонтологическим остаткам определяется как ранний–поздний плинсбах. На временных разрезах МОВ ОГТ подошва свиты соотносится с сейсмическим отражающим горизонтом T_4^2 . Мощность отложений до 150 м.

Джангодская свита подразделяется на три подсвиты. Нижняя подсвита сложена мелководно-морскими и прибрежно-морскими аргиллитами темно-серого и серого цвета, серыми глинистыми алевролитами и светло-серыми мелко- и крупнозернистыми песчаниками с редкими маломощными

прослоями гравелитов и конгломератов. В отложениях присутствуют морские двустворки, фораминиферы, остатки наземных растений и палинокомплексы позднего плинсбаха. Мощность отложений до 50–100 м.

Средняя подсвита (так называемый «глинистый горизонт») имеет достаточно широкое распространение, представлена темно-серыми, почти черными тонкоотмученными аргиллитами, иногда битуминозными. В аргиллитах присутствуют редкие маломощные прослои полимиктовых алевролитов и песчаников. В породах захоронены раковины двустворок, фораминиферы, остатки наземных растений, палинокомплексы нижнего тоара. На п-ове Ямал с отложениями подсвиты связан сейсмический отражающий горизонт T_4^1 , который по интенсивности сопоставим с отражающим горизонтом, приуроченным к баженовской свите [164]. Мощность отложений до 50–100 м.

Верхняя подсвита сложена преимущественно средне- и мелкозернистыми песчаниками, а также алевролитами и аргиллитами. Песчаники и крупнозернистые алевролиты серые, светло-серые, полимиктовые. Аргиллиты и глинистые алевролиты темно-серые, массивные или слоистые. В отложениях присутствуют морские и пресноводные двустворки, фораминиферы, остатки наземных растений, определяющие тоарский возраст вмещающих пород. Мощность отложений до 250 м. Общая мощность аналогов джангодской свиты на шельфе 400–500 м. На п-ове Ямал в песчаниках нижней и верхней подсвит установлены залежи углеводородов.

Лайдинская свита представлена мелководно-морскими аргиллитами серого и темно-серого, буроватого цвета и алевролитами мелкозернистыми глинистыми, которые иногда чередуются между собой либо образуют однородные пачки. В разрезе наблюдаются редкие и маломощные прослои крупнозернистых алевролитов и песчаников. Породы содержат раковины морских двустворок, фораминиферы, редкие остатки растений, палинокомплексы позднего тоара–раннего аалена. На сейсмических разрезах к отложениям лайдинской свиты приурочен многофазный региональный сейсмический горизонт T_2 [164]. Мощность отложений до 150 м.

Мощность нижнеюрского сеймоподкомплекса до 1300 м.

Средний отдел

Отложения средней юры представлены сеймоподкомплексом T_2-T_1 (SJ_2), распространенным в пределах Припайхойско-Приновоземельской моноклизы и Южно-Карской синеклизы. Этот сеймоподкомплекс может быть сопоставлен с нерасчлененными свитами: вымской, леонтьевской и мальшевской, картируемыми в пределах Ямало-Явайской СФЗ.

Вымская свита представлена мелководно-морскими песчаниками с подчиненным количеством прослоев алевролитов, аргиллитов, углей. Песчаники мелко- и среднезернистые светло-серые, характеризуются разнообразными структурно-текстурными особенностями, указывающими на различные условия их формирования. В отложениях присутствуют морские, солоновато-водные и пресноводные двустворки, фораминиферы, остатки мхов и плауновидных растений, палинокомплексы. Органические

остатки определяют возраст отложений как позднеааленский–раннебайосский. На п-ове Ямал в песчаниках свиты установлены залежи углеводородов. Мощность отложений 200–300 м.

Леонтьевская свита сложена морскими темно-серыми тонкоотмученными аргиллитами и глинистыми мелкозернистыми алевролитами с редкими маломощными прослоями песчаников и крупнозернистых алевролитов. Отложения содержат раковины морских двустворчатых моллюсков, фораминиферы, остатки наземных растений, палинокомплексы, свидетельствующие о байосском возрасте свиты. На временных сейсмических разрезах на п-ове Ямал отложения свиты определяются по нижней части отражений группы T_1 . Мощность отложений до 250 м.

Малышевская свита представлена преимущественно мелководно-морскими песчаниками светло-серыми мелкозернистыми и алевролитами темно-серыми, серыми, с прослоями аргиллитов и углистых пород, маломощными пластами углей. В зависимости от глубины погружения в песчаниках в разной степени отмечаются кремнистость и карбонатность. В отложениях присутствуют морские, солоноватоводные и пресноводные двустворки, фораминиферы, остатки растений, палинокомплексы батско-раннекелловейского возраста. Мощность отложений до 250 м.

Мощность сейсмоподкомплекса до 800–1000 м.

Средняя юра, келловейский ярус–нижний мел, берриасский ярус, нижний подъярус

Сейсмоподкомплекс T_1-B ($^S J_2 k-K_1 b_1$) отождествлен с нерасчлененными отложениями от средней юры (келловей) до нижнеберриасского подъяруса нижнего мела. К этому возрасту в Ямало-Явайской зоне относятся абалакская и баженовская свиты.

Абалакская свита сложена в нижней части глинами темно-серыми слюдистыми неслоистыми с кальцитовыми конкрециями, а в верхней – глинами темно-серыми тонкоотмученными, иногда алевролитистыми с мелкими пиритовыми конкрециями, пиритизированными водорослями и ходами роющих организмов. Почти по всему разрезу в глинах присутствует глауконит, выделяются прослой биотурбированных глин. Отложения содержат обильную фауну аммонитов и других моллюсков, фораминиферы, остатки водорослей келловей-ранневолжского возраста. Мощность отложений до 100 м.

Баженовская свита представлена темно-серыми до черных и черными, иногда буроватыми, битуминозными глинами с прослоями радиоляритов и глинистых известняков. Битуминозные глины (баженовиты) состоят в основном из **четырёх компонентов: кремнистого, глинистого, карбонатного и органического вещества**, соотношения между которыми меняются. Органическое вещество (содержание $C_{орг}$ обычно 7,5–10%, иногда достигает 20–25%) относится преимущественно к сапропелевому и представлено керогеном I–II типов [164]. По-видимому, по мере удаления от осевой зоны бассейна, следует ожидать, что в составе отложений увеличивается доля темно-серых глин с меньшим, чем в баженовитах, содержанием ОВ.

Глинистое вещество в баженовитах представлено дисперсными смектиновыми (монтмориллонитовыми) смешаннослойными образованиями и диоктаэдрическими гидрослюдами. Содержание глинистого вещества увеличивается к краям синеклизы. Кремнезем (халцедон, опал) является основным компонентом в баженовитах центральной части морского бассейна. Карбонаты представлены в основном кальцитом, реже доломитом, имеют водорослевую природу. Отложения содержат раковины моллюсков, радиолярии, остатки планктонных и бентосных водорослей, фрагменты скелетов рыб. По палеонтологическим остаткам, которые по разрезу свиты распределены очень неравномерно, возраст отложений определяется от позднего кимериджа до титона–раннего берриасса. Формирование отложений происходило в относительно глубоководном морском бассейне, в котором существовали зоны сероводородного заражения. Мощность отложений свиты 50–100 м. К кровле отложений баженовской свиты и ее аналогов приурочен опорный сейсмический отражающий горизонт «Б».

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

Меловые отложения на шельфе Карского моря представлены обоими отделами. Их неполный разрез установлен в четырех морских поисковых скважинах, вскрыт параметрической скв. Белоостровская-1 и несколькими скважинами на севере п-ова Ямал. Мощность меловых отложений достигает 2000–3500 м. В их составе представлены как морские (прибрежно- и мелководно-морские), так и континентальные (аллювиальные, озерные и др.) образования.

На п-ове Ямал в составе меловых отложений различаются (снизу вверх): ахская (берриас–нижний готерив); таноупчинская (нижний готерив–апт); яронгская (нижний–средний альб); марресалинская (средний альб–сеноман), кузнецовская (турон–коньяк), березовская (коньяк–верхний кампан), ганькинская (верхний кампан–дат) свиты [91]. Эти же отложения, вероятно, распространены почти на всей площади Южно-Карского шельфа.

Нижний отдел

На шельфе нижнемеловые отложения заключены между ОГ «Б» и «М'». На рассматриваемой площади предполагается распространение отложений ямальского типа, где в составе берриас-аптской толщи выделяются ахская и таноупчинская свиты. В составе нижнемелового ССК выделены верхнеберриас-нижнеготеривская сейсмотолща между отражающими горизонтами «Б» и «В₀» и верхнеготерив-аптская сейсмотолща между отражающими горизонтами «В₀» и «М'».

Сейсмотолща $B-B_0$ ($^S K_1 b_2 - g_1$) по составу отвечает, по всей вероятности, ахской свите. Ахская свита сложена преимущественно глинистыми породами, которые согласно, иногда с размывом перекрывают отложения баженовской и одновозрастных ей свит. Глинистые породы (аргиллиты, глины аргиллитоподобные) темно-серые и серые, содержат прослои и линзы светло-серых и серых алевролитов, редко мелко- и среднезернистых

аркозовых песчаников. Алевролиты и песчаники неравномерно распределены по разрезу свиты, формируя отдельные пачки, что позволяет в разных районах выделить от 3 до 6 пачек, как преимущественно глинистого, так и пачек песчаниково-алевролитоглинистого состава [91].

На о. Белый (скв. Белоостровская-1) ахская свита представлена аргиллитами с редкими маломощными прослоями песчаников в верхней части (самая нижняя часть свиты не вскрыта). Из отложений ахской свиты выделен спорово-пыльцевой комплекс (гл. 3486,0 м), в составе которого преобладают (20–40%): *Schizaeaceae* (*Anemia* sp., *A. tricostata* Volch.), *Podocarpaceae* (*Podocarpus* sp., *Pseudopodocarpus prolongata* K.-M.). Видовой состав и процентное соотношение спор и пыльцы позволяют датировать этот комплекс валанжин-готеривским возрастом [23]. Из одного пласта песчаников в верхней части свиты получен приток нефти. Вскрытая мощность отложений ахской свиты 211 м. К бортовым частям Южно-Карской синеклизы отмечается уменьшение мощности ахской свиты, но сохраняется морской генезис отложений.

На Карском шельфе отложения, одновозрастные ахской свите, имеют, как и на п-овах Ямал и Гыдан, клиноформное строение. По данным МОВ ОТГ в районе Обручевского гемивала прослежены отражающие горизонты V_1, V_2, V_3, V_4 , которые характеризуют кровли четырех зональных клиноциклитов [256]. Закартированы клиноформные комплексы как западного, так и восточного падения. Мощность верхнеберриас-нижнеготеривских отложений на шельфе Карского моря достигает 1200 м.

Сейсмическая $B_0-M'(SK_1g_2-a)$ вероятно, соответствует танопчинской свите. Эта свита на п-ове Ямал представляет собой чередование пачек тонкого переслаивания глин, алевролитов и песчаников с пластами алевролитов и песчаников, мощность которых от 0,5 до 50 м. К этим пластам приурочены залежи углеводородов. Выделяется 26 таких продуктивных пластов группы ТП. Пласты характеризуются изменчивостью по составу и мощности. В целом в нижней части свиты преобладают глинистые породы, а в верхней значительна роль песчаников. В верхней (в основном аптской) части свиты присутствуют прослой и линзы углей и углистых пород. Отложения свиты формировались в мелководно-морских и преимущественно в континентальных условиях. Морскими скважинами вскрыта только верхняя аптская часть разреза. Полный разрез верхнего готерива – апта изучен в скв. Белоостровская-1, где он представлен неравномерным чередованием песчаников, алевролитов и аргиллитов. Соотношение пород и характер их переслаивания меняются по разрезу, что наряду с угленосностью позволяет различать в составе свиты три толщи. По сравнению с разрезами п-ова Ямал, на шельфе в составе свиты увеличивается количество тонкообломочных пород, а песчаников – уменьшается. Завершается разрез свиты, как и на п-ове Ямал, песчаниковой пачкой (45 м), песчаники которой содержат зерна глауконита, что указывает на их морское происхождение. Отличительной чертой свиты является присутствие в разрезе линз и прослоев углей и углистых пород. В скв. Ленинградская-1 мощность пластов угля не превышает 1 м, а на Русановской площади достигает 2 м.

В разрезе свиты на о. Белый отмечается угленосность. Песчаники в составе свиты мелкозернистые кварцевые, олигомиктовые, полевошпатово-кварцевые светло-серые с глинистым, иногда известковистым цементом. Алевролиты часто глинистые полевошпатово-кварцевые, кварцевые серые, зеленовато-серые. Аргиллиты алевритистые темно-серые, иногда коричневато-серые и черные (углистые разности), а также серые и темно-серые с зеленоватым оттенком. По составу аргиллиты полиминеральные; преобладающим компонентом в их составе (около 50%) являются гидрослюды. Отложения содержат многочисленные растительные остатки плохой сохранности и охарактеризованы спорово-пыльцевыми комплексами, позволяющими определить возраст вмещающих пород как готерив-аптский.

На шельфе Карского моря, на Ленинградской и Русановской структурах, глубокими скважинами вскрыта только верхняя часть танопчинской свиты. В породах нижней части разбуренного разреза (скв. Русановская-1, гл. 2445–2453 м) установлен аптский палинокомплекс, условно названный как *Anemia biauriculata*, *Gleicheniidites* и *Leiotriletes*, первый вид-индекс которого характерен для аптских отложений ряда северных регионов (Тимано-Печорский бассейн, север Западной Сибири) (заклучение В. А. Федоровой). В более высоких горизонтах (гл. 2152–2163 м; 2202–2212 м; 2291–2304 м; 2406–2414 м) установлен аптский палинокомплекс с *Cicatricosisporites australiensis*, *Ginkgocycadophytus nitidus* и *Leiotriletes* [284].

На Русановском месторождении в составе аптской части свиты выявлено семь продуктивных пластов песчаников, почти равномерно распределенных по разрезу. Мощность преимущественно песчаных интервалов меняется от 20 до 140 м. В кровельной песчаниковой пачке залежи газа установлены и на Ленинградском, и на Русановском месторождениях.

Мощность сейсмотолщи B_0-M' на площади листа до 900 м.

Нижний–верхний отделы. Альбский–сеноманский ярусы

Сейсмоподкомплекс $M'-Г$ ($^S\text{Kal-s}$) охватывает нерасчлененные альб-сеноманские отложения, соответствующие разрезу яронгской и марресалинской свит в Ямало-Явайской зоне.

Яронгская свита сложена глинами зеленовато-серыми, темно-серыми и светло-серыми в разной степени алевритистыми, слоистыми и комковатыми, с редкими маломощными прослоями алевролитов кварцево-глауконитовых зеленовато-серых и характерных травяно-зеленых глауконитовых глин. В составе глин преобладают гидрослюды (45%) либо монтмориллонит (50%). В глинах присутствуют вкрапленность и конкреции пирита, псевдоморфозы пирита по органическим остаткам, мелкие сферолиты сидерита, ходы червей, остатки раковин пелеципод, гастропод, аммонитов, фораминифер, клешни ракообразных(?). На п-ове Ямал, в средней части свиты, выделяются от одной до нескольких песчано-алевритовых пачек мощностью 10–15 м (Харасавэйская площадь). К этим пачкам иногда приурочены залежи углеводородов.

Отложения содержат обедненную альбскую ассоциацию фораминифер (скв. Ленинградская-1, шламовые пробы 1855 м, 1825–1855 м, 1818–1780 м). По мнению Л. В. Василенко, В. В. Быстровой и О. А. Сочевановой, выделенные комплексы фораминифер по массовым находкам *Ammobaculites fragmentarius*, скорее всего, могут быть отнесены к одноименной зоне, которая соответствует нижнему–среднему альбу. По-видимому, эта фауна отвечает первому этапу морской альбской трансгрессии, проявившейся по всему Арктическому бассейну [24]. Таким образом, возраст отложений яронгской свиты определяется как ранне-среднеальбский. Мощность отложений в скважинах меняется от 63 до 153 м.

Залегающая выше марресалинская свита сложена неравномерно чередующимися глинами, алевролитами и песчаниками, среди которых преобладают алевролиты. По преобладанию алевролитов и песчаников выделяются нижняя и верхняя толщи, разделенные более мощной средней, характеризующейся частым переслаиванием песчаников, алевролитов и глин. Завершает разрез свиты алевролитопесчаниковая пачка (20 м). Песчаники представлены зеленоватыми, буроватыми, светло-серыми и серыми мелкозернистыми плохо отсортированными разностями кварцевого и плагиоклаз-кварцевого состава, иногда содержащими зерна глауконита, с глинистым, редко карбонатным цементом. Алевролиты светлые зеленовато-серые, иногда коричневатые, кварцевые и полимиктовые, слюдястые, плохо отсортированные. Глины темно-серые, иногда коричневатые, почти черные. По составу глины хлорит-гидросланцистые в нижней части свиты и монтмориллонит-хлорит-каолинистые в верхней. Встречаются прослои глин, сложенных преимущественно (40–70%) монтмориллонитом. В отложениях распространены карбонатные конкреции, крупные углефицированные растительные остатки, редкие остатки раковин двустворок, иногда линзочки ракушняка, позднеальбские и сеноманские комплексы фораминифер, альбские и сеноманские спорово-пыльцевые комплексы.

В скв. Ленинградская-1 в шламовых пробах (гл. 1710–1755 м; 1675–1690 м; 1560–1630 м) обнаружены следующие альбские виды фораминифер: *Saccamina incallida* Bulatova, *S. lathrani* Tarran, *S. micra* Bulatova, *Lagenamina alexanderi* (Laeblich et Tarran), *Haplophragmoides nonioninoides* Reuss и др. [284].

К верхней пачке марресалинской свиты на Ленинградском месторождении приурочена газоконденсатная залежь. Еще три продуктивных горизонтов выявлены в нижней части свиты. Отложения альб-сеноманского сейсмоподкомплекса выходят на дочетвертичную поверхность в краевых частях Приновоземельской и Припайхойской моноклиналей. Мощность изменяется от 200 до 1100 м.

Верхний отдел

По сейсмическим данным, верхнемеловые отложения (включая самые низы палеоцена) широко распространены на шельфе Карского моря, слагая толщу преимущественно терригенных пород, заключенную между ОГ «Г»

и «С₁». Наибольшим распространением пользуются верхнемеловые толщи, разрез которых представлен полуйско-ямальским типом и которые изучены по материалам буровых скважин на п-овах Ямал и Гыдан.

Туронский–сантонский ярусы

Турон-сантонский сейсмоподкомплекс Г–С₃ (^SK₂t–st) вскрыт скважинами на Ленинградской и Русановской площадях и по составу близок к кузнецовской и низам березовской свиты.

Кузнецовская свита является региональным маркирующим горизонтом и сложена темно-серыми и серыми глинами в разной степени алевритистыми. Присутствуют редкие прослои алевролитов, глин с глауконитом, кремнистых и известковистых глин. Отложения содержат обломки раковин двустворок, аммонитов, фораминиферы туронского–раннеконьякского возраста. В морских скважинах палеонтологическое обоснование возраста отложений кузнецовской свиты получено при опробовании шлама. В скв. Русановская-1 из проб, отобранных на уровне нижней части свиты (гл. 1220–1270 м), определен своеобразный комплекс фораминифер, в котором значительная часть фауны представлена мелкими пиритизированными раковинами литуолид и атаксофрагмид. Л. В. Василенко [24] отмечает, что в этих пробах встречены виды позднесеноманских–раннетуронских зон: *Tr. wetteri*–*Tr. subbotinae*–*Gaudryinopsis filiformis*; *Pseudoclavulina hastata*–*Neobulimina albertensis*; *Ammobaculites* aff. *agglutinoides*–*Bullobaculites* sp. (*Haplophragmium incomprehens* (Ehrmeeva), что достаточно уверенно определяет возраст отложений в диапазоне сеномана–раннего турона. Верхняя часть свиты охарактеризована комплексом фораминифер, в котором определены виды, характерные для турон-коньякских отложений Западной Сибири. В составе комплекса представлены *Lituotuba* cf. *confusa* (Zasp.), *Recurvoides* sp., *Ammobaculites tuaevi* Zasp., *Trochammina wetteri* Stelsk et Wall, *Tr. ex gr. rutherfordi* Stelsk et Wall, *Pseudoglavulina hastata admota* Podob. и другие виды, определяющие возраст вмещающих отложений в диапазоне верхнего турона–коньяка. Мощность отложений 60–160 м.

Березовская свита состоит из двух подсвит. Нижняя подсвита сложена серыми и светло-серыми глинами опоковидными и опоками с редкими прослоями алевролитов и песчаников, а верхняя – глинами серыми и зеленовато-серыми, иногда опоковидными. Каждая из подсвит состоит из трех пачек. Нижняя подсвита завершается мало мощной (31–33 м) маркирующей пачкой крепких темно-серых и голубовато-серых глинисто-кремнистых пород с радиоляриями, спикулами губок, диатомеями, зернами глауконита и пиритом. Пачка характеризуется повышенными значениями электрического сопротивления. В основании верхней подсвиты выделяется пачка (20 м) темно-серых тонкоотмученных глин с вкрапленностью пирита. Отложения содержат комплексы фораминифер, диатомей, раковины моллюсков, которые позволяют определять возраст отложений как коньяк-кампанский. К кровле нижней подсвиты приурочен опорный сейсмический горизонт С₃

[251]. Мощность отложений меняется от 200 до 800 м, причем мощность отложений нижней подсвиты составляет 100–374 м, а верхней – 250–400 м.

Отложения нижней подсвиты содержат редкие споры и пыльцу, обогащены остатками микрофитофоссилий хорошей сохранности, в основном верхнемеловыми динофлагеллатами (скв. Русановская-2, керн, гл. 1152,3–1156,7 м). В верхней части нижней подсвиты (скв. Ленинградская-1, гл. 930, 970 м) отмечается увеличение количества и разнообразия спор и пыльцы покрытосеменных. Присутствуют *Tricolpites* spp., *Aquilapollenites* spp., *Kuprianipollis* spp., *Orbiculapollis globosus*, *Tricerapollis minimus Chlonova*, *Integricorpus* sp. Состав пыльцы покрытосемянных (заключение Н. К. Лебедевой) сходен с сантонским комплексом, выделенным на р. Танама (Усть-Енисейский район, слои с *Tricerapollis minimus*–*Kuprianipollis* spp.) [284].

Мощность сеймоподкомплекса до 320 м.

Верхний мел, кампанский ярус–палеоцен, датский ярус

Сеймоподкомплекс C_3 – C_1 ($^S K_2 km$ – $P_1 d$) выходит на дочетвертичную поверхность в пределах Припайхойско-Приновоземельской моноклизы. Отложения вскрыты скважинами на Ленинградской и Русановской площадях. Кампанская часть разреза сеймоподкомплекса охватывает верхнюю подсвиту березовской свиты, а маастрихт-датская – ганькинскую свиту. Мощность кампанской части разреза на Русановской площади 370–400 м, на Ленинградской – 340–360 м. Она представлена глинисто-алевритовыми породами с фрагментами углефицированного и пиритизированного детрита и зернами глауконита. Характерно присутствие пелитоморфных кальцитовых конкреций. Часть, соответствующая ганькинской свите, сложена мелководными морскими осадками – глинами с прослоями алевролитов, реже – песчаников с зернами глауконита. Выделенные в шламе комплексы фораминифер не позволяют надежно установить возраст отложений, но, по мнению Л. В. Василенко, указывают на мелководно-морские тепловодные условия, благоприятные для существования секреторной роталиндовой фауны фораминифер [284]. Мощность маастрихт-датской части разреза сеймоподкомплекса 120–160 м.

КАЙНОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

На шельфе Карского моря, прилегающем к п-овам Ямал и Гыдан, почти повсеместно распространены палеоценовые и палеоцен-эоценовые отложения, которые с резким несогласием перекрываются на западе Южно-Карской синеклизы олигоцен-миоценовой(?) толщей, а на остальной площади – плиоцен-четвертичными осадками. На акватории они представлены сеймотолщами: палеоценовой и палеоцен-эоценовой.

Палеоцен

Сейсмотолща C_1-C' ($^S\mathcal{P}_1$) к западу от п-ова Ямал (в Южно-Карской СФЗ) представлена, вероятно, аналогами тибейсалинской свиты, условно выделенной в скв. Ленинградская-1 в интервале 420–274 м и в скв. Русановская-1 в интервале 408–262 м. В разрезе тибейсалинской свиты выделяются две толщи. Нижняя сложена переслаиванием глинистых алевроитов и алевроитовых глин. Алевроиты серые и светло-серые, слюдистые, с включениями пирита, линзами и пропластками светло-серого мелкозернистого песка; в минеральном составе легкой фракции преобладает кварц, в меньших количествах присутствует плагиоклаз. Отмечены углефицированные растительные остатки, глобулярный пирит и пиритовые конкреции. Глины алевроитистые, темно-серые, с коричневатым оттенком. Мощность толщи 73 м.

Верхняя толща отличается преобладанием в разрезе песчано-алевритовых пород, переслаивающихся с глинами, представленными в подчиненном количестве. Пески и слаболигифицированные песчаники алевроитовые, мелкозернистые, серые и светло-серые, кварцевые, с углефицированным растительным детритом, вкраплениями пирита, редкими обломками толсто-стенных раковин моллюсков. Мощность толщи 106 м.

На Ленинградской площади в верхней части сейсмотолщи C_1-C' присутствуют обломки бурого угля, а в кровле залегает пласт светло-серых песков с корками гидроокислов железа. Возраст определен по положению в разрезе ниже характерных кремнистых отложений серовской свиты, а по бедным палеонтологическим данным – как дат-танетский. Мощность описанных отложений на Русановской площади составляет 150–180 м, на Ленинградской – 140–150 м [284].

Мощность сейсмотолщи 150–280 м.

Палеоцен–эоцен

Сейсмотолща $C'-D_0$ ($^S\mathcal{P}_{1-2}$) включает нерасчлененные палеоцен-эоценовые отложения, распространенные в юго-западной части Южно-Карской синеклизы. Они вскрыты скважинами на Ленинградской и Русановской площадях, где сопоставляются по возрасту и составу с разрезами серовской и ирбитской свит.

Серовская свита сложена преимущественно опоками серыми с обломками диатомей, спикулами губок, вкрапленностью пирита, а также глинами, диатомовыми глинами, диатомитами. Встречаются прослои алевролитов. В алевролитах отмечаются редкие бурые шарики (железистые оолиты?) и зерна глауконита. Кремнистые органические остатки иногда замещены пиритом, пелитоморфным кальцитом. Возраст отложений определяется по находкам фораминифер и динофлагеллат как палеоцен-раннеэоценовый. Мощность отложений до 110 м.

Ирбитская свита представлена глинами, диатомовыми глинами, диатомитами и песками. Возраст отложений определяется по радиоляриям

и диатомовой флоре как ранне-среднеэоценовый. Мощность отложений около 50 м.

В скв. Ленинградская-1 на глубине 270 м в толще глинистых алевролитов, глин, диатомитов и опок обнаружен комплекс фораминифер, позволяющий, по заключению Л. В. Василенко, предположить палеоэоценовый возраст вмещающих пород. Эоценовая микрофауна отобрана в шламовых пробах в скв. Русановская-1 (гл. 290 м) и в скв. Ленинградская-1 (гл. 310 м). Преобладает *Asanospira walteri* (Grzyb.) [284].

Мощность сейсмтолщи до 130 м.

ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА, ОЛИГОЦЕН–НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА, МИОЦЕН(?)

Олигоцен-миоценовая(?) сейсмтолща D_0-D_2 ($^3P_3-N_1$?) залегает с ярко выраженным угловым и стратиграфическим несогласием на морских отложениях палеоэоцена–эоцена, локализуясь в пределах Южно-Карского свода. По особенностям сейсмоакустической записи предполагается, что в нижней части толща представлена аллювиальными, а в верхней – прибрежно-морскими (дельтовыми) фациями. Вероятно, эта континентальная и прибрежно-морская толща является аналогом атлымской свиты и корликовской толщи Западной Сибири [257].

НЕОГЕНОВАЯ И ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМЫ

В пределах сухопутной части листа R-41 неоген-четвертичные образования представлены рыхлыми осадками мощностью до 100–200 м. Литологическая и генетическая близость плиоцен-четвертичных образований до сих пор вызывает дискуссии об их возрасте и генезисе. Свидетельством продолжающейся острой дискуссии по генезису и возрасту осадков нижних частей разреза являются материалы IV УМСС [155], в которых отображена «гляциолистическая» точка зрения на генезис и возраст рыхлых отложений Пай-Хоя, в связи с чем эоплейстоценовые и плиоценовые образования в них не выделяются. В то же время в альтернативных представлениях, изложенных в легендах Печорской [293], Полярно-Уральской [302] и Вайгачско-Пайхойской [273] серий ГК-200, составленных с «маринистических» позиций, обосновано выделение значительных по мощности и разнообразных по генезису плиоцен-четвертичных образований.

К настоящему времени накоплен огромный фактический материал, свидетельствующий о водном (морском, ледово-морском) происхождении многих литоккомплексов плиоцен-четвертичных отложений, развитых на о. Вайгач, Пай-Хое и севере Полярного Урала. Находки морских моллюсков, включая полные створки хрупких тонкостенных раковин и комплексов фораминифер, на современных гипсометрических уровнях до 300 м приводятся в большинстве материалов предшествующих работ по средне- и крупномасштабному геологическому картированию (см. Схему использованных материалов) и в обобщающих работах [31, 214, 215] и др. С другой

стороны, описаны типичные ледниковые образования: морены, камы, озы, конечноморенные валы и перигляциальные зандры, гляциодислокации и т. д. [217, 219].

Все эти факты свидетельствуют, что рыхлые отложения Пай-Хоя нельзя рассматривать однобоко, только с «гляциолистических» или только с «маринистических» позиций. На данной территории были и морские трансгрессии Полярного бассейна и покровные оледенения.

В основу расчленения плиоцен-четвертичных отложений территории листа положена «Легенда Южно-Карской серии листов ГК-1000, 2008» составленная с учетом обеих точек зрения. За основу корреляции взята Уральская региональная схема IV УМСС [155].

На акваториальной площади листа плиоцен-четвертичные (N_2-Q) отложения с региональным несогласием непрерывным плащом перекрывают все нижележащие образования. Их мощность здесь в среднем составляет 58 м, сокращается на участках длительной денудации до 10 м и превышает 125 м в компенсированных осадконакоплением палеоврезах.

В отличие от сухопутной части исследуемой территории, где для характеристики вещественного состава отложений, определения их генезиса и возраста имеются многочисленные скважины и естественные обнажения, на акватории пробурена лишь одна инженерно-геологическая скважина глубиной 50 м в границах Западно-Шараповской структуры, вскрывшая четвертичные отложения далеко не на всю мощность. Донное опробование, проведенное ОАО МАГЭ в районе исследований, в силу своей малой глубинности дает представление о строении практически лишь голоценовых осадков. В связи с этим расчленение неоген-четвертичного разреза и его характеристика выполнялись по материалам сейсмоакустического профилирования с использованием сеймостратиграфического и сеймофациального анализов. Также привлекалась и существующая информация по прилегающей суше и сопредельной акватории, что позволило с разной степенью обоснованности предположить вещественный состав, генезис и возраст выделенных комплексов.

В связи с различиями как в степени детальности картирования неоген-четвертичных отложений, так и фациальных обстановок их формирования, описание их приводится по районам, отдельно для сухопутной части территории листа и отдельно для шельфа.

Полярный Урал, Пай-Хой, Печорская низменность

На территории представлены части трех литолого-фациальных районов: Приарктической области морских трансгрессий, Пайхойско-Усинского района и Кожимско-Щучьинского района.

Приарктическая область морских трансгрессий охватывает прибрежную полосу Печорского и Карского морей до абсолютных отметок 100–110 м и характеризуется широким распространением морских отложений позднего плейстоцена, которые формируют первую и вторую морские террасы и поля развития на современном эрозионном срезе морских отложений стрелецкого (казанцевского) возраста.

Пайхойско-Усинский район охватывает центральную часть Пайхойского поднятия, Коротайхинскую депрессию и Адзвьинско-Коротайхинский водораздел. На дневной поверхности распространены преимущественно ледниковые отложения среднего и позднего плейстоцена.

Кожимско-Щучьинский район представлен горной частью Полярного Урала, в пределах которого преобладают образования склонового ряда и морены горнодолинных и каровых ледников.

НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА, МИОЦЕН–ПЛИОЦЕН НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ

Элювий и делювий (e, dN). **Элювиально-делювиальные** образования вскрыты многими картировочными скважинами под покровом перекрывающих более молодых плиоцен-четвертичных отложений. Гипсометрический интервал распространения данных отложений изменяется в пределах 0–160 м. Состав отложений полностью зависит от подстилающих пород. Основной объем составляют щебень и дресва с примесью супесей и суглинков. Возраст принят неогеновым на основании положения в разрезе под верхнеплиоценовыми или эоплейстоценовыми отложениями. Кроме того, элювиальные и делювиальные образования неогена могли сохраниться на ряде водораздельных поверхностей выравнивания. Мощность до 2–5 м.

НИЖНИЙ–СРЕДНИЙ ПЛИОЦЕН

Варкашорский аллювий (aN₂vr). Название таксона принято по руч. Варкашор, левому притоку Силовыха. Песчано-гравийные смеси с галькой, валунами, прослоями алевритов и разнозернистых песков, заполняющие тальвеги глубоковрезанных долин, выявлены при производстве картировочного бурения на Кара-Силовской площади [269]. Отложения показаны только на схеме корреляции. В составе грубообломочного материала доминируют местные типы палеозойских пород. Абсолютные отметки тальвегов палеодолин по имеющимся материалам составляют 80–100 м, мощность перекрывающих рыхлых осадков достигает 80–100 м. Максимальная мощность аллювия (18 м) вскрыта скв. С-12. Также к варкашорскому аллювию нами отнесены аллювиальные отложения палеодолины р. Силовыха, вскрытые скважинами С-1 и С-41, которые А. С. Микляевым [273] предположительно выделялись в качестве буреданшорского аллювия нижнего миоцена. Реальные основания для отнесения их к миоцену отсутствуют.

Аллювиальные отложения представлены серыми, иногда темно-серыми (почти черными) песчано-дресвяно-гравийными смесями с галькой и валунами. Размер последних иногда превышает 0,5 м. Разноокатанный обломочный материал представлен местными типами пород: силицитами, фтанитами, глинисто- и углеродисто-глинисто-кремнистыми сланцами, кремнистыми известняками. Реже присутствуют песчаники, диабазы,

жильный кварц. В верхних частях разреза присутствуют прослои темно-серых песчанистых алевроитов (0,2–0,4 м) и черных разнородных песков (до 4,5 м). В подошве иногда встречаются прослои (до 1,1 м) желтовато-коричневых песчано-гравийных смесей.

В большинстве изученных разрезов аллювиальные отложения залегают на цоколе палеозойского фундамента. Во всех вскрытых разрезах аллювий перекрывается алевроитами колвинской серии. Раннеплиоценовый возраст аллювия принят по положению в вертикальном разрезе кайнозойских отложений.

НИЖНИЙ–ВЕРХНИЙ ПЛИОЦЕН

Колвинская серия (mN_2kI) выделена Б. Л. Афанасьевым и др. [10] в ранге свиты. В 1990-е годы детальные исследования плиоценовых отложений в Большеземельской тундре послужили основанием для выделения в ее составе морских гаревской, хорейверской и ледово-морской лыммусюрской свит [214, 215] и перевода колвинской свиты в ранг серии. По нашему мнению, обоснованность данной схемы недостаточна, так как в состав колвинской свиты безосновательно была включена отсутствующая в стратотипе и чужеродная ей по составу толща ледово-морских валунных суглинков лыммусюрской свиты, которые обычно ранее относились к роговской свите и в качестве хорейверской свиты выделены хорейверские слои, которые в стратотипической скважине для колвинской свиты (скв. СДК-80) относились к падимейской свите [12]. Поэтому на территории листа нами выделяется колвинская серия нерасчлененная, которая показана только на схеме соотношений.

Колвинские морские осадки вскрыты в целом ряде картировочных скважин и горными выработками в бортах речных долин при ГС-50 [270], ГДП-50 [269], ГГК-200 [264]. Основной объем свиты 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 тонкозернистых песков. В алевроитах содержания псаммитовой, алевроитовой и глинистой фракций составляют соответственно 19–24; 30–46 и 20–30%.

Также к колвинской свите нами отнесены зеленовато-серые алевроиты с банковыми скоплениями тонкостенных раковин *Propeamussium groenlandicum* Sow., *Nucula tenuis* (Mont.), *Joldiella lenticula* (Moll.) и др. и комплексами фораминифер, вскрытые скважинами картировочного бурения (С-9 и С-25) на Кара-Силовой площади [269], которые, по нашему мнению, безосновательно были отнесены авторами к лыжской свите среднего миоцена.

В качестве характерных особенностей и обоснования морского генезиса колвинской свиты отмечаются многовидовые (до 30–40 видов) многочисленные (до 10–30 тыс экз. в пробе) комплексы фораминифер. В количественном отношении преобладают кассидулины (до 45%): *Cassidulina subacu-*

ta (G u d.), *Cassidulina remiformis* (N o r w.) и ретроэльфидиумы (до 26%): *Retroelphidium atlanticum* (G u d.), *R. subclavatum* (G u d.), *R. obesum* (G u d.). Обильно (до 7%) представлены хайнезины: *Haynesina orbicularis* (B r a d y), *H. asterotuberculata* (V o o r t h.), *H. parva* (G u d.), букцеллы: *Buccella frigida* C u s h m., *B. hannai arctica* (V o l o s h i n.), *B. inusitate* A n d., *B. troitzkii* (G u d.), *Alabaminioides mitis* (G u d.), *Cibicides rotundatus* S t s c h e d r. и др.

Для многих разрезов в бассейне рек Кара и Силоваяха приводятся также сборы большого количества видов морских моллюсков, включая массовые скопления целых хрупких тонкостенных раковин *Propeamussium groenlandicum* S o w., *Joldiella lenticula* (M o l l.).

По заключению Л. В. Деревяно, в период осадконакопления на территории преобладали полынно-лебедовые степи с участием леса по долинам рек, затем хвойные леса с незначительным участием теплолюбивых форм, что характерно в регионе для колвинского времени и также определяет плиоценовый возраст отложений [139].

Согласно Региональным схемам четвертичных отложений Восточно-Европейской платформы (1986) свита относится к нижнему неоплейстоцену.

По результатам палеомагнитных исследований керна скважин ПМ-1 (истоки р. Морею) [215] и ВК-2519 (Воркутинский район) [46] плиоценовый возраст отложений колвинской свиты определяется их принадлежностью к палеомагнитной ортозоне Гаусс и верхней части зоны Гилберт, что и является основным обоснованием ее ранне-позднеплиоценового возраста.

В большинстве изученных разрезов отложения колвинской серии залегают с угловым несогласием на дислоцированных палеозойских комплексах. В редких случаях в палеодолинах они подстилаются варкашорским аллювием. Интервал абсолютных отметок развития отложений колвинской серии 7–180 м. Мощность до 32 м (скв. С-6).

ВЕРХНИЙ ПЛИОЦЕН

Падимейская серия (*gmN₂pd*). В ранге свиты выделена Б. Л. Афанасьевым и др. [10]. В стратотипе и опорных разрезах Большеземельской тундры за пределами листа в составе стратона выделяются морские пески с прослоями алевритов, комплексами морских моллюсков *Serripes groenlandicum* (B r u g.), *Cyrtodaria angusta* (N e s t. e t W e s t.) и др. видами, известными под названием «циртодариевые слои».

На Пай-Хое по сходным литоассоциациям, их положению в вертикальном разрезе и комплексам органических остатков в ранге падимейской свиты выделялась [266, 264, 269] толща песков с прослоями алевритов, содержащая «падимейские» комплексы фораминифер и морских моллюсков.

Вскрыта в основном в скважинах, на карте показана в бортах глубоко-врезанных долин рек Юрьяха, Хейяха, Нядэятау.

В низовьях р. Янгарей к падимейской свите В. С. Зархидзе [63] относил также обнажающиеся в бортах долины «подроговские» песчано-глинистые отложения с массовыми скоплениями *Cyrtodaria jennisseae* S a c h s.,

C. kurriana Dank., *Mytilus edulis* L., *Astarte borealis* Chemn., *Cyprina islandica* L. и др. видами моллюсков.

Комплексы фораминифер бедные (до 14 экз. девяти видов), представлены стандартно-невыразительными видами: *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.

В качестве типового разреза для Пай-Хоя рассматривается толща слоистых песков, вскрытая скв. С-6 в интервале глубин 12–40 м, где она залегает на отложениях колвинской серии и перекрывается роговскими алевритами [273].

Согласно Региональным схемам четвертичных отложений Восточно-Европейской платформы (1986) вместо падимейской серии выделяются полярно-бугринская и сяттейская толщи, которые условно отнесены к нижнему неоплейстоцену.

По результатам палеомагнитного датирования в скв. ПМ-1 возраст предполагается позднеплиоценовым [215, 302]. Мощность до 28 м.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА, ЭОПЛЕЙСТОЦЕН– НИЖНИЙ НЕОПЛЕЙСТОЦЕН

Роговская серия (gmE-Irg). Выделена Б. Л. Афанасьевым и др. [10] в ранге свиты с названием по р. Бол. Роговая (бассейн Усы, Большеземельская тундра).

На Пай-Хое и в прилегающих районах в составе роговской свиты традиционно выделялись темно- и синевато-серые оскольчатые алевриты с переменным содержанием мелкой гальки и валунов («валунные суглинки»), разрезы которых вскрыты в бортах глубоковрезанных водотоков или скважинами картировочного бурения. На карте показаны с преувеличением масштаба только некоторые из них. Известны также выходы отложений роговской свиты на водораздельных участках с абсолютными отметками более 180–190 м, где они часто перекрыты разорванным чехлом вашуткинских песков. Наиболее представительные разрезы вскрыты скважинами С-20 (интервал 5–53 м) и С-41 (интервал 0–63 м), где в основании отмечаются базальные слои гравийно-галечных отложений (0,3–0,5 до 3–4 м) или алевриты с повышенным содержанием (до 20–30%) галечно-валунного материала. Основную часть разрезов слагают «оскольчатые», иногда горизонтальнослоистые алевриты с включениями (5–20%) гравия, гальки и валунов. Характерно присутствие точечных, линзо- и гнездовидных остатков мучнисто-белых глин, которые интерпретируются в качестве остаточных реликтов размытых кор выветривания. Эпизодически встречаются прослойки, линзы песков с примесью гравийно-галечного материала. По имеющимся сведениям для всех изученных разрезов приводятся бедные (до 10 видов) невыразительные комплексы фораминифер, представленные «транзитными» видами: *Retroelphidium atlanticum* (Gud.), *Nonionella labradorica* Daws., *Cibicides rotundatus* Stschedr., *Cassidulina subacuta*

(G u d.), *Planocassidulina norcrossi* N o r g v., *Buccella frigida* C u s h m. и др. Из редких сборов морских моллюсков определены *Mya truncata* L., *Hiatella arctica* L., *Astarte borealis* C h e m n. и др.

Ледниково-морской генезис роговской серии обосновывается находками комплексов фораминифер, пелелипод, положительными определениями палеосолености по методу Стадникова, наличием в суглинках аутигенных пиритовых конкреций и вивианита, характеризующих бассейновые условия осадконакопления. В современных северных морях продолжают накапливаться аналогичные диамиктоны.

Сторонники континентально-ледникового происхождения диамиктонов роговской серии считают вышеперечисленные факты несущественными, а фауну и конкреции – переотложенными ледником из более древних морских образований.

Возраст серии основывается на палеомагнитных исследованиях, проведенных в скв. ВГК-10 и др. на территории листа Q-41 [46], по данным которых она относится в основном к ортохрону Матуяма. Верхи серии условно отнесены к раннему неоплейстоцену [302].

Мощность до 50–60 м.

НИЖНИЙ НЕОПЛЕЙСТОЦЕН

Вашуткинская серия (m, amIvš). В ранге свиты выделена Б. Л. Афанасьевым и др. [10] с названием по Вашуткиным озерам (север Большеземельской тундры). Дополнительные сведения по составу и комплексам органических остатков вашуткинской свиты приводятся в работе В. С. Зархидзе [63].

Отложения представлены кварцевыми песками с прослоями гравийно-галечных отложений, иногда алевритов, встречаются на современных гипсометрических уровнях от 120–130 м и до 200 м. В основном они обнажаются в глубоковрезанных бортах речных доли (например, р. Янгарей) и на карте не показаны. На дневной поверхности наиболее широко картированы на южной рамке листа в районе Вашуткиных озер, где они являются «рельефообразующими» на абсолютных отметках около 150 м, а также на водоразделе р. Табью и Нензаяха (абс. отм. 200 м). Однако в обоих случаях они являются по существу «откопанными» из-под позднеплейстоценовой покровной ханмейской морены. Признаком этого являются развалы на поверхности эрратических моренных валунов и нередко гляциодислоцированность самих вашуткинских песков. Местами пески являются, по-видимому, основным источником песчаного материала для матрикса морены, поэтому последняя имеет существенно песчаный характер и ранее при картировании нередко объединялась с собственно вашуткинской свитой. Поэтому на картах предшественников (например листе R-(40)–42) поля вашуткинской свиты показаны весьма обширными.

В вашуткинских песках отмечаются сборы морских моллюсков: *Astarte borealis* C h e m n., *A. montagui* D i l l w., *A. crenata* (G r a y), *Mya truncata* L., *Hiatella arctica* L. на Центральном Пай-Хое и в бассейне р. Янгарей в пределах гипсометрических уровней от 100 до 200 м [63] и *Neptunea borealis*

Phill в районе гряды Силова–Мусюр на высоте 200 м над уровнем моря [129, 32]. По имеющимся результатам микрофаунистических анализов отмечаются редкие раковины фораминифер широкого возрастного диапазона. Поэтому генезис отложений предполагается морским (аллювиально-морским). Ранненеоплейстоценовый возраст отложений вашуткинской свиты принимается в соответствии с Легендой [302] и данными интерпретации палеомагнитного опробования по скв. ПМ-1 [215].

В районе водораздела р. Табью и Нензаяха нами проведено палеомагнитное опробование разреза песков мощностью более 14 м предположительно вашуткинской серии, выступающих из-под моренных отложений. По данным исследований в лаборатории А. Н. Храмова, для них характерно чередование прямой и обратной (преобладает) намагниченности, что указывает на формирование в течение ортохрона Матуяма и таким образом на эоплейстоценовый возраст. Ввиду отсутствия в данных песках находок морских моллюсков на карте возраст вашуткинской серии пока оставлен в прежнем варианте.

Максимальная мощность (до 40 м) вскрыта скв. 30.

С а р м а ю с к а я т о л щ а (am, laIsr). Показана на карте к западу от Паэмбойской возвышенности, а также вскрыта картировочными скважинами [139] по южной рамке листа на правом берегу р. Кара. Залегает на роговской свите и некоторыми авторами рассматривается в качестве верхней, регрессивной, ее части [153].

Сложена тонкими песками, суглинками, супесями, иногда глинами. Для отложений характерна разнообразная слоистость. Серии косослоистых прослоев чередуются с горизонтально залегающими слоями; в низах разреза преобладают горизонтальная, слабонаклонная или волнистая слоистость. Вверх по разрезу, где толщина становится грубозернистой, слоистость приобретает более сложный, в целом косослоистый характер. Верхи разреза крайне неоднородны по литологическому составу. Как по вертикали, так и по горизонтали песчано-гравийно-галечные отложения часто переходят, за счет обогащения суглинистым материалом, в мореноподобные суглинки и супеси, содержащие мелкие линзы песка и гравия.

Остатков морской фауны и фораминифер описываемая толщина не содержит. В песках изредка содержатся спикулы губок, радиолярии, морские водоросли – мелозиры и пресноводные диатомеи. Спорово-пыльцевые спектры показывают преобладание до 50% пыльцы древесных пород. В группе кустарниковых растений преобладают пыльца карликовой березы, ольхи, ивы. Из травянистых – пыльца злаковых и разнотравья. Среди спор в различных разрезах фиксируется то преобладание спор мхов, то спор папоротников. На основании вышеизложенных данных генезис отложений трактуется как аллювиально-морской, аллювиально-озерный. Возраст свиты принят условно по положению над роговской серией. Мощность до 15 м.

СРЕДНИЙ НЕОПЛЕЙСТОЦЕН

Сылвицкий горизонт. М а р и н и й (mIIsI). Отложения установлены и описаны пока только в единственном разрезе на мысе Шпиндлер (южное

побережье Байдарацкой губы, в районе устья р. Хубгъяха) [218] и показаны только на схеме соотношений.

В нижней части представлены толщей (более 5 м) темно-серых слоистых диамиктонов (глин и алевроитов с редким взвешенным в основном глинистым матриксе мелким не штрихованным гравием), обнаженной в основании берегового обрыва. Толща содержит большое количество фауны моллюсков (*Macoma calcarea*, *Nuculana minuta*, *Mytilus edulis*, *Ciliatocardium ciliatum*, *Balanus crenatus*), захороненной в том числе в прижизненном положении, что не оставляет сомнения в морском, мелководно-морском происхождении осадков. Кроме того, определены фораминиферы хорошей сохранности: *Buccella frigida*, *Elphidium excavatum*, *Islandiella helenae*.

Вверх по разрезу глинистые отложения сменяются толщей (более 5 м) чередования слоев (до 20 см) косослоистых песков и тонкопараллельного (по 5 см) переслаивания песков и глин. Косослоистые пески развиты не повсеместно и залегают на эродированной поверхности нижней толщи глин, вторые постепенно их сменяют. Глинистые прослои содержат *Nuculana minuta* в прижизненном положении. Обстановка накопления верхней толщи интерпретируется как подводная часть дельты [218].

Очевидно, что морской бассейн, в котором формировались осадки, был не холоднее современного. Вся толща осадков гляциодислоцирована.

Сылвицкий возраст предполагается по положению под среднеплейстоценовой мореной. Выявление сылвицкого мариния является очень важным фактом, свидетельствующим в пользу неоднократности так называемых «бореальных» трансгрессий на северных побережьях России. Мощность более 10 м.

А л л ю в и о м а р и н и й (amllsl). Установлен и описан пока также только в единственном разрезе на мысе Шпиндлер [218]. Показан только на карте с преувеличением масштаба и на схеме соотношений.

Сложен толщей хорошосортированных волнистослоистых песков с различными типами ряби, переслаивающихся с отдельными слоями (до 15 см) косослоистых песков. Вверх по разрезу пески становятся грубыми, мощность слоев возрастает до 0,5 м. Отдельные слои в ложбинах ряби содержат растительный детрит (мелкие фрагменты древесины и мох). Толща несет все признаки формирования в приливо-отливной зоне дельты реки. Осадки гляциодислоцированы. Сылвицкий возраст предполагается по положению под среднеплейстоценовой мореной. Мощность до 25 м.

А л л ю в и й (allsl). Показан только на схеме соотношений. Вскрыт в картировочных скважинах С-18 и 25 [269], которые приурочены к палеодолинам руч. Флюоритовый и р. Мадага. Фактически предполагается развитие данных отложений во всех палеодолинах крупных рек. Представлены гравийно-мелкогалечными смесями с валунами, супесями и разнозернистыми песками. Обломочный материал хорошо окатан, разного состава, залегают на цоколе палеозойских пород или более древних неоген-четвертичных отложениях. Верхние (пойменные) фации представлены слоистыми серыми, буровато-серыми глинистыми песками с дресвой, гравием и галькой и перекрываются среднеплейстоценовой мореной.

Мощность аллювия в изученных разрезах на территории листа составляет 6 м. Восточнее в палеодолине р. Нярма вскрытая мощность древнего аллювия достигает 28 м [274].

Среднеуральский надгоризонт. Морена (gIIsu) достаточно широко распространена на денудационных склонах и бортах долин, нередко слагает также цоколи аллювиальных террас крупных рек – Коротайхи и ее притоков; Кары, Нгэбэтаяхи, Сопчаю; слагает цоколи первой и особенно второй морских террас южного побережья Байдарацкой губы.

Сложена мерзлыми серыми, серовато-бурыми, очень плотными оскольчатыми суглинками, алевритами и супесями с взвешенными в основной массе разноокатанными (в основном плохо) гравием, галькой (преобладает) и валунами, часто расколотыми и со шрамами. Количество обломочного материала не превышает 15–30%. Валунуны, как правило, не отличаются большими размерами, в среднем не более 15–20 см в поперечнике. В нижних частях разреза обломочного материала больше. Ввиду того, что морена обнажена в основном на денудационных склонах, собственно ледниковые формы рельефа практически не сохранились. В Предуральской части среднеплейстоценовая морена выделена по дешифрированию в эрозионно-денудационных окнах среди полей позднеплейстоценовой ханмейской морены по гладкому рисунку фотоизображения. Распространенность морены по площади указывает, что она, несомненно, имела покровный характер.

На побережье в составе морены как нами, так и другими исследователями [218] были встречены линзы мертвого льда мощностью от 1–2 до 10 м. Нижний контакт морены здесь резкий несогласный. Морена содержит отторженцы гляциодислоцированных мерзлых песков, вероятно, подстилающего сыльвицкого горизонта. В составе диамиктона отмечаются парные и отдельные створки раковин моллюсков, что указывает на то, что морена сформирована в том числе и за счет морских осадков шельфа Карского моря [218].

Состав обломочного материала в морене проанализирован нами в уступах морских террас Байдарацкой губы. По составу: известняки (20%), в том числе много органических (коралловых, амфиопоровых, криноидных), пермские полимиктовые песчаники (20%), полимиктовые алевролиты (20%), меловые глауконитовые песчаники (20%), остальное экзотика (розовые кварциты, граниты, полимиктовые рыхлые гравелистые песчаники). Обращает на себя полное отсутствие яшмоидов, кремней, долеритов сланцевой зоны Центрального Пай-Хоя. Все это говорит о наибольшей вероятности северного (новоземельского) источника обломочного материала в морене.

На северо-восточном склоне Пай-Хоя в разрезах среднего течения р. Сопчаю также преобладают маловалунистые морены. Размеры валунов обычно небольшие (до 10–15 см). В составе валунов основную часть оставляют полимиктовые песчаники и алевролиты перми из Карской впадины, глауконитовые песчаники мела, отмечаются обломки аллогенных брекчий Карской астроблемы. Обращает на себя внимание отсутствие валунов из осевой зоны (прежде всего хойтальбейских долеритов).

По результатам микрофаунистических анализов отмечаются немногочисленные экземпляры вероятно переотложенных фораминифер *Protelphidium orbiculare* Brady, *Criboelphidium goesi* Stschedr., *Retroelphidium propinguum* (Gud.), *Trochamina* sp. и др. В спорово-пыльцевых спектрах доминируют (до 80%) переотложенные неогеновые формы [273]. Среднеоплейстоценовый возраст морены определяются ее положением под морскими отложениями стрелецкого горизонта. Мощность морены до 40 м.

Флювиогляциал (fIIsu). Показан только на схеме соотношений. На местности достоверно установлен под среднеоплейстоценовой мореной в обрыве побережья в районе урочища «Изба Русанова». Фактически, вероятно, был развит значительно шире. Сложен промытыми чередующимися слоистыми гравелитистыми и грубозернистыми полимиктовыми песками с галькой и редкими плохоокатанными валунами. Внизу преобладают тонкослоистые мелкозернистые полимиктовые пески. По простираю толща переходит в промытые гравийно-валунно-галечные отложения практически без наполнителя. Петрографический состав валунов аналогичен описанному выше в морене, что является и обоснованием для возраста. Вскрытая мощность более 2 м. Флювиогляциальные отложения предположительно среднего неоплейстоцена описаны также в районе среднего течения р. Бруссяха, где они сложены косослоистыми грубыми песками с прослоями гравийных. Мощность до 10 м.

ВЕРХНИЙ НЕОПЛЕЙСТОЦЕН

Стрелецкий горизонт. Мариний (mIIIst). Представлен преимущественно желтовато-серыми кварцевыми песками с примесью гравия и мелкой гальки, широко развитыми на уплощенных поверхностях приморской террасированной равнины с современными абсолютными отметками от 70 до 90–100 м. Опорный разрез изучен В. С. Зархидзе [249] в борту долины р. Амдерма.

Пески разнотипные: косослоистые, параллельнослоистые, перистослоистые, линзовиднослоистые и др. Местами гляциодислоцированные. Традиционно данная поверхность рассматривается как третья или четвертая морская терраса [249, 273], однако в геоморфологическом смысле террасой на современном эрозионном срезе она не является. На поверхности песков, как правило, наблюдаются высыпки плохоокатанных моренных валунов и пятна морены или гравийно-галечного флювиогляциала с резким эрозионным нижним контактом. Местами пески гляциодислоцированы. Таким образом, данные отложения являются, по нашему мнению, «откопанными» из-под тонкого покрова ханмейской морены на склонах Карского побережья, Коротайхинской депрессии и долины нижнего и среднего течения р. Кара.

В. С. Зархидзе приводит сборы многочисленных раковин – *Maetra elliptica* (Brown.), *Cyprina islandica* L. и др. В долине р. Коротайха из толщи песков определены многочисленные *Malcoma calcarea* Chemn., *Mytilus edulis* L., *Serripes groenlandicus* (Chemnitz), *Cardium cialitum*

Fabr и др. [33]. Сходные разрезы с комплексами морских моллюсков приводятся в материалах геологосъемочных работ м-ба 1:50 000; кроме того, отмечаются представительные комплексы фораминифер с преобладанием *Cibicides rotundatus* Stschedr., *Buccella frigida* Cushman., *Melonis zaandamae* Voorb., *Astrononion gallovayi* Loebler et Tapp. В материалах ГКК-200 [264] отмечаются также в качестве характерных единичные экземпляры *Fissuzina semimarginata* (Reuss.), *Globulina gibba* Orb., *Pyzgo williamsoni* (Silv.). Спорово-пыльцевые спектры (хвойные, береза, ольха, бук, орех) характеризуют наиболее теплый климатический этап в геологической истории позднего квартера.

Совокупность вышеприведенных признаков позволяет рассматривать данные отложения как результат морской «бореальной» (сулинской, микулинской, казанцевской в разных районах) трансгрессии и обуславливает отнесение данных осадков к стрелецкому горизонту по Уральской схеме. Мощность до 30 м.

Аллювийомариний (amIIIst) выделен в верхних участках долины р. Кара, также описан в нижних частях разреза морских отложений на мысе Шпиндлер [218]. Сложен параллельно- и косослоистыми гравелистыми песками, массивными песками и песками с рябью. Встречаются угольная крошка, обломки древесины, отмечается находка ребра мамонта. Отложения интерпретируются как дельтовые. Разрез, возможно, также гляциодислоцирован, хотя необходимо отметить, что на побережье интенсивно проявлены и современные оползневые процессы, обусловленные сползанием верхнего оттаявшего слоя по мерзлоте и вызывающие сходные с гляциодислокациями складчатые деформации.

Радиоуглеродные датировки AMS ^{14}C показывают запредельные даты – более 40 тыс. лет.

Проведенное датирование абсолютного возраста методом оптически стимулированной люминесценции (OSL) дало неоднозначные результаты – от 120 до 189 ± 19 тыс. лет [218]. При этом очевидно, что данные осадки, по крайней мере, не моложе стрелецкого горизонта. Мощность более 25 м.

Лимноаллювий (laIIIst) развит в основном в юго-восточной части листа выше абсолютных отметок 100 м. Вскрывается в бортах долин Ярейю и Хальмерьшор и ряда ручьев. Сложен песчаным и песчано-гравийным материалом – грубозернистым в нижней части и мелкозернистым – в верхней. Слоистость косая, волнистая, неправильно-линзовидная, в верхней части переслаивание тонкогоризонтальнослоистых песков и супесей. С резким контактом перекрываются ханмейской мореной. Возраст принят по положению в разрезе. Мощность от 15 до 20 м.

Ханмейский горизонт. Ханмейская морена (gIIIhn). Ледниковые образования ханмейского горизонта широко развиты в пределах территории и представлены мореной покровного оледенения и моренами горнодолинного оледенения. Покровное оледенение представлено основной мореной Пай-Хоя с «языками» Харбейской и Карской морен [5], в пределах которой выделяются многочисленные стадиальные гряды и конечно-моренные образования вокруг возвышенности Паэмбой и на границе с горной

зоной Полярного Урала. Фрагменты горно-долинных морен закартированы в пределах долин р. Очетывис и Бол. Лядгей.

Покровная морена сложена суглинками, супесями, в ряде случаев в значительной степени песчаным материалом в зависимости от состава подстилающих пород с обилием плохоокатанных валунов, гальки, дресвы различного петрографического состава. Характеризуется хорошо выраженным бугристо-западинным рельефом.

В результате анализа петрографического состава валунов из Карской (Хальмерьюской) морены в бассейне верховьев р. Кара были получены независимые подтверждения высказанной ранее В. И. Астаховым, Ю. И. Свенсенем, Я. Мангерудом и др. [217, 219, 221] точки зрения о движении Карского ледника с Пай-Хоя на юг, в том числе и о выдвигании его отдельных языков вверх по долинам рек. Бол. Кара и Очетывис в горы [190]. В моренах, выполняющих их троговые долины, врезанные в позднерифейские вулканогенные образования бедамельской серии, установлено до 30% валунов известняков, развитых в коренном залегании в предгорьях Полярного Урала в 30–50 км к западу и северу. Среди них уверенно узнаются рифогенные мраморизованные известняки Нярминского рифа позднесилурийско-раннедевонского возраста, темно-серые известняки турне и визе буреданской свиты. Отмечаются также марганцовистые яшмы громашорской свиты, углисто-кремнистые сланцы и петельчатые известняки оюской, ливановской и харотской свит. Первые две развиты в сланцевой зоне Пай-Хоя, последняя – в составе Карско-Нярминского паравтохтона, также значительно западнее современного местоположения проанализированных валунов. В долинах рек Бол. Кара, Очетывис нами закартированы конечно-моренные валы, обращенные выпуклой стороной в горы, и серия перигляциальных зандров, наклоненных по периферии конечно-моренных валов к востоку, разгрузившихся в подпрудные озера и систему сквозных долин, по которым разгрузка талых ледниковых вод происходила на восточный склон в бассейн р. Щучья.

К юго-западу от Пай-Хоя в составе Харбейской морены характерно повсеместное присутствие плохоокатанных валунов полимиктовых песчаников и гравелитов перми (не менее 30% от общего количества), известняков карбона (до 30% от общего количества), развитых на юго-западном борту Пайхойского антиклинория. Среди известняков узнаются характерные органогенно-детритовые разности с фауной крупных брахиопод, характерных для сартъюской свиты визе–серпухова. В меньшем количестве в морене здесь присутствуют породы осевой зоны Пай-Хоя: черные кварцито-песчаники падейской свиты, глинистые известняки сопчинской свиты, габбро-долериты и долериты хенгурского комплекса. В разрезах среднего течения р. Хейяга долериты составляют уже до 20%. В мелкой щебнисто-галечной фракции преобладают черные кремни и кремнистые сланцы, редко марганцовистые яшмоиды громашорской свиты. Встречаются также отдельные, как правило, лучше окатанные валуны неясного происхождения, представленные розовыми и сиреневыми кварцито-песчаниками и конгломератами, порфиоровыми гранитами с калиевым полевым шпатом.

В составе моренных валунов осевой зоны Пай-Хоя (верховья р. Хейяга) преобладают габбро-долериты хойтальбейского комплекса и их контактовые роговики (напоминающие внешне осветленные полосчатые микрокварциты), а также кремнистые породы сланцевой зоны. Известняки здесь практически отсутствуют.

В нижнем течении р. Кара в районе устья р. Брусьяха в составе валунов абсолютно преобладают пермские полимиктовые песчаники и алевролиты кечпельской свиты, развитой в коренном залегании севернее. Кремни и другие породы сланцевой зоны присутствуют в подчиненном количестве. Всего в 15 км к югу ниже устья р. Нерусовой-Яха, в морене, слагающей здесь цоколи первой и второй аллювиальных террас, уже преобладают валуны известняков Буреданского рифа, что хорошо согласуется с их развитием в коренном залегании в этом районе.

Состав моренных валунов на водоразделе рек Саяха–Табью, Табью–Нензаяха уже совершенно иной и напоминает таковой в среднеплейстоценовой морене побережья. До 40% составляют полимиктовые песчаники перми, 20% – известняки, единично граниты с калиевым полевым шпатом, глауконитовые песчаники мела.

Приведенные выше факты по составу и распространению валунов различных формационных комплексов указывают на вероятное движение ледниковых масс в раннем валдае со стороны Карского шельфа через осевую часть Пай-Хоя на юго-запад и юг вдоль Западного склона Полярного Урала. В этом направлении происходит последовательное обогащение морен валунами подстилающих коренных пород. Конечные гряды морен уверенно дешифрируются на аэро- и космоматериалах.

В области денудационного склона побережья Байдрацкой губы и склонов Коротайхинской депрессии ханмейская морена почти полностью денудирована и сохранилась в виде пятен незначительного размера и развалов эратических валунов. В этих районах на карте она показана штриховкой по подстилающим более древним образованиям, которые даны цветом.

Для горно-долинных морен характерен более грубообломочный валунно-глыбово-щепнистый состав обломочного материала. Петрографический состав его полностью отражает области питания ледников в водораздельной полосе Полярного Урала.

Мощность ханмейских морен от первых метров до 20–40 м в конечно-моренных структурах.

Ханмейский флювиогляциал (fIIIhn) широко развит по периферии ханмейских конечных и стадияльных морен, где он слагает характерные перигляциальные зандры, наклоненные в стороны от конечно-моренных и стадияльных валов, а также внутри морен, где образует гряды типа озов и серии камовых холмов. Хорошо дешифрируется на АФС по светлому линзовидно-струйчатому фоторисунку. Типичные озы описаны по правому борту долины р. Кара, ниже устья р. Брусьяха, в верховьях Брусьяхи, на западном берегу оз. Путьто. Гигантский оз протяженностью более 45 км протягивается по водоразделу рек Хейяха и Юрьяха. Обширная область развития масштабных камовых холмов высотой до 50 м находится в верховьях р. Буреданью на левобережье р. Силоваяха.

Флювиогляциальные отложения варьируют по составу. В зандрах верхнего течения р. Путьяраяха, «на плечах» бортов долины р. Сааяха они представлены преимущественно переслаиванием неравномернозернистых и грубозернистых песков с гравием. Характерны многочисленные эрозионные ложбины. В озе на левобережье оз. Путьто – это преимущественно промытые плохоокатанные галечно-гравийные отложения. В других – наблюдается мелкоритмичное чередование пеков, гравелистых песков, гравийно-галечных отложений с параллельной и косой слоистостью.

По бортам долины Коротаихи выделяется флювиогляциальная поверхность на уровне третьей надпойменной террасы высотой 40–50 м над урезом воды, которая вероятно формировалась в завершающую стадию ханмейского оледенения. Сложена чередованием промытых песков, гравелистых песков с галькой.

Возраст отложений принимается по соотношению с основной мореной также ханмейским. Мощность флювиогляциальных отложений от первых до 50 м и вероятно более в крупных камах.

Ханмейский гляциолимний (lgIII^{hn}) выделен предположительно на левобережье Кары, где дешифрируется по космоматериалам и рельефу. Это относительно ровная гладкая поверхность на абс. отметках 130–150 м, образованная в тылу стадияльного конечно-мореного вала Карского (Хальмерьюского) языка морены. По аналогии с гляциолимническими образованиями южнее на р. Мал. Уса (лист Q-41) вероятно это осадки подпруженного конечно-моренным валом озерного бассейна. По данным предшественников, разрезы представлены чередованием слоистых песков, в верхней части – озерно-болотные осадки, торф. Мощность до 5 м.

Невьянский горизонт. Мариний второй морской террасы (m²III^{nv}). Слагает террасовидные уплощенные поверхности вдоль всего морского побережья Печорского и Карского морей на абс. отметках от 30 до 50 м. Отложения представлены преимущественно разнообразными белыми и буровато-желтыми тонкозернистыми песками с прослоями серых алевритов. На о. Вайгач в составе осадков описаны также горизонтально-слоистые синевато-серые глины, переслаивающиеся с супесями и песками.

На правом берегу р. Пульседаяха нами описан следующий разрез террасы. На цоколе, сложенном среднеплейстоценовой мореной, представленной серыми плотными суглинками с мелкими валунами и галькой, залегает толща (около 3 м) переслаивания по 15–20 см тонко-мелкозернистых песков и серых алевритов, сверху срезанная пачкой гравелистых песков. Верхняя часть разреза сложена чередованием слоев (по 15–40 см) массивных белесых песков, линзовиднослоистых песков с текстурами ряби, косослоистых песков, тонко-параллельнослоистых песков с редкими прослоями серых алевритов со следами биотурбаций. Общая мощность толщи песков над мореной около 8 м.

В разрезах юго-восточного побережья о. Вайгач отложения террасы сложены толщиной (10–12 м) серых супесей и алевритов с прослоями и линзами песков.

В разрезах побережья Югорского полуострова преобладают ритмичные тонко-параллельнослоистые и косослоистые пески с прослоями алевритов и редкими линзами гравийно-галечных отложений.

В междуречье Коротайхи и Сейяхи в основании разреза террасы под песками описана пачка (более 5 м) черных глин.

В нижнем течении Сопчаю и Сибирчатаяхи в разрезе террасы преобладают косослоистые желтоватые пески с прослоями зеленовато-серых глин общей мощностью 23 м. Из прослоев глин и песков приводятся сборы *Buccinum undatum* L., *Astarte crenata* Gray, *A. borealis* Chemn., *Macoma baltica* L., *M. calcarea* (Chemn), *Cyrtodaria kurriana* (Dunkar), *Balanus crenatus* L. и характерного теплолюбивого вида *Cyprina islandica* L. [32, 244]. Мощность отложений в целом по району от 10 до 23 м.

Невьянский горизонт. Мариний и аллювиомариний второй морской террасы нерасчлененные (m, ам²III_{nv}) показаны на карте в пределах Карской депрессии по бортам долины р. Кара и нижних отрезков долин ее притоков Саяха, Собчаю, Сибирчатаяха и бортам долины нижнего течения Коротайхи (ниже устья р. Юрьяха). Слагают аккумулятивный чехол террасовидной поверхности в интервале абсолютных отметок 30–50 м аналогичной по уровню поверхности II морской террасы побережья Печорского и Карского морей. Сложены песками, в том числе косослоистыми, с линзами гравийно-галечного материала с прослоями тонкозернистых песков, алевритов и глин.

Смешанный генезис отложений предположителен и основывается на вероятном чередовании дельтовых и эстуарных морских отложений в приустьевых частях рек.

Мощность отложений до 20 м.

Сырьяхинский аллювий второй надпойменной террасы (а²III_{sy}) слагает аккумулятивный чехол II надпойменной террасы, развитой в долинах всех более или менее крупных рек – Кары, Коротайхи, Бол. и Мал. Ою, Сибирчатаяхи, Хейяги и др. Высота террасы составляет 6–15 м в зависимости от размера водотока и до 20–25 м в нижнем течении Кары и Силоваяхи. Аллювий залегает на коренном цоколе или более древних четвертичных образованиях, чаще всего на морене.

По составу аллювиальные отложения осевой части Пай-Хоя, Коротайхинской депрессии и долины Кары различны.

На Пай-Хое (например, на реках Сибирчатаяха, Хейяха, Сопчаю) в составе аллювия выделяется хорошо выраженная русловая часть (4–8 м), представленная ритмично построенными параллельно- и косослоистыми песчано-гравийно-галечными сериями с валунами. Пойменные фации (1–3 м) представлены чередованием мелко-среднезернистых косослоистых песков, супесей, суглинков. В верхней части преобладают суглинки и глины, нередко с линзами торфа.

В долине Кары разрезы второй надпойменной террасы, как правило, сложены преимущественно песками или песчано-гравийными отложениями в русловой части и бурыми суглинками с прослоями торфа в верхней. Это обусловлено тем, что река течет в основном по депрессии, борта которой сложены преимущественно песчаными морскими и аллювиально-

морскими отложениями стрелецкого горизонта, которые нередко образуют и цоколь террасы.

В Коротайхинской депрессии вторая надпойменная терраса развита наиболее широко, имеет вероятно озерно-аллювиальный генезис и образует обширные ровные заболоченные террасы шириной до 7–12 км по обеим берегам реки (которые тем не менее удаётся не замечать сторонникам «гляциалистических» представлений). Для сухих участков характерно развитие «яреев выдувания». Высота террасы над урезом воды около 10 м. Нижняя часть разреза сложена переслаиванием по 10–30 см песков мелко-грубозернистых, иногда гравелистых массивных, параллельнослоистых, косо-слоистых с прослоями серых алевритов. Верхняя пойменная часть разреза представлена тонкими супесями с остатками веток деревьев и кустарников, верхи разреза – торфом мощностью до 2 м. В других местах, где отложения пойменной фации не сохранились (район фактории Мал. Паук), верхняя часть разреза (1–1,4 м) сложена пачками косонаклонных эоловых песков, выше которых наблюдается горизонт криотурбированной палеопочвы.

Сторонники ледниковых концепций [6, 278] на основании отмеченных выше признаков эоловых образований всю толщу второй террасы в долине р. Коротайха, а также и побережья Карского моря [218] относят к так называемым нивейно-эоловым образованиям, оценивая их мощность до 10 м и более. Как видно из приведенного описания, ничего эолового, кроме верхних 1–1,5 м в разрезе второй террасы нет. Возраст эоловых образований на р. Коротайха по данным OSL-датирования – $13,1–15 \pm 1,8$ тыс. лет отвечает эпохе полярноуральского оледенения, что вполне логично, а находка у подножия обнажения двух зубов мамонта хорошей сохранности с радиоуглеродным возрастом (^{14}C) $35,1–34,6 \pm 1,8$ тыс. лет [6], по нашему мнению, уверенно датирует возраст самой террасы невьянским (каргинским) межледниковьем. Аналогичный возраст для отложений второй террасы доказан и в других районах бассейна р. Печора [278].

Мощность аллювия второй надпойменной террасы от 3 до 10–12 м.

Полярноуральский горизонт. Мариний первой морской террасы ($m^1\text{Шру}$). Слагает аккумулятивный чехол первой морской террасы с абсолютными отметками поверхности от 10 до 20 м. На побережье Карского моря терраса достаточно узкая (первые десятки–сотни метров), на побережье Печорского моря ширина террасы достигает 10–15 км и более. В составе отложений преобладают буровато-серые пески с примесью гравийно-галечного материала и прослоями голубовато-серых алевритов. Слоистость параллельная, косая, линзовиднослоистая.

На Карском побережье в разрезе террасы среди песков наблюдались оползни моренного материала со стороны тылового шва, сложенные серыми суглинками с гравием и щебнем мощностью 10–15 см. Аналогичные оползни, связанные с таянием мерзлоты, постоянно сходят на пляжи на современном побережье. Они же были вскрыты шурфами и в разрезе песчаных пляжей.

Разрез террасы венчают голоценовые озерно-болотные отложения, сложенные супесями и суглинками с линзами торфа, растительным детритом, остатками ветвей растений. Их возраст по данным радиоуглеродного

датирования ^{14}C $8,04 \pm 0,4$ тыс. лет. Они отложились после завершения формирования собственно морской террасы.

Выше тылового шва первой морской террасы (в современном абразионном срезе как бы вдоль берегового обрыва) тянется другой слоистый горизонт озерно-болотных отложений, залегающих уже непосредственно на морене. В его основании слой (0,35 м) гравийно-галечно-песчаных отложений, выше которого слоистая пачка (0,8 м), состоящая из тонкого переслаивания песков, супесей, суглинков, содержащих растительный детрит (тонкие веточки диаметром до 1,5 мм). При радиоуглеродном датировании ^{14}C этих образцов древесины (в ЦИИ ВСЕГЕИ) получен возраст $13,5 \pm 0,3$ тыс. лет, отвечающий полярноуральскому горизонту. Таким образом, наблюдаемый денудационный склон между первой и второй морскими террасами сформировался уже в полярноуральское время и здесь в этот период формировались озерно-болотные отложения, была кустарниковая растительность и соответственно не было ледниковых образований. Собственно сходную картину соотношений голоценовых озерно-болотных и морских пляжевых образований мы наблюдаем на современном побережье Карского моря сейчас.

На о. Вайгач в разрезах первой морской террасы описаны находки раковин моллюсков *Astarte borealis* Chern., *Gellina baltica* L. [244].

Мощность отложений мариний первой морской террасы 6–10 м.

Аллювиомариний первой морской террасы ($\text{am}^1\text{Шру}$) выделен достаточно условно по данным предшественников в западной части листа в долине р. Морею [43]. Сложен песками с линзами гравийно-галечного материала и прослоями глин. Более подробные сведения об особенностях состава отсутствуют. Мощность 8–10 м.

Мариний и аллювиомариний первой морской террасы (m , $\text{am}^1\text{Шру}$) выделены в нижних эстуарных участках долин рек Кара и Коротайха, где слагают аккумулятивный чехол террасовидной поверхности в интервале абсолютных отметок 10–25 м аналогичной по уровню поверхности I морской террасы побережья Печорского и Карского морей. Сложены песками с линзами гравийно-галечного материала с прослоями глин. Мощность до 10 м.

Ярвожский аллювий первой надпойменной террасы ($\text{a}^1\text{Ш}jr$) представлен песчано-гравийно-галечными отложениями, алевритами и глинами с линзами торфа. Относительные превышения поверхности террасы над урезом воды меняются от 5–7 до 10–12 м. Аллювиальный чехол залегают на цоколе палеозойского фундамента, коптогенных образованиях карского комплекса, а также на размытой поверхности более древних неоген-четвертичных отложений. Развит практически во всех водотоках района. На карте показан только в долинах крупных рек – Коротайхи и Кары, что обусловлено масштабом.

По составу аллювиальные отложения осевой части Пай-Хоя, Коротайхинской депрессии и долины Кары, аналогично сыряхинскому аллювию, различны.

На Пай-Хое (р. Сибирчатаяха) в составе аллювия выделяется хорошо выраженный русловая часть (3,0 м) представленная внизу гравийно-

галечными отложениями с валунами, сверху – косослоистыми песчано-гравийными сериями. Пойменные фации (1,2 м) представлены чередованием железистых супесей и суглинков, перекрытых слоем торфа. При радиоуглеродном датировании торфа (^{14}C , ЦИИ ВСЕГЕИ) получен возраст $7,5 \pm 0,25$ тыс. лет. Общая мощность аллювия 4,2 м.

На р. Коротайха первая надпойменная терраса имеет высоту около 5 м и сложена песками и супесями, в верхней части (1,0 м) – криотурбированные суглинки и супеси с горизонтом палеопочвы. В верхней части преобладают суглинки и глины, нередко с линзами торфа.

На р. Кара превышение уступа террасы над урезом воды 7,5 м. Русловая часть аллювия (более 2,6 м) сложена косослоистыми (по 3–10 см) гравийными песками и гравийно-галечными прослоями и отдельными валунами. Пойменная часть (4,5 м) сложена горизонтальным переслаиванием разномерных песков (по 3–5 см). В верхней части (около 1,0 м) – с горизонтами (0,5 см) погребенных почв с остатками растительности. Возраст аллювия принят полярноуральским исходя из геоморфологических критериев. Мощность аллювия от 1–2 до 5–7 м.

Полярноуральская морена (gIIIpu) развита только в верхних отрезках долин водотоков, спускающихся с хр. Оченырды: руч. Нгэтэнашор, р. Лимбятаяха, р. Гнетью и др. Гипсометрический интервал распространения морены 400–1000 м. Морфологически она хорошо выражена моренными грядами и холмами высотой до 3–5 м с типичными конечно-моренными формами. Протяженность отдельных морен 2–6 км. Состав морены характеризуется обилием крупнообломочного материала и его сравнительным однообразием, отражающим локальные области питания ледников. Размер слабоокатанных глыб иногда достигает 1,5 м. Подчиненную роль в составе играют щебень, дресва, галька, гравий и супеси. Ледники этого времени имели отчетливый горно-долинный характер и не выходили за пределы хр. Оченырды.

Возраст полярноуральских морен в последнее время был датирован Я. Мангерудом и др. [220] путем определения соотношения $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ в поверхностных моренных валунах, содержащих кварц, на основе определения времени их поверхностной экспозиции после фиксации в морене. Полученные датировки из валунов конечных морен, расположенных в 1,0 км вниз по долине от современного ледника Чернова, составляют в среднем $21,5 \pm 2,3$ тыс. лет. При этом необходимо отметить, что ранее данные ледниковые образования относились здесь к стадии так называемого Карового голоценового оледенения [194].

Мощность отложений, судя по высоте слагаемых ими холмов, 3–5 м, конечно-моренных гряд – до 20 м.

Полярноуральский флювиогляциал (fIIIpu) развит по периферии конечно-моренных гряд одноименной морены и обычно слагает наклонные зандровые конусы, состав и строение которых различны в зависимости от масштаба и положения питающего ледника. В масштабе карты показаны лишь зандры в долине р. Гнетью и руч. Нгэтэнашор, хотя они имеются за пределами конечных гряд всех полярноуральских морен. Зандровые отложения полярноуральских ледников в высокогорной

части района сложены неокатанным или плохоокатанным глыбово-дресвяно-щебнистым материалом с примесью плохоокатанной гальки и дресвяно-супесчаного суглинка. Характерной особенностью полярноуральских флювиогляциальных зандров является их ритмичность, связанная с сезонными таяниями ледников. Вниз по течению водотоков переходят в аллювий первых надпойменных террас, что и является одним из обоснований возраста полярноуральской морены и флювиогляциала. Мощность до 8 м. Уменьшается по мере удаления от конечно-моренных валов.

ГОЛОЦЕН

Горбуновский горизонт. Мариний пляжей и лайд (mHgr). Широко развит по побережью Карского и Печорского морей. Сложен полимиктовыми песками и гравийно-галечными отложениями с линзами намывного торфа, прослоями оползневых диамиктонов. Структуры параллельно-слоистые, косослоистые, волнистослоистые. Почти повсеместно отмечается плавник из крупных бревен, техногенный мусор (сети, поплавки, доски, пластик). Слагает низкие морские террасы двух уровней (от 0,5 до 2,5 м и от 2,5 до 5 м), пляжи и волноприбойные валы. Часто встречаются раковины морских моллюсков. В опорном разрезе по скв. ГГК-32 [286] мощность голоценовых морских отложений оценена в 15 м, обычно мощность оценивается в 3–5 м.

Аллювио-мариний (amHgr) показан в нижних приморских отрезках долин крупных и средних рек – Кары, Нензаяхи, Ливарьяхи, Талотаяхи, Коротаяхи, Морею. Сложен дельтовыми разнозернистыми песками с линзами гравийно-галечного материала, алевритами. Мощность до 10 м и вероятно более.

Аллювий русла и пойменных террас (aH) выделяется во всех водотоках, за исключением относительно коротких порожиисто-водопадных участков узких скальных теснин. На карте как самостоятельное подразделение показан только по крупным рекам и некоторым средним рекам, в остальных случаях объединен с отложениями первой или первой и второй надпойменных террас. Русловые фации представлены полимиктовыми песками, гравийно-галечными смесями с примесью валунного материала. Пойменные фации (пески, алевриты, глины с включениями растительной органики) венчают низкую (1–2 м) и высокую (от 3–4 до 5–6 м) пойменные террасы. Общая мощность аллювия на мелких реках 1–3 м, на крупных до 6–8 м.

Морена каровых ледников (gH) развита в пределах высокогорной части хр. Оченырду подножия современных каров. Гипсометрический интервал распространения отложений, как правило, превышает 600 м. Морены образуют невысокие валы и холмики, сложенные несортированным грубообломочным материалом (глыбами, щебнем) с суглинисто-дресвяным заполнителем или хаотичные скопления глыбовых пород перед краем современных ледников – Боча, Долгушина, МИИГАиК, МГГ, Терентьева. На карте они показаны внемасштабными знаками современных каров. Формирование отложений продолжается и поныне. Видимая мощность 3–5 м.

ВЕРХНИЙ НЕОПЛЕЙСТОЦЕН–ГОЛОЦЕН НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ

Сырьяхинский аллювий второй, ярвожский аллювий первой надпойменных террас, аллювиальные отложения русел и пойменных террас объединенные (aIII–Hsj+gr) закартированы по небольшим водотокам, где масштаб не позволяет закартировать террасы отдельно. При этом аллювиальные отложения первой, второй надпойменных террас фактически присутствуют и уверенно выделяются на местности практически вдоль всех водотоков района, вне зоны развития полярноуральского оледенения. Состав отвечает описанным выше подразделениям. Мощность до 15 – 20 м.

Ярвожский аллювий первой надпойменной террасы, аллювиальные отложения русел и пойменных террас объединенные (aIII–Hjr+gr) закартированы в долинах рек второго порядка (Силоваяха, Хальмерью, Хэнгорью), на которых выделены картируемые вторые террасы. Необходимость выделения объединенного подразделения обусловлена тем, что аллювиальные отложения первой надпойменной террасы уверенно выделяются на местности практически вдоль всех водотоков района, вне зоны развития полярноуральского оледенения. Состав отвечает описанным выше подразделениям. Мощность до 6 – 12 м.

Отложения склонового ряда выделяются на участках междуречий и склонах гор по генетическому признаку и представлены на территории листа элювиальными, элювиально-делювиальными, делювиально-солифлюкционными, коллювиальными и десерпционными образованиями. Для показа в масштабе карты они сгруппированы нами в три основные группы. Возраст комплексов принимается в зависимости от возраста подстилающих отложений, но не древнее позднего неоплейстоцена, когда началось формирование современных долин в пределах рассматриваемого района. Образование отложений данных генетических типов продолжается и поныне. Склоновые процессы, развитые по рыхлым четвертичным образованиям, и их продукты на карте не учитываются.

Элювий и делювий (e, dIII–H) показаны на участках выходов на дневную поверхность донеогеновых литокомплексов на «откопанных» реликтах пологонаклонных поверхностей выравнивания в пределах склонов Пайхойского поднятия, о. Вайгач и возвышенности Паэмбой. Состав элювия зависит от материнских пород: от крупноглыбового материала на участках развития типов пород, стойких к процессам разрушения и выветривания, до щебня и дресвы, цементированных дресвяными суглинками, на сланцах и алевролитах. Мощность до 2,0 м.

Элювий, десерпций и солифлюксий нерасчлененные (EIII–H) выделены на субгоризонтальных и полого наклоненных участках водоразделов зоны кряжа, где господствуют процессы нивальной планации. Поэтому в гольцовой зоне даже элювиальные образования при минимальных углах наклона медленно сдвигаются. При этом, если они сложены щебнисто-глыбовым материалом, образуется десерпций; если сложены дресвяно-щебнистым материалом с суглинистым наполнителем, то они медленно оплывают с образованием солифлюкционных террас.

Формирование основного объема отложений началось после деградации позднелепистоценовых ледников и продолжается поныне. Мощность до 4,0 м.

Коллювий, делювий, десерпций и солифлюксий нерасчлененные (DRIII–H) объединяют образования склонового ряда в горной части Полярного Урала, а также крутых склонов Пай-Хоя, для которых характерно повсеместное развитие вечной мерзлоты. Генезис их обусловлен совместным действием гравитационных и криогенных процессов, вследствие чего происходит перемещение щебнисто-глыбового материала вниз. На карте в их состав включены все разновидности склоновых образований: собственно коллювиальные, десерпционные, делювиально-десерпционные, делювиально-солифлюкционные, солифлюкционные. Мощность отложений от 1,5 м на склонах, до 6 м и более у подножий.

Проловий слагает конусы выноса в приустьевых частях боковых притоков долин рек в пределах хр. Оченырды: Очетывиса, Лимбятаяхи, Бол. Кары и др. Конусы хорошо выделяются на АФС характерной формой и по веерообразному рисунку фотоизображения. На карте показаны внесштабными знаками геоморфологических элементов. Сложены промытой глыбово-валунно-щебнисто-галечной смесью с примесью дресвяно-гравийных суглинков. Мощность отложений достигает 10 м.

Лимний и палюстрий нерасчлененные. Участки озерной и болотной аккумуляции очень широко развиты в пределах депрессионных форм рельефа, а также на водоразделах и террасированных участках их склонов, морене, аллювиальных и морских террасах. Ввиду практически повсеместного развития и невозможности изображения конкретных контуров на карте не показаны. Сложены слоистыми суглинками, супесями, глинами с обильной органикой, остатками мха и веток кустарников, мощными слоями торфа. При радиоуглеродном датировании древесных остатков (^{14}C , ЦИИ ВСЕГЕИ) из озерно-болотных отложений в различных частях района получены возрасты от $3,9 \pm 0,2$ до $13,5 \pm 0,32$ тыс. лет, которые указывают на широкий возрастной диапазон формирования озерно-болотных отложений на территории листа, начиная с полярноуральского горизонта и поныне. Описанная максимальная мощность отложений свыше 3 м.

Покровные образования представлены суглинками, супесями палевого и желтовато-бурого цвета. Пользуются весьма широким площадным распространением в пределах большей части территории, за исключением участков развития крутых горных склонов и водоразделов горной зоны. Залегают на поверхности различных неоген-четвертичных образований. На карте чехол покровных образований снят. Строение покровных суглинков (текстура, цвет, включения) и условия их залегания находятся в тесной взаимосвязи с мерзлотным микрорельефом и мерзлотными процессами, которые определили их накопление. Состав суглинков зависит от субстрата, в целом для них характерным является сильная пылеватость и незначительное количество грубообломочного материала. Происхождение их достоверно не установлено. Наиболее вероятно, что они имеют элювиальный генезис и являются продуктом морозного выветривания. Часть из них имеет признаки эолового происхождения, особенно в районах развития

песчаных отложений. Нередко в разрезе покровных образований описываются признаки наличия одной или более палеопочв, как правило, криотурбированных.

Возраст покровных образований – поздний плейстоцен–голоцен. Мощность колеблется от 0,3 до 2,5 м, составляя обычно 0,5–1,0 м.

Южно-Карский шельф

Уместно отметить, что западнее Пай-Хоя и в проливе Югорский Шар сейсмоакустическое профилирование не проводилось и поэтому все выполненные здесь построения находятся в ранге предполагаемых. На Ямальском и Пайхойском мелководье с глубинами моря менее 50 м материалами сейсмоакустического профилирования освещен разрез четвертичных отложений далеко не на всю их мощность, что также вносит известную долю неопределенности в выполненные построения.

В результате проведенного сейсмостратиграфического анализа в сводном разрезе плиоцен-четвертичных отложений на акватории по материалам сейсмоакустического профилирования выделено три сейсмостратиграфических комплекса (ССК), разделенных между собой и отделенных от подстилающих пород поверхностями несогласий. Более дробное расчленение сейсмокомплексов на сеймопачки (ССП) выполнялось с использованием результатов сейсмофациального анализа. Снизу вверх выделены:

1. ССК-III–IV – объединенный плиоцен-среднеоплейстоценовый; сеймопачки:

А. ССП-III–IV-1 – плиоценовая, заполняющая палеоврезы в основании неоген-четвертичного разреза, с неяснослоистой и косослоистой сейсмозаписью (а, mN₂);

Б. ССП-III–IV-2 – плиоцен-среднеоплейстоценовая с «хаотической» и «кrapчатой» волновой картиной, редко – с короткими неровными внутренними осями синфазности, слагающая тела заполнения и облекания (m, gmN₂–II).

2. ССК-II – верхнеоплейстоценовый; сеймопачки:

А. ССП-II-1 – верхнеоплейстоценовая со слоистой (иногда – регулярно-слоистой) или «кrapчатой» сейсмозаписью, слагающая плащеобразные тела облекания и заполнения (m, gmII);

Б. ССП-II-2 – верхнеоплейстоценовая (каргинская) с косослоистой и «хаотической» волновой картиной (m, amIII₃);

В. ССП-II-3 – верхнеоплейстоценовая (каргинская) с косослоистой сейсмозаписью, слагающая тела латерального наращивания (mvIII₃);

Г. ССП-II-4 – верхнеоплейстоценовая (сартанская) с косослоистой и «прозрачной» волновой картиной, заполняющая палеоврезы (а, mIII₄).

3. ССК-I – верхнеоплейстоцен-голоценовый; сеймопачки:

А. ССП-I-1 – верхнеоплейстоцен-голоценовая (последняя послеледниковая (фландрская) трансгрессия – голоцен) с «прозрачной» и регулярно-слоистой сейсмозаписью, протяженными осями синфазности, слагающая тела облекания и заполнения (mIII₄–H);

Б. ССП-I-2 – голоценовая с неясной косослоистой и «прозрачной» волновой картиной, формирующая тела латерального наращивания (mv, mnH);

В. ССП-I-3 – голоценовая с неяснослоистой и «прозрачной» сейсмозаписью, формирующая тела заполнения и облекания в верхней части четвертичного разреза на глубинах моря более 100 м (mnH).

На геологической карте плиоцен-четвертичных образований на экваториальной части листа голоценовый чехол, распространенный повсеместно, на участках, где его мощность не превышает 5 м, снят, что позволило отобразить распространение подстилающих его образований.

НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА. ПЛИОЦЕН

Аллювий и мариний (a, mN₂). Наличие аллювиальных и морских плиоценовых отложений предполагается по материалам сейсмоакустического профилирования (ССП-III–IV-1) у основания юго-западного склона Югорской впадины в границах переуглубленных фрагментов палеодолин (рис. 11). К сожалению, качество сейсмоакустических материалов не позволяет привести подробную сейсмофациальную характеристику образований по волновой картине; также нет прямой геологической информации о составе выполняющих палеоврезы отложениях. Генезис и возраст предположительно определены по морфометрическим характеристикам и соотношению с подстилающими и перекрывающими сейсмокомплексами. Глубина тальвегов достигает 350 м ниже современного уровня моря. Перекрываются они плиоцен-неоплейстоценовыми образованиями, при этом отмечается угловое несогласие. Таким образом, по положению в разрезе возраст отложений определен плиоценовым, а по морфологической приуроченности к речным палеодолинам их генезис – аллювиальным и морским. Представлены переслаиванием песков, алевритов, глин. Мощность до 90 м. Вероятно, описываемые отложения являются возрастным и генетическим аналогом варкашорского аллювия сухопутной части листа.

ПЛИОЦЕН–СРЕДНИЙ НЕОПЛЕЙСТОЦЕН

Нерасчлененные мариний и гляциомариний (m, gmN₂–II). Сейсмопачке (ССП-III–IV-2) этого достаточно длительного стратиграфического диапазона соответствует чаще всего «хаотическая» и «крупчатая» волновая картина без протяженных рефлекторов. Именно из-за отсутствия выраженных реперов не удается расчленить ее на более мелкие составные единицы. Причиной возникновения подобной «немой» сейсмозаписи может быть неоднократное возникновение и деградация криолитозоны во время трансгрессивно-регрессивных циклов, приведшее к распаду протяженных отражающих акустический сигнал площадок (осей синфазности, рефлекторов) и общему усложнению внутренней структуры толщи. Признаки воздействия мерзлотных процессов на субстрат на протяжении антропогена и наличие субаквальных многолетнемерзлых пород в

настоящее время выявлены в границах обширного Ямальского мелководья, Байдарацкой губы, в Печорском море [148, 21, 22, 241].

Описываемая сейсмопачка с заметным угловым несогласием перекрывает нижележащие образования и имеет мощность до 45 м, в среднем около 20 м. Наиболее широко распространена на Ямальском и Пайхойском мелководье, террасе Литке; на относительно небольших по площади участках закартирована в границах Югорской впадины.

Бурением и пробоотбором на акваториальной части исследуемой площади плиоцен-среднеплейстоценовые отложения не вскрыты. Однако можно предположить, что генезис объединенных в данном комплексе образований весьма пестрый. В их составе предполагается наличие не только морских и ледниково-морских, но также аллювиальных и ледниковых разностей, представленных суглинками с включениями гравия, гальги, дресвы, мощностью до 45 м. По крайней мере, именно на это указывают результаты изучения разновозрастных отложений на прилегающей суше.

Морена (gII), коррелятная ледниковым образованиям среднеуральского надгоризонта Пай-Хоя, показана условно на схеме соотношения плиоцен-четвертичных образований вблизи побережья, в переходной зоне от суши к шельфу. В то же время, очевидных признаков наличия моренных отложений на шельфе Карского моря по материалам сейсмоакустического профилирования не обнаружено.

На сопредельной акватории инженерно-геологическим бурением нижний–средний неоплейстоцен вскрыт на Русановской и Ленинградской площадях севернее отчетного листа [228, 257]. Нижнеплейстоценовые отложения представлены двумя литологическими типами. Первый вскрыт в восточной части региона в границах Русановской и Ленинградской структур. Второй – скважинами 251, 252 и др. в Пухучанской впадине. На полную мощность они бурением не вскрыты. Отложения первого литологического типа представлены серыми, зеленовато-серыми глинами с пропластками супесей и песков мощностью от 0,1 до 0,5 м. По всему разрезу наблюдаются включения и тонкие (1–2 мм) слойки коричневатого растительного детрита и древесной щепы. Остатки фораминифер в этих отложениях не установлены.

Образования второго литологического типа представлены темно-серыми твердыми глинами с примазками гидротроилита, редкими линзами и гнездами алевролита. В глинах наблюдаются многочисленные сколы. В скв. 208 в глинах отмечены обломки раковин. В отличие от образований первого литологического типа, эти глины содержат многочисленный комплекс планктонно-бентосных фораминифер. Содержание остатков фораминифер составляет от 10 до 40 штук, число видов- 3–10. Среди них преобладают (в порядке уменьшения) *Cibicides grossus* (Ten Dam et Reingold), *C. lobatulus*, *Cassidulina reniforme* (Norvang), *Retroelphidium clavatum* Gusman, *Criboelphidium goesi* (Stshedrina).

В составе вышележащей среднеплейстоценовой толщи выделяются две пачки. Нижняя представлена суглинками и глинами. Суглинки неоднородные, с тонкими (от 0,1–0,5 до 20–30 см) и частыми прослоями песков.

Вниз по разрезу их мощность и количество увеличиваются, а суглинистый материал постепенно замещается супесчаным.

Верхняя пачка состоит из двух частей. Нижняя представлена тонкодисперсными глинами, в составе верхней преобладают суглинки. Тонкодисперсные глины развиты в отдельных палеодепрессиях, где они были вскрыты скв. 206 (12,2–38,5 м), скв. 250 (39,5–50,2 м) и скв. 252 (48,0–50,0 м). Отмечаются многочисленные разноориентированные сколы с характерной глянцеватой поверхностью. В подошве происходит общее огрубление состава отложений, появляются тонкие (до 1 см) слойки песка и супеси, а также многочисленные включения гравия (обломки черных плотных глин). В некоторых разрезах они образуют в подошве отмокку (скв. 250, интервал 49,1–50,2 м). В глинах установлен довольно многочисленный комплекс фораминифер (213–1883 экземпляров / 100 г сухого грунта, 20–30 видов), среди которых преобладают *Cassidulina* spp., *Cibicides lobatulus*, *Miliammina* spp.

Верхняя часть сложена суглинками с довольно четкой слоистостью. Массивные неслоистые породы имеют второстепенное значение. Они встречаются в виде отдельных маломощных (1–5 м) интервалов, которые постепенно замещаются (вверх и вниз по разрезу) слоистыми образованиями. Как и в нижележащих глинах, в суглинках наблюдаются сколы и трещины. Отмечаются включения агрегатов алевроито-глинистого состава гравийной, реже галечной размерности. Вверх по разрезу слоистость становится все более четкой и упорядоченной, постепенно приобретая горизонтальную ориентацию [228].

Видовой и количественный состав фораминифер в суглинках верхней пачки среднеплейстоценового комплекса значительно обеднен относительно глин нижней пачки. Здесь обычно наблюдается 10–40 экземпляров 10–20 видов. Среди них преобладают *Retroelphidium clavatum* (G u s m a n), *R. cf. subclavatum* (G u d i n a), *Criboelphidium goesi* (S t s h e d r i n a), *Cibicides grossus*, *C. lobatulus*. При этом фораминиферы рода *Cassidulina*, характерные для нижней пачки среднеплейстоценового комплекса, здесь отсутствуют.

Отложения нижнего–среднего неоплейстоцена вскрыты бурением также в юго-восточной части Печорского моря (за рамками карты). Здесь описываемый комплекс также состоит из двух толщ [282]. Нижняя вскрыта на глубинах от 60 до 90 м ниже поверхности морского дна. Приподошвенная ее часть сложена мелкими и пылеватыми песками с линзами и маломощными прослоями оторфованного материала, содержит редкие включения гальки и гравия. Для верхней части пачки характерен более тонкий состав, ее слагают ритмичнослоистые глины и суглинки. Слоистость, как правило, наклонная, угол наклона слойков достигает 30°.

Характерно, что фораминиферы обнаружены лишь в верхней части толщи и их содержание невелико, доминируют *Retroelphidium clavatum* и *Cassidulina reniformis*.

Мощность толщи по данным бурения достигает 30 м.

По-видимому, описанная толща ассоциируется с аллювиально-морскими и морскими отложениями нижнего звена Печорской низменности и о. Колгуев.

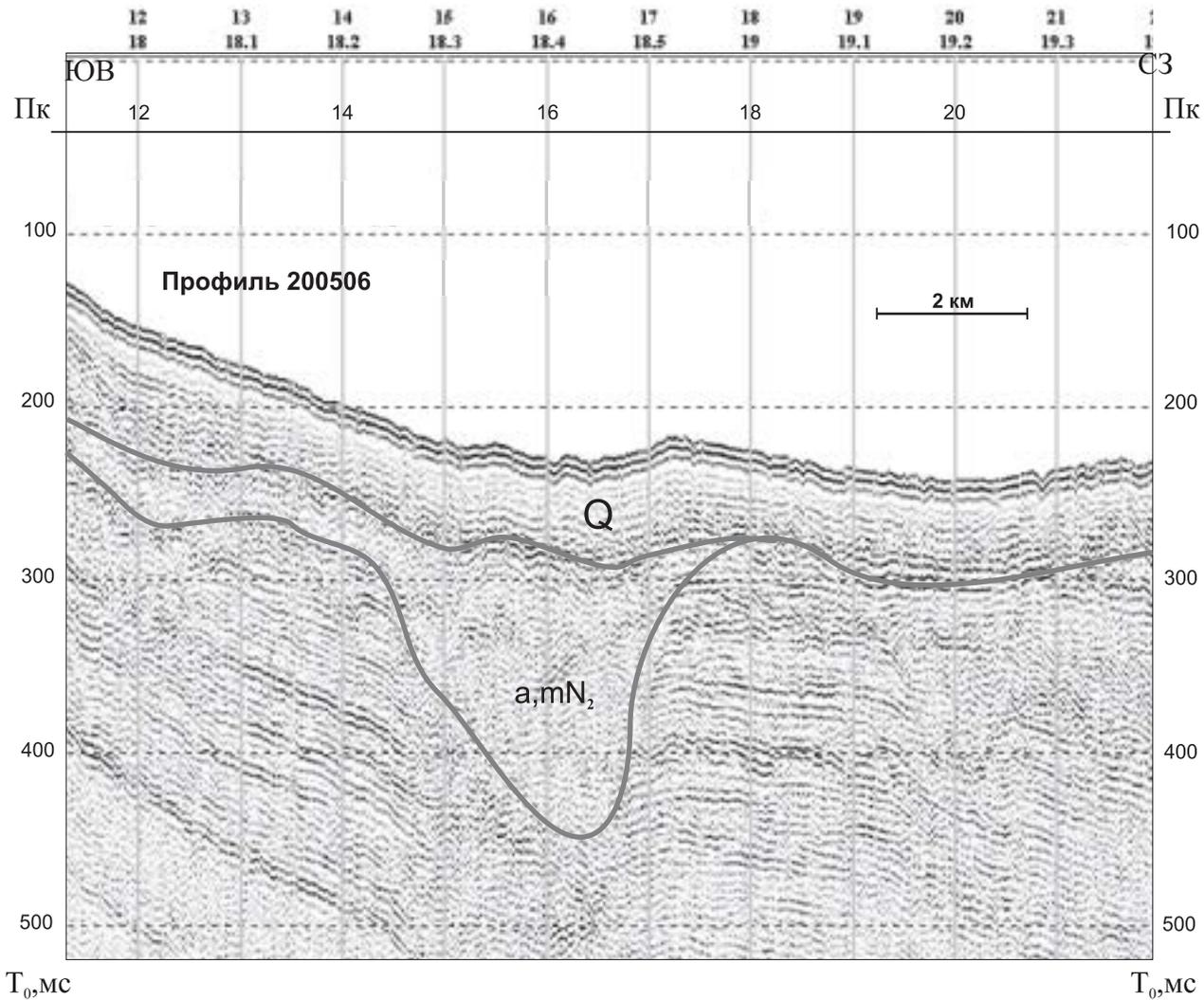


Рис. 11. Фрагмент сейсмоакустического профиля 200506. Плиоценовый палеоврез. Интерпретация Д. А. Костина.

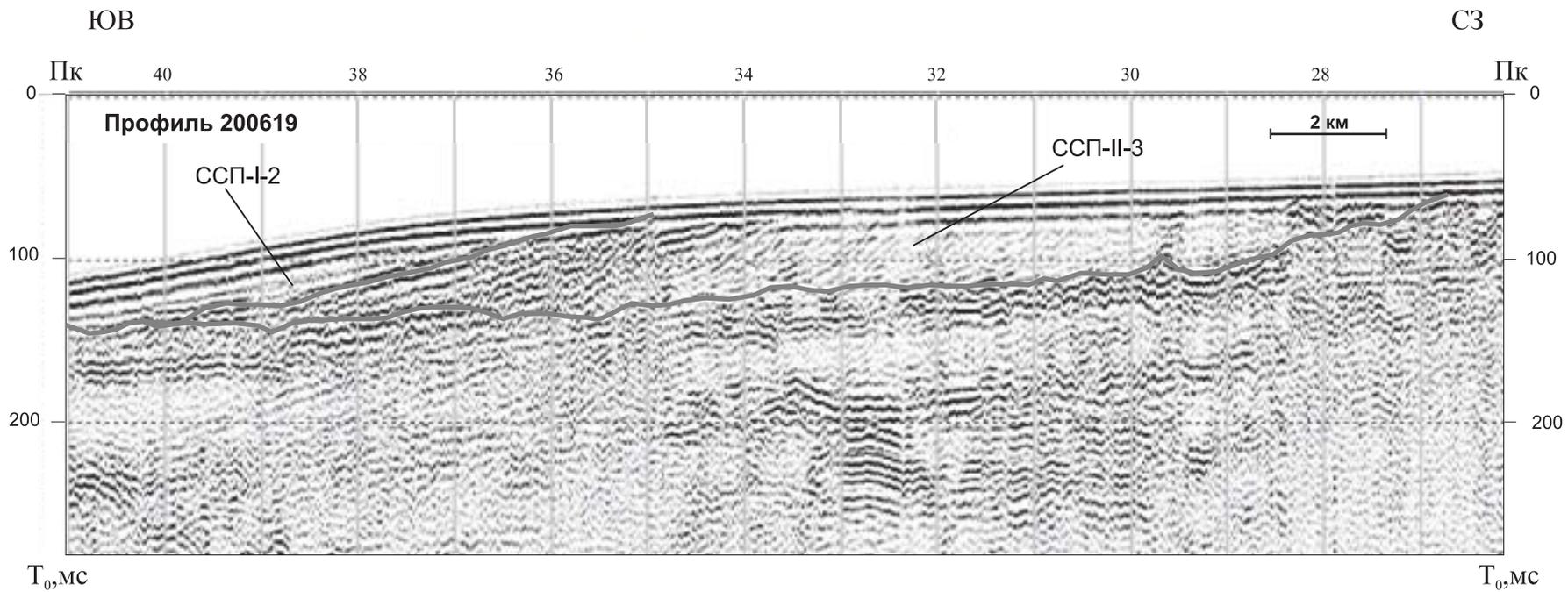


Рис. 12. Фрагмент сейсмоакустического профиля 200619. Интерпретация Д. А.Костина.

Верхняя толща большей частью сложена диамиктонами, содержание грубообломочного материала в отдельных интервалах достигает 25%. В строении толщи на разных участках выделяется до трех пачек с различным литологическим составом. Нижняя пачка сложена чередованием глин и суглинков с редкими маломощными прослоями песка. Ее мощность составляет в среднем около 10 м. Среднюю пачку слагают слоистые глины, содержащие грубообломочный материал в количестве до 6%. Верхняя пачка, сложенная диамиктонами, достигает мощности 50 м. Породы, слагающие диамиктоны, весьма однородны по своему химическому и минеральному составу. Содержание грубообломочного материала в диамиктонах колеблется от 3 до 25%.

Фораминиферы содержатся во всех интервалах описываемой толщи, их максимальное содержание и видовое разнообразие характерно для средней пачки. Преобладают, как и в разрезе ранее описанной толщи, *Retroelphidium clavatum* и *Cassidulina reniformis*. Имеющиеся аминокислотные датировки абсолютного возраста в прикровельной части верхней толщи составляют около 170 000 лет.

Таким образом, по данным бурения не выявлены прямые доказательства присутствия в составе нижнего–среднего неоплейстоцена ледниковых отложений, хотя и категорически отрицать их наличие в разрезе также нельзя.

ВЕРХНИЙ НЕОПЛЕЙСТОЦЕН

Мариний и аллювиомариний (m, amIII₃) закартированы в мелководной юго-восточной части акваториальной площади листа. В волновом поле для соответствующей сеймопачки ССП-II-2 характерны многочисленные короткие как субгоризонтальные, так и наклонные оси синфазности. Обычны мелкие палеоврезы как в основании толщи, так и внутри комплекса. В нижней части волновая картина сеймопачки значительно осложнена посткриогенными процессами, характерно наличие газа. Подошва сеймопачки, в связи с мелководностью моря и потому ранним вступлением кратных волн, не определена.

Бурением образования изучены в Байдарацкой губе в рамках исследований по трубопроводу [288]. Отложения характеризуются сложным фациальным составом, как по латерали, так и в глубину, представлены литологическими разностями от песков и супесей до глинистых илов. Супеси и пески, слагающие пачку, сильно оторфованы и зачастую загазованы. В разрезе песков встречаются обломки древесины и прослой торфа до 0,5 м. Глинистые и суглинистые разности данной пачки распространены повсеместно, илы наиболее развиты в центральной части Байдарацкой губы. Глинистые илы неоднородные, макропористые, зачастую загазованы, с линзовидными включениями торфа, насыщены гидротроилитом, что придает илам черный цвет. В верхней части пачки прослеживается переуплотненный горизонт, представленный тугопластичным суглинком. Пески, по определению аминокислотным методом, имеют абсолютный возраст 29,4 тыс. лет (скв. 241; 11,4 м). Абсолютный возраст суглинков и

глин [288] составил 33 и 36,8 тыс. лет (скв. 239; 11,5 м и скв. 240; 6,9 м соответственно). Мощность атложений до 38 м.

Морской ундальной (mvIII₃). Отложения закартированы узкой полосой, приуроченной к верхней части внешнего склона Пайхойского и Ямальского мелководья. Их формирование связывается с массовым осаждением материала на участке быстрого нарастания глубин моря и, вследствие этого, резкого снижения донной абразии за счет волнового воздействия и в целом значений литодинамической активности.

В волновом поле для сеймопачки ССП-II-3 характерно проградационное строение с падением косонаклонных рефлекторов в мористом направлении. В кровле и подошве сеймопачки отмечается угловое несогласие (рис. 12).

Бурением отложения, соответствующие ССП-II-3 на всем Западно-Арктическом шельфе, вскрыты только в Териберской губе (Кольский полуостров). Необходимо заметить, что и там морфологическая приуроченность сеймопачки аналогична. Сложена она переслаиванием песков разной зернистости.

Возраст отложений определен по положению в разрезе между верхнеплейстоценовыми образованиями в подошве и голоценом в кровле. Мощность отложений определена по сейсмоакустическим материалам – до 45 м.

Аллювий и мариний (а, mIII₄) распространены в юго-восточной и центральной частях акватории в границах палеоврезов, частично или полностью компенсируя их. Сеймопачка ССП-II-4 имеет недостаточную мощность для надежной характеристики ее волнового поля. Тем не менее, можно отметить, что на отдельных участках сейсмозапись приближается к косослоистой, на других наблюдается прозрачная волновая запись. Важно отметить, что, несмотря на расположение палеоврезов на различных батиметрических уровнях: 30–50 и 160–200 м, акустическая запись сеймопачки в целом весьма схожа.

Характер волновой картины позволяет предположить, что в основании толщи залегают, скорее всего, аллювиальные галечники и пески, выше происходит переслаивание песков, глин и алевролитов. Акустически прозрачной части сеймопачки соответствуют прибрежно-морские и лиманные глинисто-алевритовые разности.

Бурением и пробоотбором данные отложения не изучены на отчетном листе. На сопредельной акватории Карского моря верхняя часть пачки вскрыта рядом станций донного опробования [44]. Разрез сложен тонким переслаиванием алевролитовых пелитов, пелитовых алевролитов и алевролитовых мелкозернистых песков, насыщенных гидротроилитом. Восстановленная соленость седиментационного палеобассейна несколько ниже современной.

Генезис отложений определяется их морфологическим контролем, возраст – по положению в разрезе. По сейсмоакустическим материалам, максимальная мощность составляет 14 м.

Нерасчлененные морские, ледниково-морские и ледниковые верхнеплейстоценовые образования (m, gm, gIII). Сеймопачка ССП-II-1, входящая в состав ССК-II, имеет

практически повсеместное региональное распространение на акваториальной части листа. Отложения комплекса образуют покровно-облегающие, плащеобразные формы, которые несогласно перекрывают нижележащие образования. Подошва ССП прослеживается с разной степенью уверенности. Чаще всего она определяется как четкое, слабоволнистое отражение, к которому приурочено дисперсное несогласие – в случае налегания на образования ССК-III. **На участках залегания на отложениях древнее плиоцена подошва сейсмопачки устанавливается уверенно, так как совпадает с поверхностью регионального углового несогласия.**

Осадочные образования ССК-II отображаются на сейсмограммах хаотической, крапчатой записью, светлой по тону. Часто наблюдаются протяженные внутренние оси синфазности, ограничивающие в кровле и подошве, видимо, сейсмоединицы разных трансгрессивно-регрессивных циклов. Мощность сейсмопачки изменяется в широких пределах и достигает порой 70–75 м. Однако в большинстве случаев, она не превышает 30 м, составляя в среднем 24 м. На ряде участков в переуглублениях палеорельефа волновая картина характеризуется слоистой записью.

Хотя явных признаков развития на шельфе верхнеэоценовых ледниковых образований (аналогов ханмейской морены Пай-Хоя) ни по сейсмоакустическим данным, ни по материалам бурения на отдельных площадях, не обнаружено, полностью отрицать факт существования хотя бы маломощного чехла основной морены также нельзя.

Отложения верхнего эоценона, не расчлененные на дробные единицы, изучены инженерно-геологическим бурением на Русановской и Ленинградской структурах, которые расположены севернее рамки карты. Здесь маломощные (менее 10 м) отложения этого комплекса представлены нечеткостроистыми, реже массивными, однородными суглинками с редкими включениями окатанных агрегатов плотных глин, алевролитов или песчаников. Слоистость обусловлена песчаной компонентой, которая содержится в виде мелких линз, гнезд или нечетких прерывистых, иногда волнистых прослоев. В основном слоистость грубая, субгоризонтальная, реже косая или косоволнистая, нередко дислоцированная. В ряде разрезов в нижней части описываемой толщи наблюдаются песчаные прослои мощностью от 0,1–0,5 до 1,0–2,5 м. Пески по составу мелкие, однородные, сортированные.

В верхнеэоценовых отложениях установлены остатки фораминифер (10–20 экземпляров 5–10 видов). Среди них преобладают *Retroelphidium clavatum* (G u s m a n), *R. cf. subclavatum* (G u d i n a), *Cibicides grossus*. Фораминиферы имеют плохую сохранность, несут следы переотложения и растворения. Кроме того, встречаются единичные экземпляры песчаных агглютированных фораминифер из родов *Reophax* и *Crithionina* [228].

В целом строение толщи, очевидно, является трансгрессивно-регрессивным. В начальную стадию развития палеобассейна, за счет размыва подстилающих отложений, формировались базальные пески в ее подошвенной части. Последующее повышение уровня моря привело к замещению этих образований более тонкими глубоководными осадками суглинистого

состава. Наличие в них слоистости (в том числе и косой) позволяет говорить об относительной мелководности палеобассейна.

В границах отчетного листа инженерно-геологическим бурением образования верхнего неоплейстоцена вскрыты на Западно-Шараповской площади. Здесь в основании вскрытого разреза залегают пески алевритистые серые с редкими примазками гидротроилита, с редкими включениями гравия и гальки, в интервале 45,0–45,4 м с линзами желтовато-серого песка, с глубины 47,5 м с включением угольной крошки [227].

Спорово-пыльцевой комплекс, выделенный в данных отложениях в районе м. Харасавей, отражает наиболее теплые климатические условия [294]. В этих осадках определены единичные пресноводные диатомеи, фораминиферы отсутствуют. Аналогичные отложения, вскрытые в пределах Байдарацкой губы [288], по определению абсолютного возраста имеют датировки $53\,800 \pm 200$ лет. Все вышеприведенные данные позволяют связывать образование выделенных отложений с заключительным этапом казанцевской трансгрессии.

Выше по разрезу скважины в интервале 39,4–42,7 м залегают пачка ритмичнослоистых алеврито-глинистых отложений с прослойками алевритистого песка. Цвет серый, темно-серый. По слою встречаются частые включения гравия и мелкой гальки. Грубообломочный материал представлен песчаником и аргиллитом. В кровле отложения содержат окатыши твердого суглинки. По положению в разрезе, между нижележащими казанцевскими и вышележащими каргинскими отложениями образования данного интервала отнесены к ермаковскому горизонту.

В интервале 36,5–39,4 м вскрыты отложения в нижней части (39,4–37,5 м) представлены алевритистыми глинами темно-серого цвета с редкими зернами гравийной размерности, а также мелкой слабоокатанной гальки. Верхняя часть (36,6–37,5 м) до глубины 36,6 м сложена алевритистым песком светло-серым с редкими прослоями темно-серого алеврита (мощностью 3–5 см). В приконтактной части, в интервале 36,55–36,60 м – прослой черной полутвердой глины.

Согласно данным сейсмоакустических работ, которые были выполнены на Западно-Шараповской площади в крупном масштабе, описанные отложения, в интервале 39,4–36,6 м, залегают с угловым несогласием на ермаковских образованиях. Возраст торфа из верхней части пачки находится в пределах от 31 000 до 38 000 лет [294]. Состав и содержание палиноформ в данных отложениях характеризуется значительной изменчивостью. В спорово-пыльцевых диаграммах выделяются четыре различных комплекса, что говорит о неоднородности климатических условий, которые в это время характеризуются неоднократными потеплениями и похолоданиями. Данные выводы хорошо согласуются с характеристиками каргинского горизонта. Комплекс фораминифер в видовом и количественном отношении достаточно бедный и характерен для опресненной зоны верхней сублиторали. Ядро комплекса составляют раковины *Elphidiella arctica* (Parker et Zones) [294].

Современное звено

Голоценовые морские осадки отображаются на сейсмограммах в основном в виде акустически «прозрачной» толщи. Эта «прозрачность» обусловлена водонасыщенностью и сравнительно тонким составом осадочного материала. Голоценовые осадки почти повсеместно плащеобразно перекрывают нижележащие образования. Они не выделяются на всей протяженности профилей лишь по той причине, что их мощность, как правило, меньше разрешающей способности метода. Мощность изменяется от нескольких сантиметров (по данным геологического пробоотбора) до 18 м. Максимальные значения мощности отмечены на склонах Ямальского мелководья (рис. 13).

Как уже упоминалось, в связи с повсеместным распространением голоценовых осадков, на геологической карте неоген-четвертичных образований они отображены на участках, где их мощность превышает 5 м.

Морской ундальювий и нефелюид (mv, mnH) по механизму формирования и морфологической приуроченности во многом схожи с ранее охарактеризованными морскими волновыми отложениями верхнего неоплейстоцена (рис. 12). Соответствующая им сейсмопачка ССП-I-2 также закартирована на склонах Ямальского и Пайхойского мелководий, однако на несколько большей глубине моря. Приподошвенная и более близкая к берегу часть сейсмопачки характеризуется косонаклонными рефлекторами, а верхняя и более мористая – «прозрачной» волновой картиной. Генетическая трактовка этого отличия в сейсмозаписи следующая: прибрежная часть пачки формировалась в обстановке высокой литодинамической активности, а более мористая – на больших глубинах, и в ее формировании значительную роль играло нефелюидное осадконакопление в сравнительно спокойных литодинамических условиях. Таким образом, данным образованиям придан смешанный волновой и нефелюидный генезис.

Данная сейсмопачка перекрывает ССП-II-3 с заметным угловым несогласием, что свидетельствует о наличии перерыва в осадконакоплении, связанного с сарганской регрессией. Мощность сейсмопачки достигает 18 м.

По материалам визуального описания колонок грунтовых станций осадки, слагающие акустически «прозрачную» часть сейсмотолщи, представлены алевропелитами текуче-мягкопластичными с выделениями гидротроилита, часто обильными. Включений грубообломочного материала не обнаружено. Судя по акустической записи с использованием аналогий, косослоистая часть пачки может быть сложена переслаиванием песков разной зернистости и алевритов.

Морской нефелюид (mnH). Отложения распространены на глубинах моря более 100 м, где гидро- и литодинамическая активность сравнительно низкие. В связи с этим для нефелюидных осадков характерен и тонкий гранулометрический состав, что подтверждается данными грунтового пробоотбора. Распространены в основном пелитовые разности с большим или меньшим содержанием алевритовых частиц, серые и зеленовато-серые.

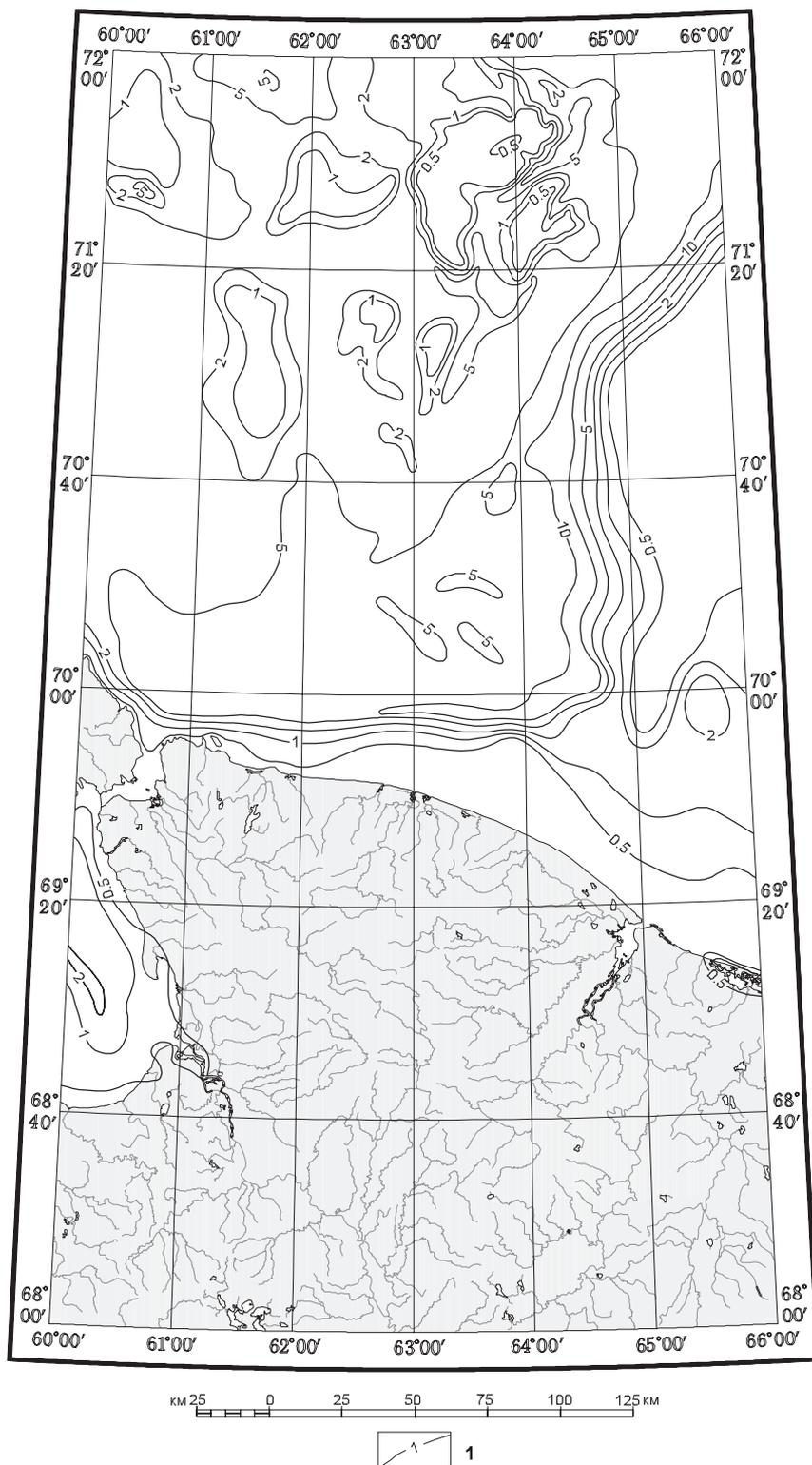


Рис. 13. Схема мощностей голоценовых отложений.

Составил Д. А. Костин.

1 — изопакиты голоценовых отложений, м.

В акустической записи нефелоидным осадкам соответствует сеймопачка с акустически «прозрачной» волновой картиной. Максимальная мощность по данным сейсмоакустического профилирования составляет 22 м.

ВЕРХНИЙ НЕОПЛЕЙСТОЦЕН–ГОЛОЦЕН

Мариний (mШ₄–Н). Отложения выделены на южном и юго-западном склоне террасы Литке. Их формирование происходило на протяжении послеледниковой (фландрской) трансгрессии голоцена в условиях обильного поступления осадочного материала. В волновом поле для сеймопачки ССП-I-1 характерна «прозрачная» в верхней части разреза и субгоризонтальная регулярнослоистая сейсмосапись с протяженными осями синфазности в нижней части. Сеймопачка слагает тела облекания, заполнения и сглаживает неровности палеорельефа в подошве, где отмечается угловое несогласие с образованиями верхнего неоплейстоцена. Кровля сеймопачки весьма ровная и совпадает с поверхностью морского дна. Характер сейсмосаписи показывает, что преимущественное поступление осадочного материала происходило с севера и северо-востока, т. е. из районов террасы Литке и Южно-Карского свода.

Верхи данных образований вскрыты грунтовыми трубками до глубины 3 м. Согласно полученным данным, в прикровельной части пачка сложена текучими алевропелитами серыми, зеленовато-серыми до черного из-за повышенного содержания гидротроилита. Обращает на себя внимание однородность осадков и практически полное отсутствие грубообломочных включений при визуальном описании. Их аналитическое изучение, к сожалению, не проводилось. Генезис и возраст отложений определены по характеру волновой картины и положению их в разрезе. Мощность по сейсмоакустическим данным достигает 32 м.

ЛИТОЛОГИЯ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Для изучения современных донных отложений в рамках объекта было отобрано 200 проб, по которым в лаборатории ВНИИОкеангеология выполнены гранулометрический, минералогический, спектральный, химический анализы. В целях уточнения перспектив нефтегазоносности Южно-Карского шельфа в осадке определялось процентное содержание органического углерода и газонасыщенность осадков.

Литологическая карта поверхностных донных отложений листа R-41 построена на основе результатов гранулометрического анализа образцов, отобранных в интервале 0–0,10 м. Также использовались данные ВНИИОкеангеология по результатам гранулометрического анализа по 62 станциям. Для характеристики осадков и донно-каменного материала привлекались описания из полевых журналов. Ввиду малого количества данных в юго-западной части акватории, использованы типы грунтов с морских карт, сведения из «Люции Карского моря».

Основные факторы седиментогенеза

На процессы современной седиментации влияет целый комплекс факторов, среди которых определяющими являются гидродинамический режим бассейна, рельеф морского дна, режим седиментации, донная и береговая абразия и термоабразия.

В восточной части листа изученная акватория представляет собой мелководную выровненную равнину, ограниченную 50-метровой изобатой. Рельеф центральной и северной частей акватории усложнен системой палеоврезов древней речной сети. В Югорской впадине отмечены максимальные на акватории глубины – до 240 м.

Гидродинамический режим моря складывается из постоянных и приливотливных течений, волнения, сгонно-нагонных, вдольбереговых и других течений. Постоянные течения определяются водообменом с Баренцевым морем.

Абразионные и термоабразионные берега наряду с твердым речным стоком являются одним из основных источников поступления обломочного материала на акваторию, состоящего в основном из тонкого песка, алеврита и пелита.

На Югорско-Байдарацком участке берега средняя скорость отступания абрадируемых берегов составляет 1,5 м/год; объем материала от абразии

берегов – 18 млн т/год; объем материала от абразии дна – 3,4 млн т/год [162].

Также одним из факторов седиментогенеза на акватории является разнос осадочного материала дрейфующими льдами. В составе осадков этот фактор отражается наличием незначительного количества (3–5%) грубообломочного материала (галька, гравий, дресва, щебень) в тонкодисперсных отложениях.

Обработка и интерпретация данных гранулометрического анализа

Гранулометрический состав является наиболее информативным признаком осадка, служит достаточно надежным индикатором условий осадко-накопления. Результаты статистической обработки данных гранулометрического анализа поверхностных проб представлены на схемах и графиках (рис. 14, 15).

Таблица 1

Фракционная структура поверхностного слоя донных осадков

Фракция	min	max	Среднее содержание, %
Гравий	0,0	21,2	0,5
Песок	1,2	94,2	15,5
Алеврит	1,6	77,9	25,5
Пелит	0,0	88,8	58,1

Из табл. 1 следует, что в целом по акватории в составе осадков доминирует пелитовая фракция (58,1%). Следующая по распространенности является фракция алевритовой размерности (25,5%). Содержания песчаной и гравийной фракций невысоки – 15,5 и 0,5% соответственно.

Содержание *гравийной фракции* в осадках на большей части акватории менее 1%, в виде примеси (5–10%) присутствует в различных типах осадков. Лишь вдоль абразионного берега о. Вайгач, в результате размыва береговых пород, и на Северо-Югорском склоне содержание гравия в осадке достигает 21%.

На карте *песчаной фракции* отчетливо видно, что максимальные концентрации (более 50%) в основном приурочены к возвышенным частям рельефа (Западно-Ямальская отмель, Байдарацкая равнина, Северо-Югорский склон). Более глубинные участки характеризуются пониженными содержаниями песчаной фракции (менее 10%).

Распределение *алевритовой фракции* слабо дифференцировано. Южный участок характеризуется относительно однородным распределением алевритовой фракции –10–50%. Только отдельные участки Западно-Ямальской отмели и Северо-Югорского склона (районы поселков Усть-Кара и Амдерма) характеризуются содержанием алеврита более 50%.

Высокие концентрации *пелитовой фракции* отмечены в понижениях рельефа. В Югорской впадине содержание пелита превышает 85 %, в прибрежных частях пелит практически отсутствует.

Для изучения фракционной структуры донных осадков и оценки ее латеральной изменчивости рассчитаны значения основных статистических параметров, таких как средний размер частиц, стандартное отклонение и сортированность осадка, что позволяет делать более обоснованные выводы о процессах седиментации.

Средний размер – является мерой местоположения осадка в конкретных энергетических условиях, характеризуется равновесным состоянием осадка по отношению к этим условиям. Исходя из этого, средний размер зерен рассчитан как показатель энергии среды седиментации, зависящий от крупности исходного материала и интенсивности воздействия на осадок гидродинамических факторов [145].

Полученная схема распределения частиц по среднему размеру показывает, что основная часть осадков относится к фракции среднего пелита (среднее значение 0,007 мм), что указывает на дефицит крупных фракций в осадках акватории (рис. 14). Уменьшение среднего размера происходит с увеличением глубины моря в области низких энергий (впадины и желоба). Увеличение среднего размера более 0,05 мм отмечено лишь в прибрежной зоне, в областях более высоких энергий.

Стандартное отклонение (σ) – параметр, отражающий статистический смысл распределения частиц по среднему размеру. Характеризует меру устойчивости во времени гидродинамики среды [145]. Значения, превышающие фоновые на 2–3 σ , соответствуют зонам с интенсивной стабильной гидродинамикой, здесь происходит размыв, вынос более мелкого материала. Значения ниже фоновых характеризуют участки со слабой гидродинамической активностью.

Сортированность. Как показатель меры сортированности был рассчитан коэффициент нормированной энтропии. Коэффициент (H_g) предложен С. И. Романовским (1988) для оценки сортированности осадка в пределах всего интервала размерностей (от глин до гравия) (рис. 14).

Полученная схема показывает, что на данной акватории преобладают плохосортированные осадки ($H_g > 0,50$). Поля хорошосортированных осадков ($H_g < 0,25$) отмечаются на прибрежном мелководье, во впадинах формируются умеренно сортированные осадки. В целом для этого региона среднее значение сортированности составляет 0,55. Это выражается в доминировании на акватории бигранулярных осадков различного состава.

Для определения динамических типов донных отложений использована методика построения кумулятивных кривых [253, 235]. На ее основе, без необходимости измерения скоростей придонных течений, возможна типизация донных отложений и восстановление гидродинамики среды.

Все многообразие кумулятивных кривых сведено к четырем типам: Г, Е, А, В. Тип Е подразделяется на подтипы Е1 и Е2 [152] по содержанию гравийной фракции в осадке (положение относительно оси Х). Подтипы Г1, Г2 и А1, А2 выделены по статистическим показателям и по перегибу

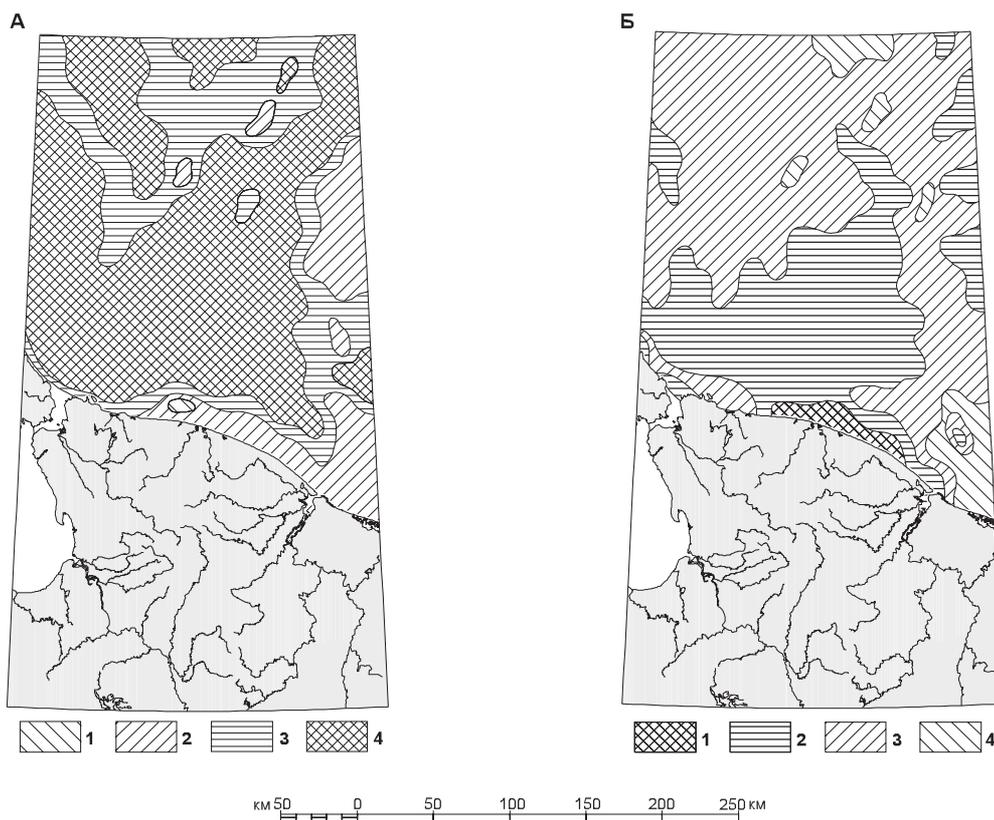


Рис. 14. Расчет статистических показателей по данным гранулометрического анализа. Составила М.С. Пармонова.

А – характеристика энергии среды седиментации. 1–4 – средний размер частиц (мм): 1 – 0,1–0,05 (алеврит крупный), 2 – 0,05–0,01 (алеврит мелкий), 3 – 0,01–0,005 (пелит крупный), 4 – 0,005–0,001 (пелит средний).

Б – энтропийная мера сортированности. 1–4 – коэффициент нормированной энтропии: 1 – 0,1–0,25 (хорошо сортированные), 2 – 0,25–0,5 (умеренно сортированные), 3 – 0,5–0,75 (плохо сортированные), 4 – 0,75–0,9 (несортированные).

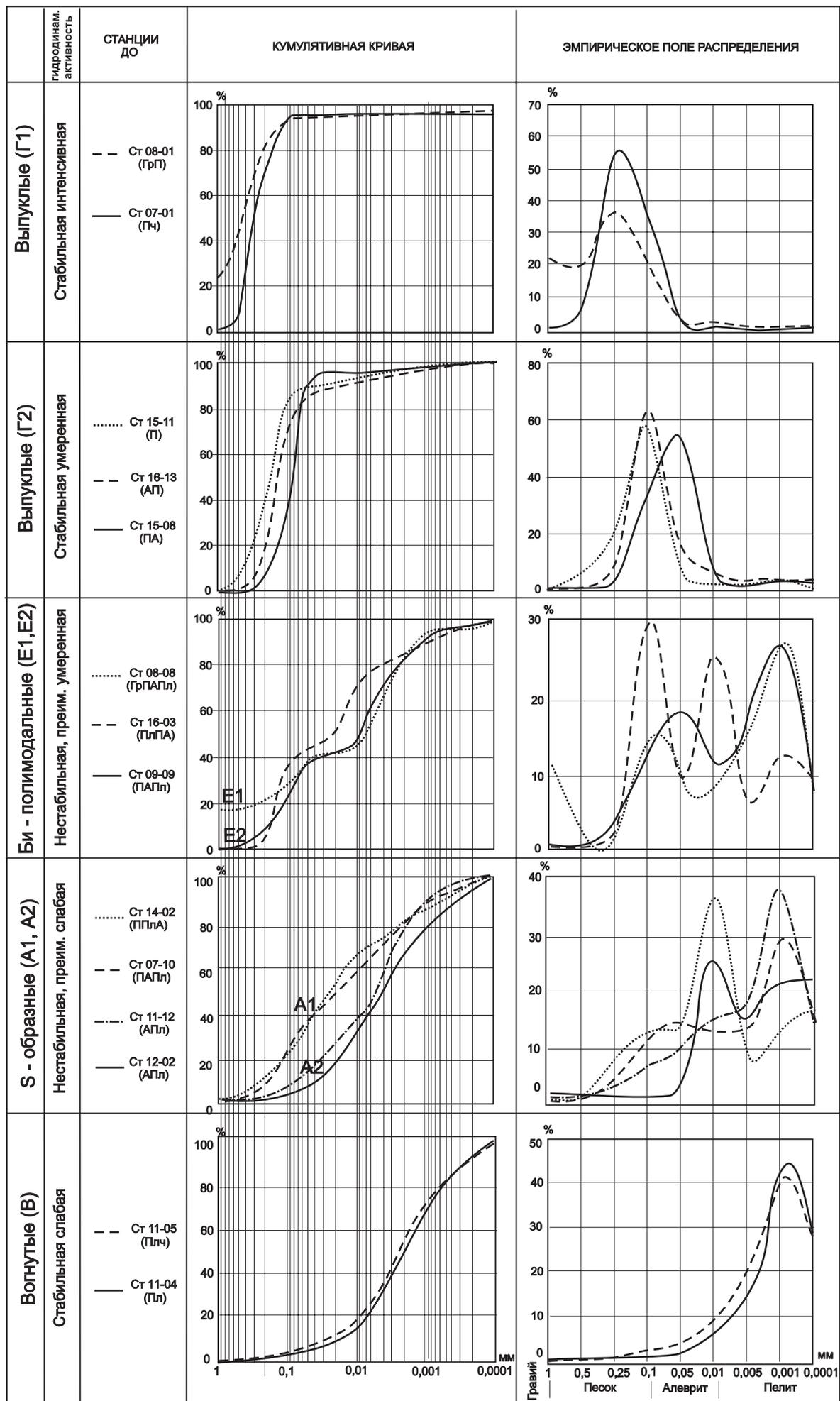


Рис. 15. Зависимость гранулометрического состава от гидродинамической активности.
 Составила М.С. Парамонова.

кумулятивной кривой. Выделенные динамические типы отложений достаточно четко отражают особенности гидродинамических режимов и, как следствие, преобладающие процессы седиментации.

Рис. 15 иллюстрирует различные типы кумулятивных кривых. Характеристика динамических типов донных отложений, выделенных по соответствующей кумулятивной кривой, приведена в табл. 2, где сведены статистические, геоморфологические и литодинамические параметры. На основании таблицы было произведено районирование акватории по динамическим типам поверхностных осадков (врезка к «Литологической карте поверхности морского дна»).

Гранулометрические типы осадков

Гранулометрический состав является основным классификационным признаком современных донных отложений. Для характеристики гранулометрического состава морских осадков применялась системная десятичная метрическая классификация ВНИИОкеангеология, в соответствии с которой на литологической карте поверхности морского дна выделены осадки четырех гранулометрических типов: моногранулярные, бигранулярные, тригранулярные и полигранулярные [71].

Моногранулярные (однородные) осадки, сложенные на 75% и более одной доминирующей фракцией (30% площади акватории), представлены песками, алевритами и пелитами. Среди моногранулярных осадков выделяются **моногранулярные чистые**, где содержание господствующей фракции составляет более 85% (7% площади акватории).

Моногранулярные песчаные осадки (II), в том числе чистые (II^ч), занимают менее 3% площади дна. Их распространение связано главным образом с мелководной частью акватории, на глубинах менее 50 м. Среди моногранулярных песков преобладают мелко- и среднезернистые, причем достаточно часто они переходят в чистые осадки с содержанием одной фракции более 85%. Пески развиты вдоль Северо-Югорского склона, где они формируются в условиях стабильной интенсивной гидродинамики. Прибрежная зона отличается наибольшей гидродинамикой, поскольку в ее пределах высвобождается значительное количество энергии волн и течений: приливо-отливных, сгонно-нагонных, вдольбереговых, штормовых течений.

Преобладают процессы размыва и транспортировки материала, что способствует формированию хорошо- и умеренносортированных осадков. Вдольбереговые потоки наносов направлены к Байдарацкой губе. Для осадков характерна выпуклая форма кумулятивной кривой Г1-типа. Песчаные разномыльные осадки также отмечаются в пределах Западно-Ямальской отмели. Содержание песчаной фракции не более 80%, примесь алеврита 10–20%, пелита не более 10%. Они формируются в условиях стабильной умеренной гидродинамики, с преобладанием процессов транспортировки и перемыва подстилающих отложений. Форма кумулятивной кривой выпуклая, Г2-типа. Кроме того, пески развиты в проливе Югорский Шар и прибрежных зонах материковых губ.

Типизация донных отложений по динамическим типам

Кумулятивная кривая	Динамический тип	Тип осадка	Статистические параметры			Геоморфологическая позиция, батиметрический уровень	Гидродинамическая активность	Литодинамические параметры	
			Средний размер, мм	Стандартное отклонение	Сортированность (Энтропия)			Процессы седиментации	Способ перемещения обломочного материала
Выпуклые	Г1	П, ГрП	0,03–0,08 (Ам–Ак)	+1+3 и >3	Хорошо- и умеренносортированные (0,1–0,4)	Прибрежный склон (до 50 м), углы наклона 15–30'	Стабильная интенсивная	Размыв, частично транспортировка	Волочение
	Г2	П, А, АП, ПА	0,01–0,04 (Ам)	+0+2	Умеренно- и плохосортированные (0,3–0,7)	Прибрежная равнина (до 50 м)	Стабильная умеренная	Транспортировка и размыв, частично аккумуляция	Волочение, сальтация
Бимодальные	Е1	Полимиктиты мелкообломочные	0,02–0,04 (Ам)	+2+3	Несортированные (>0,8)	Вершины возвышенностей (130–140 м), углы наклона 0–15'	Нестабильная преимущественно умеренная	Транспортировка и размыв, частично аккумуляция	Сальтация
	Е2	ПлП, ПлАП, ПлПА, ППЛА, ПЛА	0,03–0,08 (Плк-Ам)	0+2	Плохо- и несортированные (0,6–0,8)	Прибрежная равнина (до 50 м), прибрежный склон (до 100 м), углы наклона 5–15', вершины возвышенностей	Нестабильная преимущественно умеренная	Транспортировка, частично размыв и аккумуляция	Сальтация
S-образные	А1	ППЛА, ПАПл, ПЛА	0,02–0,05 (Плк)	–0,5 +1	Умеренно- и плохосортированные (0,3–0,7)	Вершины возвышенностей (80–100 м), углы наклона 0–15'	Нестабильная преимущественно слабая	Транспортировка, частично размыв и аккумуляция	Сальтация
	А2	ППЛА, АПл, Пл	0,002–0,01 (Плс-Плк)	–1–0	Умеренно- и плохосортированные (0,4–0,7)	Склоны, подножия склонов с углами наклона 0–1° (100–200 м)	Нестабильная преимущественно слабая	Транспортировка и аккумуляция	Сальтация, осаждение из взвеси
Вогнутые	В	Пелиты	0,001–0,004 (Плс)	–1–0,5	Умеренносортированные (0,3–0,5)	Днища впадин (150–200 м)	Стабильная слабая	Аккумуляция	Осаждение из взвеси, сальтация

Часто с районами развития песков связаны повышенные количества биогенного материала (Западно-Ямальская отмель, Северо-Югорский склон).

Моногранулярные алевриты (А) имеют крайне ограниченное распространение в изученном бассейне. Закартировано одно небольшое поле алевритов в пределах Западно-Ямальской отмели, на глубине 20 м. Содержание алевритовой фракции составляет 75–80%, как примесь присутствует песок до 15% и пелит до 10%. Осадки формируются в условиях стабильной умеренной гидродинамики, сортировка осадков умеренная, выпуклая форма кумулятивной кривой.

Моногранулярные пелиты (Пл) занимают около 22% площади листа. Развита в пределах днищ Югорской и Пухучанской впадин, а также в пределах Восточно-Новоземельского желоба, на глубинах моря, превышающих 150 м. Гипсометрически ниже в Югорской впадине, которая является ловушкой для мелко- и среднedisперсных частиц, пелиты переходят в чистые осадки с содержанием пелитовой фракции до 88%, фракция субколлоидного пелита составляет не более 32%, преобладают частицы размера среднего пелита. Также пелитовые отложения выстилают пониженные участки палеорусел древней речной сети. Средний размер осадков – 0,001–0,004 мм. Содержание пелитовой фракции составляет более 75%, из примесей присутствуют песок – 3–6%, алеврит – 8–16%. Формирование однородных пелитовых отложений определяется стабильной слабой гидродинамической активностью придонного слоя, в результате чего происходит осаждение из взвеси пелитовых частиц. Сортировка осадков умеренная, характерна вогнутая кумулятивная кривая В-типа.

Бигранулярные (переходные) осадки сложены преобладающей (от 50 до 75%) и дополняющей (25–50%) размерными группами фракций. Эти отложения в целом занимают 40% площади дна изученной части Карского моря и представлены песчаными, алевритовыми и пелитовыми разновидностями.

Гравийные пески (ГрП) отмечены на Северо-Югорском склоне на глубинах 30 м, где они фациально переходят в моногранулярные пески. Содержание песка в осадке составляет 60–72, гравия – 20–45%. С гравийными песками связано высокое содержание карбонатного материала. Кумулятивные кривые Г1-типа указывают на формирование данных осадков в условиях стабильной интенсивной гидродинамики, средний размер частиц увеличивается до 0,08 мм (Ак), стандартное отклонение превышает 3 σ .

Алевритовые пески (АП) занимают около 3% площади дна. Самые крупные поля алевритовых песков закартированы на Западно-Ямальской отмели и Байдарацкой равнине. В основном алевритовые пески залегают на отметках от 20 до 40 м. Гипсометрически выше алевритовых песков располагаются моногранулярные пески, а глубже песчаные алевриты и миктиты. Содержание песчаной фракции в алевритовых песках изменяется от 55 до 74%, алеврита – от 25 до 43%, отмечается примесь пелита менее 10%. Характерна S-образная форма кумулятивной кривой с резким перегибом в крупноалевритовой фракции.

Пелитовые пески (ПлП) практически не развиты. Небольшие поля присутствуют на глубинах 30–90 м среди песчаных алевритов в Байдарацкой равнине. В составе осадков (%): песок – 60–67, пелит – 18–20, алеврит – 7–15, гравий – 9–10%.

Песчаные алевриты (ПА) занимают около 2% площади дна и главным образом развиты на выровненных поверхностях, фациально переходя в пелитовые алевриты и миктиты. Они развиты на мелководных участках до глубины 30 м. Содержание алевритовой фракции в осадке изменяется от 51 до 62%, песчаной – от 35 до 44%, примесь пелита менее 10%.

Пелитовые алевриты (ПЛА) также занимают менее 2% площади акватории. Встречаются на Северо-Югорском склоне непосредственно у берега, на Западно-Ямальской отмели на глубинах до 30 м. При этом поля пелитовых алевритов, подчиняясь батиметрической зональности, располагаются гипсометрически ниже песчаных алевритов. С увеличением глубины пелитовые алевриты переходят в пелитовые миктиты и алевритовые пелиты. Также небольшие поля пелитовых алевритов выделены на локальных повышениях рельефа в поле алевритовых пелитов на глубинах 100–120 м. Содержание алевритовой фракции в осадках 52–64%, пелитовой – 23–45%, примесь песка – до 4–12%.

Из всех разновидностей литологических типов наибольшую площадь листа – почти 55% занимают *алеваитовые пелиты (АПл)*. Они формируются на глубинах 40–180 м в условиях нестабильной преимущественно слабой гидродинамики, с преобладанием процессов транспортировки и аккумуляции, о чем свидетельствует плавная S-образная кумулятивная кривая, без резких перегибов. Содержание пелитовой фракции в осадке составляет 50–74%, алеврита – 20–47%, примесь песка – 2–10%. Осадки умеренносортированные.

Тригранулярные осадки (миктиты), состоящие из трех фракционных групп, и **полигранулярные (полимиктиты)**, сложенные четырьмя и более фракциями, относятся к смешанным осадкам и занимают 15% площади дна. Они содержат взаимодополняющие размерные группы фракций в количестве от 25 до 50% каждой фракции, сопутствующие – от 10 до 25%. Сортировка осадков плохая ($H_r > 0,75$), кумулятивные кривые в основном би- и полимодальные.

На карте выделяются следующие разновидности миктитов: гравийно-алеваито-песчаные (ГрАП), пелито-алеваито-песчаные (ПлАП), алеврито-пелито-песчаные (АПлП), пелито-песчано-алеваитовые (ПлПА), песчано-пелито-алеваитовые (ППЛА), песчано-алеваито-пелитовые (ПАПл). Они выполняют значительные по площади пространства между районами распространения осадков переходного типа, связаны с ними и между собой фациальными переходами.

Из мелкообломочных миктитов, выделенных на литологической карте, наиболее широко распространены *песчано-пелито-алеваитовые (ППЛА)* и *песчано-алеваито-пелитовые (ПАПл)*, связанные фациальными переходами. Глубины их встречаемости изменяются в широких пределах: от уреза воды в прибрежной зоне до 100–150 м на склонах желобов. Формирование

ППЛА на мелководной части связано с выносом алевритового материала из Байдарацкой губы.

Полимиктиты имеют крайне ограниченное распространение по площади акватории (0,3%), приурочены к вершинам водораздельных поверхностей, связаны с участками перемыва подстилающих верхнеолейстоценовых отложений.

Генетическая характеристика донных отложений

В зависимости от происхождения и вещественного состава исходного материала среди морских осадков изученной акватории листа выделены следующие вещественно-генетические типы: терригенный, биогенно-терригенный, хемогенно-терригенный. Также выделены генетические типы: палимпсестовый и декливиальный.

Терригенные отложения наиболее широко развиты и занимают около 90% площади дна, крапом на карте не выделяются. Основными источниками обломочного материала являются продукты береговой и донной абразии. Твердый сток рек имеет второстепенное значение. Кроме того, большое количество материала выносится из Байдарацкой губы отливными течениями. При этом значительная часть терригенных частиц первоначально оседает в губах, заливах или вблизи берегов. Попав в зону волнения и течений, терригенный материал начинает перераспределяться по площади дна в соответствии с гидравлической крупностью частиц и в зависимости от морфологии дна до соответствующего им энергетического уровня. Перенос материала осуществляется путем волочения по дну, сальтацией и во взвеси. Первый способ характерен для гравия и песка, второй – для мелкопесчаных и алевритовых частиц, третий – для пелитовых [145].

Палимпсестовые осадки формируются при размыве и перемыве верхнеолейстоценовых морских отложений и развиты на участках отсутствия голоценовых отложений или их незначительной мощности (менее 0,5 м). Районы развития палимпсестовых отложений отмечены на Западно-Ямальской отмели, вершинах подводных возвышенностей и возвышенности Литке. Представлены они различными литологическими типами осадков, от бигранулярных до полимиктитов. К палимпсестовым отложениям приурочены скопления ракуши и ракушечного детрита. Характерной особенностью их минерального состава является часто повышенное, по сравнению с терригенными отложениями, количество эпидота, гранатов, черных рудных минералов.

Декливиальные осадки выделены предположительно вблизи абразионных берегов о. Вайгач, который отличается крутизной склонов до 1–3°. В результате гравитационных процессов у подножия склона образуются мощные осыпи и оползни, содержащие в составе грубообломочный материал.

Биогенно-терригенные отложения развиты в пределах Западно-Ямальской отмели, на вершинах подводных возвышенностей и возвышенности Литке. Содержание карбонатной биогенной составляющей не превышает 25%. Часто повышенные содержания ракуши и ракушечного детрита приурочены к зонам размыва и перемыва морского дна.

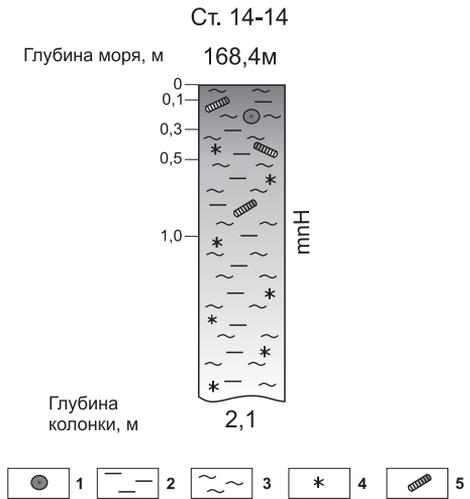
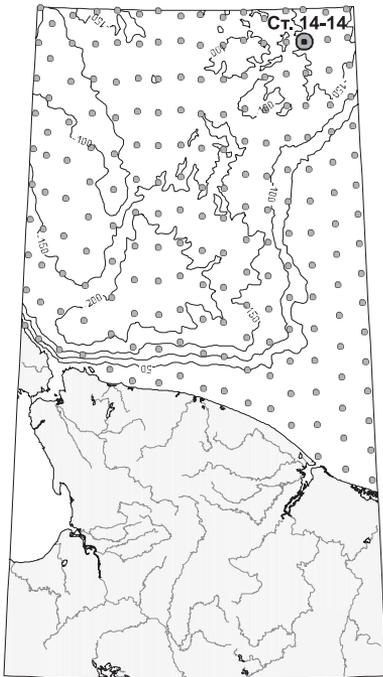
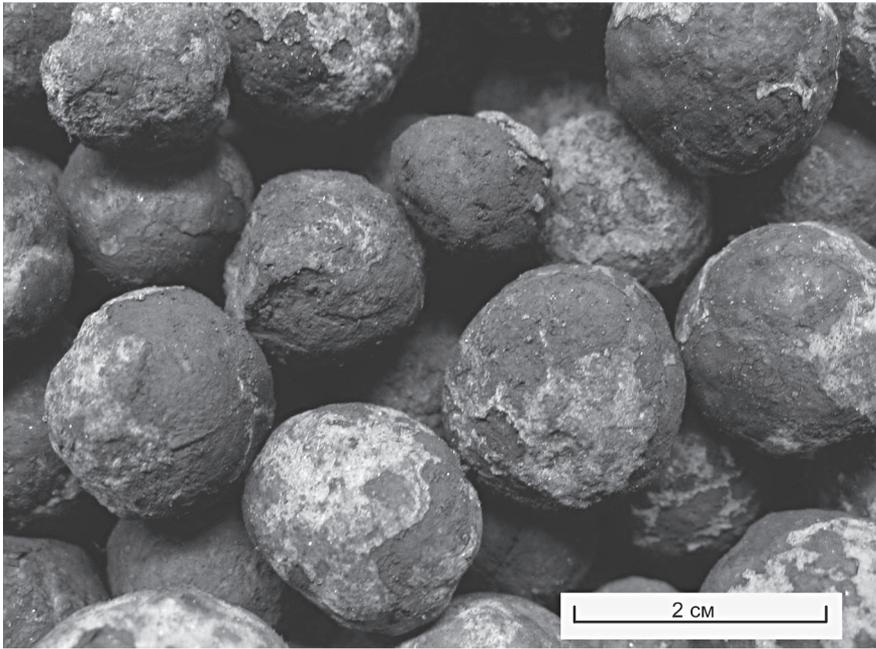


Рис. 16. Железомарганцевые конкреции в Карском море (ст. 14-14).

Составила М. С. Пармонова. Материалы ОАО «МАГЭ». Фото О. В. Исаевой.

1 – железомарганцевые конкреции; 2 – алеврит; 3 – пелит; 4 – гидротроилит; 5 – трубочки полихет.

Особенностью донных отложений Карского моря является присутствие железомарганцевых конкреций и корок, что позволяет выделить *хемогенно-терригенный* вещественно-генетический тип отложений. Поля их развития и отдельные находки вынесены на литологическую карту. На ряде станций донного опробования обнаружены железомарганцевые конкреции шарообразной практически правильной формы в диаметре до 2 см, матовые с неровной поверхностью, темные до черного, с пятнами окисления желто-рыжего цвета (рис. 16). В осадке они распределены равномерно, залегают с глубины 15–20 см. Содержание конкреций в осадке до 5%. Шарики плотные, относительно быстро разрушаются в песок только в воде. Также на некоторых станциях (16–17, 15–15) на ровной поверхности влажного осадка (неуплотненный пелит) отмечено 1–3% черных частиц гравийной размерности. Гравий тяжелый, притопленный в осадок. Такие частицы лишь на поверхности, не глубже 1 см. На данных станциях зафиксированы повышенные содержания Fe и Mn, что позволяет предположить, что этот гравий – «зародыши» конкреций, т. е. процесс конкрециеобразования протекает в современных условиях. Корки на обломках пород и раковинах моллюсков достигают размеров 7–12 см.

Районы находок ЖМК сосредоточены в северо-восточной части листа, удалены от берегов и приурочены к участкам с малой мощностью современных и новейших отложений. Данные по плотности распределения железомарганцевых конкреций и корок на дне взяты из материалов работ, проводимых ранее в Карском море [257, 235]. Формирование ЖМК связывается В. И. Гуревичем с диффузионным поступлением восстановленных поровых растворов на поверхность морского дна.

Минерально-геохимическая характеристика донных отложений

Изучение минерального состава проб проводилось иммерсионным методом, была исследована крупноалевритовая фракция (0,1–0,05 мм).

Минеральный состав поверхностных донных отложений, естественно, зависит от петрографического состава пород областей сноса. Выход тяжелой фракции в осадках изменяется в зависимости от близости суши, дальности переноса и гидродинамических условий зоны седиментации.

Тяжелая фракция неравномерно распределена в осадках изучаемой акватории. В пределах Байдарацкой равнины, Северо-Югорского и Западно-Ямальского склона выход тяжелой фракции составил более 10%. По минеральному составу тяжелая фракция осадков характеризуется преобладанием породообразующих минералов (пироксены, амфиболы и минералы группы эпидота–цоизита), которые составляют до 65% от выхода тяжелой фракции.

В качестве аксессуарных минералов присутствуют апатит, турмалин, циркон, титанистые минералы (сфен, лейкоксен, рутил). Эпизодически встречаются анатаз, брукит, ставролит, силлиманит, кианит, биотит, хромшпинелиды. В тяжелой фракции также выявлены минералы – гидроокислы железа, сидерит, железисто-карбонатные агрегаты, которые могут быть как терригенного, так и аутигенного происхождения.

Моноклинный тироксен присутствует в виде либо угловатых, угловато-окатанных зерен, либо призматических, иногда с пилообразными краями, бледно-коричневых, в основном без включений.

Ромбический тироксен присутствует в виде призматических и полуокатанных зерен, плеохроирующих в зеленовато-розовых тонах. Вдоль спайности отмечаются еле заметные рудные включения.

Роговая обманка присутствует повсеместно в виде либо призматических зерен, либо угловато-окатанных и окатанных зерен зеленого цвета разной интенсивности. В единичных знаках присутствуют бурые, зеленовато-бурые зерна, а также сине-зеленые.

Щелочной амфибол присутствует в единичных знаках в виде бесформенных, полуокатанных зерен, плеохроирующих в голубовато-фиолетовых тонах, и относится к группе глаукофана.

Эпидот-цоизит присутствует во всех пробах в виде: 1) бесцветных угловато-окатанных и окатанных зерен с массой газовой-жидких включений, трещиноватых; 2) фисташково-зеленых полуокатанных зерен, трещиноватых, с массой включений других минералов; 3) фисташково-зеленых, совершенно чистых от включений; 4) призматических; 5) радиально-лучистых агрегатов.

Циркон присутствует во всех пробах в виде: 1) окатанных и полуокатанных зерен, бесцветных, с редкими газовой-жидкими включениями округлой и овальной формы, иногда отмечаются зерна со следами граней роста; 2) окатанных бледно-розового цвета; 3) полуокатанных с вростками рутила; 4) призматических темно-розового цвета, трещиноватых; 5) призматических бесцветных, чистых от включений.

Рутил в виде хорошоокатанных зерен, иногда в виде коленчатых двойников.

Гранат во всех пробах в виде: 1) угловато-окатанных, угловатых, бесцветных, с редкими газовой-жидкими включениями, иногда со следами растворения; 2) окатанных, угловато-окатанных, розовых, чистых и с газовой-жидкими включениями; 3) угловатых зерен с показателями преломления, близкими или равными 1,76. Последнее позволяет предположить, что эти гранаты относятся к группе альмандина, содержащего пироповую составляющую.

Турмалин присутствует в виде угловато-окатанных зерен, плеохроирующих в зеленовато-бурых тонах.

Биотит присутствует в виде чешуек с неровными краями бледно-зеленого и коричневого цветов.

Хлорит в виде лучистых и спутанно-волокнистых агрегатов бледно-зеленого цвета.

Ставролит присутствует в виде полуокатанных зерен желтого цвета с массой газовой-жидких включений, а также вкраплений рудных минералов.

Пирит присутствует крайне редко в виде микроконкреций.

Черные рудные присутствуют повсеместно в виде полуокатанных зерен черного цвета: примерно 2/3 зерен относятся к ильмениту, а 1/3 – к магнетиту и титаномагнетиту.

Сидерит присутствует в виде округлых агрегатных зерен с небольшим количеством гидроокислов железа.

Наблюдается изменчивость по площади по процентному соотношению минерального состава тяжелой фракции в изученных отложениях. Наиболее контрастно она проявлена в изменчивости содержания минералов группы пироксенов, амфиболов, эпидота–цоизита, черных рудных минералов.

Максимальная концентрация (31,4%) пироксенов отмечена в Пухучанской впадине. Минимальные содержания пироксена отмечаются в западной части листа R-41. Содержание амфиболов изменяется от 1,9 в северо-восточной части до 29,6% в южной части исследуемой территории. Максимальные содержания отмечаются в пределах Югорской впадины, Восточно-Новоземельского желоба, на Байдарацкой равнине и Северо-Восточном склоне. Содержание минералов группы эпидота–цоизита варьирует от 2 до 30,6%. Максимальные количества приурочены к склонам (Северо-Югорский склон, Восточно-Новоземельский желоб).

Процентное содержание чёрных рудных минералов изменяется от 0,01 до 62,1%. Увеличение их содержания происходит в направлении от берега к Пухучанской впадине, Южно-Карской седловине, а наибольшее содержание отмечается в донных отложениях на террасе Литке.

Повышенные содержания гранатов, цирконов и титанистых минералов на акватории оконтурены на литологической карте. Комплексные ореолы рассеяния этих полезных минералов выделены в прибрежной части на Северо-Югорском склоне. Повышенные содержания, превышающие фоновые на 2–3 σ , составляют ($\text{кг}/\text{м}^3$): гранат – 3,5–7,2, циркон – 4,7–7, титан – 19–25,7. На Западно-Ямальской отмели выделены ореолы рассеяния по титану и циркону. Здесь содержания циркона составляют 4,8–10 $\text{кг}/\text{м}^3$, титана – 17,8–41,2 $\text{кг}/\text{м}^3$.

Анализ распределения основных минералов тяжелой фракции позволил выделить четыре минеральные ассоциации (рис. 17) по аксессуарным минералам современных отложений Южно-Карского района:

1) эпидот-чернорудная ассоциация с цирконом выделена в северной части района;

2) эпидот-амфиболовая ассоциация развита в Югорской впадине, на возвышенности Литке;

3) эпидот-амфибол-чернорудная ассоциация приурочена к осадкам Северо-Югорского склона и Байдарацкой равнины;

4) эпидот-пироксен-чернорудная ассоциация с гранатом, цирконом, сфером наиболее характерна для осадков Западно-Ямальской отмели и северо-восточных участков района.

Ближайшими областями сноса для формирования минеральных ассоциаций являются:

- острова Новой Земли (породы карбона, перми, силура, девона);
- о. Вайгач (каменноугольные, силурийские и ордовикские терригенные и терригенно-карбонатные породы);
- Югорский полуостров (метаморфические, осадочные терригенные и терригенно-карбонатные породы палеозойского и мезозойского возраста);

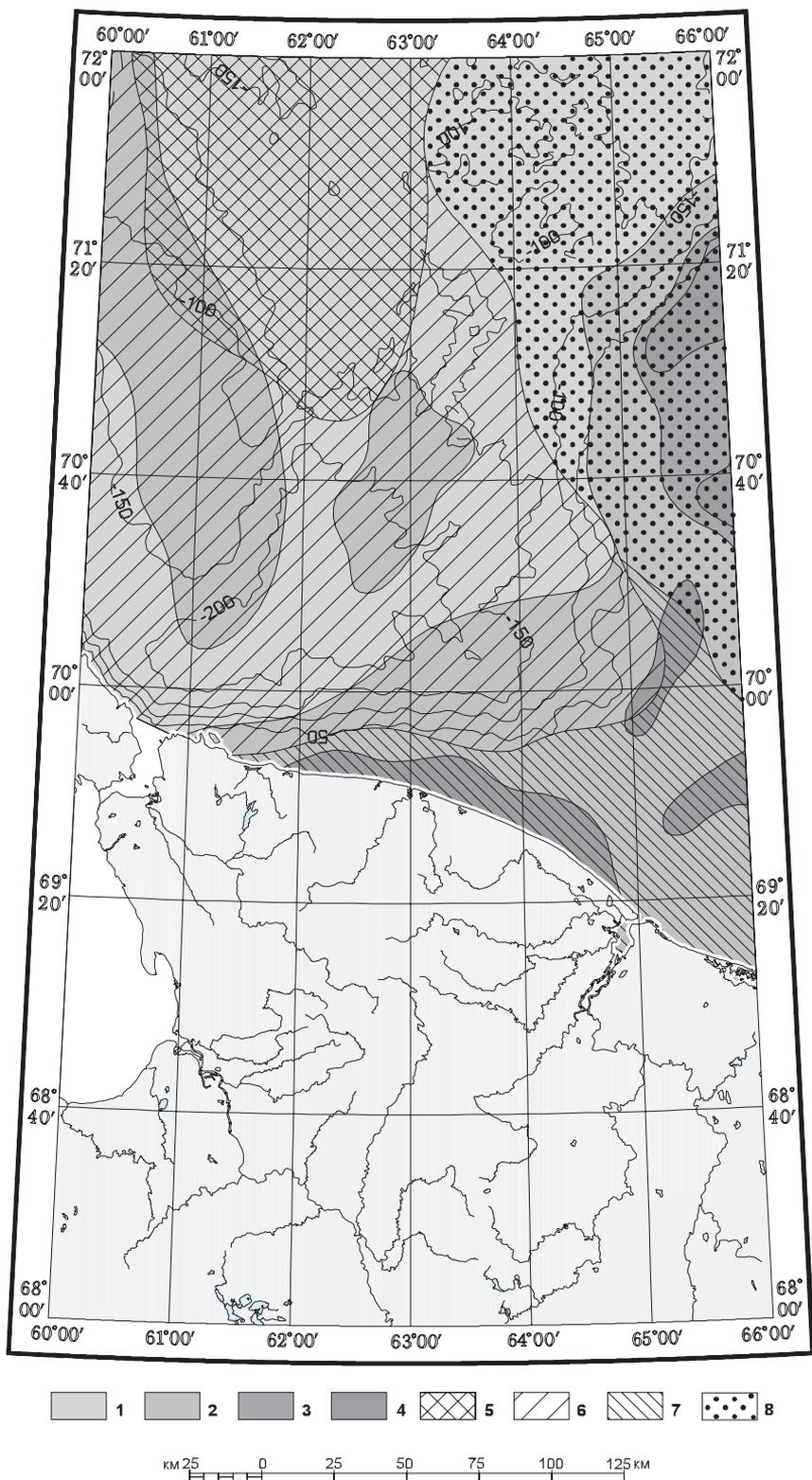


Рис. 17. Минералогическая характеристика поверхностных осадков. Составила М.С. Парамонова.

1–4 – содержание тяжелой фракции: 1 – менее 1%, 2 – 1–5%, 3 – 5–10%, 4 – более 10%; 5–8 – минеральные ассоциации тяжелой фракции современных отложений: 5 – эпидот-чернорудная с цирконом, 6 – эпидот-амфиболовая, 7 – эпидот-амфибол-чернорудная, 8 – эпидот-пироксен-чернорудная.

– Полярный Урал (протерозойские–палеозойские метаморфические и изверженные породы преимущественно кислые, в меньшей степени – основного состава);

– п-ов Ямал (верхнемеловые–палеогеновые и плиоцен-четвертичные терригенные отложения).

Также терригенный материал для формирования минеральных ассоциаций поступает за счет абразии морского дна мелководий и размыва подстилающих отложений.

Содержание элементов-примесей в отложениях определялось спектральным полуколичественным анализом. Поступление химических элементов в донные осадки осуществляется с терригенным обломочным материалом, поступающим с суши, путем выпадения из взвеси, а также за счет размыва подстилающих слоев. В табл. 3 приведены содержания элементов-примесей в донных осадках акватории. Концентрации, значительно превышающие кларковые содержания в осадочных породах [25], отмечены для элементов титана, марганца, циркона.

Таблица 3

Содержание элементов-примесей в донных осадках

Элемент	Среднее содержание, вес. %	max	Кларковое содержание в осадочных породах (по А. П. Виноградову)
Ba	$8,0 \times 10^{-2}$	$20,0 \times 10^{-2}$	8×10^{-2}
Be	$2,0 \times 10^{-4}$	$5,0 \times 10^{-4}$	3×10^{-4}
Ti	52×10^{-2}	100×10^{-2}	$4,5 \times 10^{-2}$
Mn	42×10^{-2}	100×10^{-2}	$6,7 \times 10^{-2}$
Fe	5,4	>10	3,9
Pb	$1,4 \times 10^{-3}$	$5,0 \times 10^{-3}$	2×10^{-3}
Ni	$6,0 \times 10^{-3}$	10×10^{-3}	$9,5 \times 10^{-3}$
Zr	$36,6 \times 10^{-3}$	100×10^{-3}	20×10^{-3}
Mo	$0,3 \times 10^{-3}$	$0,7 \times 10^{-3}$	2×10^{-4}
V	$1,3 \times 10^{-2}$	$3,0 \times 10^{-2}$	$1,3 \times 10^{-2}$
Cu	$6,0 \times 10^{-3}$	10×10^{-3}	$5,7 \times 10^{-3}$
Zn	$6,0 \times 10^{-3}$	30×10^{-3}	8×10^{-3}
Co	$9,5 \times 10^{-4}$	$70 \times 10^{-4} \times$	20×10^{-4}
Sr	$1,8 \times 10^{-2}$	$7,0 \times 10^{-2}$	$4,5 \times 10^{-2}$

Основную роль в накоплении элементов-примесей играют природные факторы (обогащение минералами-носителями за счет механической дифференциации, сорбция, химическое осаждение). Поэтому повышенные содержания Cu, Pb, Ni, Zn и ряда других элементов приурочены к алевроитопелитовым отложениям (см. гл. «Геоэкология»).

Геохимические исследования органического вещества в донных отложениях

Распределение органического вещества является одной из важнейших характеристик геохимических свойств донных отложений. Для изучения органического вещества донных осадков выполнялись анализы на содержание в пробах органического углерода и углеводородных газов.

Содержание органического углерода в современных отложениях определялось «мокрым сжиганием» по методу Кноппа по 90 станциям. Данные по распределению $C_{\text{орг}}$ необходимы для выявления связей с условиями седиментогенеза и диагенеза. Для исследования условий осадконакопления наиболее информативными являются осадки, залегающие глубже 0,7–0,8 м, так как в верхних горизонтах протекают интенсивные биохимические процессы [49].

Содержание органического углерода в среднем по акватории составляет 0,88%, достигает максимальных значений в Пухучанской впадине и в западной части акватории ($> 1,1\%$). В Пухучанской впадине повышенные содержания $C_{\text{орг}}$ приурочены к алевроито-пелитовым отложениям, выражена зависимость содержаний $C_{\text{орг}}$ от сорбционной активности осадка (сорбционно-активная глинистая фракция), также наблюдается связь содержания $C_{\text{орг}}$ с геоморфологической позицией.

Пониженными содержаниями $C_{\text{орг}}$ ($< 0,5\%$) отличаются осадки Западно-Ямальской отмели, Байдарацкой губы и вершины подводных возвышенностей.

В качестве основных нефтегазопроисходительных признаков при определении перспективности площади по геохимическим критериям рассматривались аномальные содержания метана, суммы тяжелых углеводородов. Как возможные показатели эпигенетичности газов использовались коэффициент сухости, коэффициент предельности, а также отсутствие связи между дисперсностью осадков и их газонасыщенностью. Было проанализировано 124 пробы донных осадков на состав и содержание газовой компоненты.

Среди углеводородных газов в отложениях доминирует метан. Его содержания варьируют в очень широких пределах – от менее 1 до 73×10^{-3} нл/кг. Метан опережает другие УВ газы при миграции и обладает значительной химической и термической устойчивостью, может иметь биохимическое и глубинное происхождение. Поэтому он не является надёжным геохимическим индикатором или поисковым признаком наличия скоплений УВ. Зоны высоких содержаний метана тяготеют к зонам малой мощности или даже практического отсутствия рыхлого плиоцен-четвертичного покрова. Аномальные значения коэффициента сухости углеводородных газов (> 3 ст. откл.) могут свидетельствовать об эпигенетичной природе выявленных аномальных ореолов метана (рис. 18, А).

Помимо метана в газовой фазе донных отложений присутствует широкий спектр его гомологов – тяжелые углеводороды. В их составе присутствуют как предельные углеводороды – этан, пропан, н-, и-бутан, так и непредельные – этилен, и-бутилен. Они образуются только в процессе образования нефти при преобразовании рассеянного органического вещества на стадии диагенеза и, особенно, на стадии катагенеза.

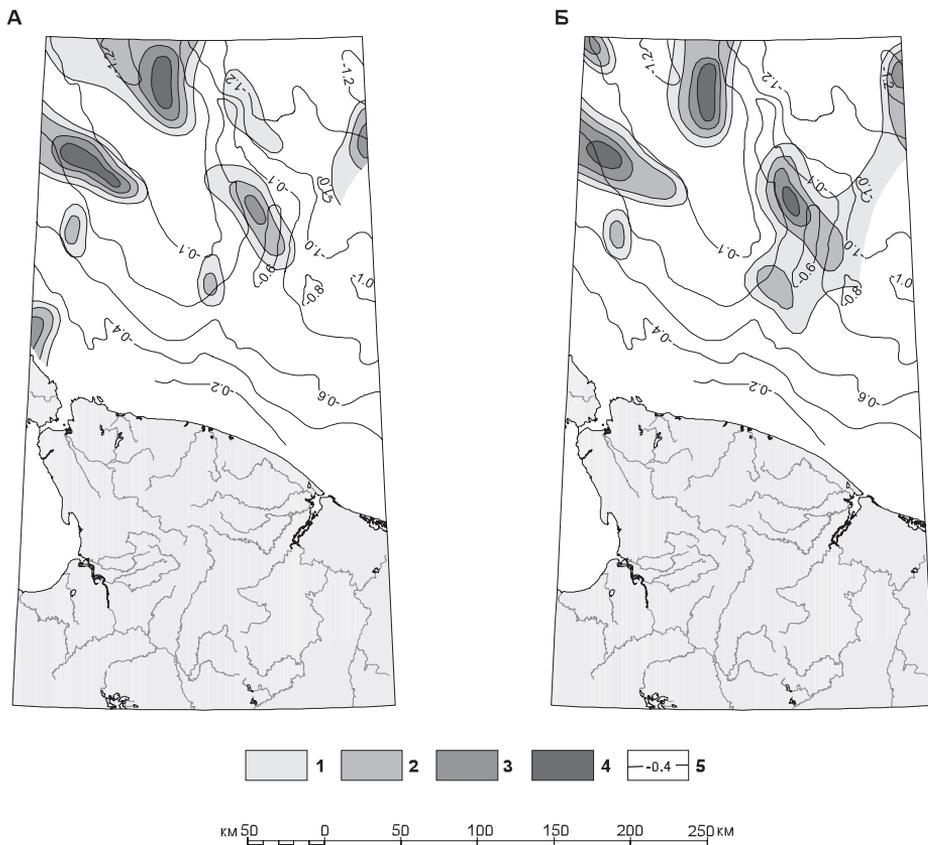


Рис. 18. Геохимические показатели эпигенетичности углеводородных газов в донных осадках (отбор проб с глубины более 0,7 м). Составила М.С. Парамонова.

А – коэффициент сухости (соотношение метана и его гомологов).

Б – коэффициент предельности (соотношение предельных и непредельных УВГ).

1–4 – стандартное отклонение: 1 – 0–1, 2 – 1–2, 3 – 2–3, 4 – более 3; 5 – изогипсы сейсмического отражающего горизонта «Г», км (сечение 0,2 км).

Статистические параметры распределения содержаний углеводородных газов в донных осадках исследуемой акватории приведены в табл. 4.

Расположение участков повышенных содержаний тяжелых углеводородов в целом совпадает с таковыми для метана. Для газов аномальных зон также характерно превышение содержаний $\sum TU_{\text{пред}}$ к $\sum TU_{\text{непред}}$. Коэффициент предельности здесь достигает максимальных значений, составляет >3 стандартных отклонений (рис. 18, Б).

Сопоставление схем площадного распределения значений геохимических критериев в донных осадках листа R-41 со схемой нефтегазоперспективных структур на шельфе Карского моря, в пределах которых по геофизическим данным выделяются перспективные площади на углеводородное сырье, показывает взаимосвязь полей повышенных концентраций метана с рядом структур. Так, одна из выявленных аномалий на северо-востоке кор-

Содержание углеводородных газов в осадках, нл/кг

Газ	Число проб	$X_{\text{ср}}$	$X_{\text{мин}}$	$X_{\text{макс}}$
Метан	124	16351,16	364,51	734333,25
Этилен	124	8,9	1,33	57,1
Этан	124	11,7	0,8	143,7
Пропан	124	11,9	0,05	91,1
и-бутан	124	1,1	0,05	20,6
и-бутилен	124	2,5	0,05	14,6
н-бутан	124	2,5	0,05	19,9

релируется с месторождением Харасавей на прилегающей суше, которое в настоящее время находится в стадии разведки и подготовки к освоению. Аномалии в центральной и северо-западной части акватории сопоставляются со структурами Обручевского вала (см. врезку к Карте прогноза нефтегазоносности).

Однако сопоставление аномальных содержаний метана в донных осадках исследуемой территории с данными сейсмоакустического профилирования указывает на приуроченность высоких содержаний метана к участкам повышенной газонасыщенности осадков. Последнее может свидетельствовать о том, что выявленные аномалии метана в юго-западной и северо-западной частях исследуемой акватории в какой-то степени связаны с залежами углеводородов.

МАГМАТИЗМ

Все интрузивные тела, распространенные на территории листа, сгруппированы в интрузивные комплексы с собственными названиями в соответствии с Легендой Южно-Карской серии (2008). Ввиду развития большого количества мелких тел (даек и силлов) на геологической карте показаны в масштабе лишь сравнительно крупные тела и типовые интрузии, определяющие «лицо» соответствующих комплексов. По времени формирования, выделяются интрузивные образования байкальского и каледоно-герцинского тектоно-магматических этапов. В соответствии с «Петрографическим кодексом» [137] выделены осадочно-вулканогенные комплексы, осадочные составляющие которых (свиты) рассмотрены в гл. «Стратиграфия».

ИНТРУЗИИ БАЙКАЛЬСКОГО ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОГО ЭТАПА

Рифейские интрузии

Морозовские экстрезивные и субвулканические образования ($\alpha\beta RF_3mr$) вместе с породами морозовской свиты входят в состав одноимённого осадочно-вулканогенного комплекса. Ранее рассматривались либо как морозовская трахиандезит-трахибазальтовая формация [258], либо вместе с вулканитами сокольнинской свиты объединялись в амдерминский базальт-андезит-липаритовый комплекс повышенной щелочности [81, 73].

Комплекс представлен мелкими телами и дайками андезибазальтов и базальтов в полях развития отложений морозовской свиты. Химизм субвулканических образований определяет принадлежность их к нормальному и субщелочному рядам с преобладанием натрия в составе щелочей, с повышенными содержаниями оксидов алюминия, магния. Рифейский возраст основывается на возрасте стратифицированных образований комплекса.

Очетывисские экстрезивные и субвулканические образования ($\alpha\beta RF_3oc$) вместе с породами очетывисской свиты входят в состав одноимённого осадочно-вулканогенного комплекса. Широко распространены в пределах Оченырдынского блока в полях развития очетывисской свиты.

Представлены линейно-вытянутыми (до 2 км) линзоподобными телами и дайками базальтов, андезибазальтов, долеритов и габбродолеритов.

Метадолериты и метагаббродолериты слагают серии маломощных (обычно 5–10 м, изредка до 100 м), но протяженных даек (500–1000 м),

согласных с вмещающими вулканогенно-осадочными образованиями. Породы имеют зеленовато-серую, темно-серую окраску. Текстура массивная, однородная. Структура пород от мелко- до среднезернистой, нередко порфириовидная за счет вкрапленников плагиоклаза, реже уралитизированного пироксена.

Метабазальты и метаандезитобазальты слагают линзовидные и дайкообразные тела размером от 10×100 до 300×2000 м). Это темно-зеленые породы с массивной, сланцеватой текстурой, мелко-среднезернистой, обычно порфириовой структурой и лепидогранобластовой с реликтами микролитовой микроструктурой.

По петрохимической классификации породы относятся к семействам натриевых и частично калиево-натриевых базальтов и андезитобазальтов, принадлежат к сериям нормальной щёлочности и субщелочной. Большая часть метадолеритов и метабазальтов относится к низкокалиевому типу, наиболее кислые разновидности принадлежат к умереннокалиевому и высококалиевому типам. Преобладают низкоглинозёмистые составы. По петрохимическим особенностям породы базальтового состава относятся к известково-щелочной серии и тяготеют к тренду островодужных образований [250].

Содержание редкоземельных элементов (РЗЭ) в субвулканических породах довольно низкое, суммарная концентрация составляет в среднем 35 г/т. Распределение элементов имеет практически недифференцированный характер, показатель La_n/Yb_n равен 1,87, но при этом наблюдается европиевый минимум ($Eu^* = 0,32$). Элементы-примеси в субвулканических породах очетывисской свиты находятся на уровне, типичном для островодужных обстановок: содержание крупноионных элементов (Rb, Ba, Th, Hf) превышает таковые для базальтов нормальных СОХ, лишь калий находится на низком уровне, концентрации высокозарядных элементов (Zr, Sm, Ti, Y) находятся на уровне или несколько ниже такового в базальтах СОХ [250].

Временной интервал формирования субвулканических образований – поздний рифей, по аналогии с возрастом эффузивных аналогов.

Рифейско-вендские интрузии

Тоинтинский комплекс габбродолеритовый гипабиссальный ($v\beta RF_3-Vt$). Назван по оз. Бол. Тоинто (Северо-Западный Пай-Хой). Приоритет выделения принадлежит Н. П. Юшкину [308] Основные результаты геологических исследований к настоящему времени суммированы в материалах по формационному районированию магматических комплексов [258, 73, 82]. В составе комплекса объединены все штокообразные тела, дайки и силлы долеритов, габбродолеритов, картируемые на площадях развития амдерминской, морозовской, сокольнинской свит. При вариациях видимой мощности тел от первых метров до 50–300 м прослеженная протяженность составляет 100–250 м, редко 1–2 км. В зависимости от мощности субинтрузий приконтактные зоны изменения вмещающих пород колеблются от долей до первых десятков метров. По имеющимся результатам аналитики характеризуемый комплекс попадает в поле пикритобазальтов–

трахибазальтов–базальтов–андезибазальтов и по своему составу соответствует габбродолеритовой формации.

Позднерифейско-вендский возраст комплекса принят по синформным условиям залегания среди вмещающих пород. Для калий-аргоновых датировок возраста с диапазоном от 510 ± 25 до 531 ± 57 млн лет [177] предполагается вероятная ненадежность в связи с развитием более поздних метаморфических процессов.

Лядгейские экструзивно-субвулканические образования ($\alpha, \lambda \text{RF}_3 - V_2/d$) вместе с породами лядгейской свиты входят в состав одноимённого осадочно-вулканогенного комплекса. Представлены субвулканическими телами и дайками базальтов, андезибазальтов, риолитов, риодацитов и дацитов, комагматичными эффузивным фациям лядгейской свиты. Широко развиты в пределах всего Оченырдынского антиклинория в полях отчетливой и лядгейской свит.

Для субвулканических тел характерны пластовые и линзовидные в плане формы, залегающие субсогласно с вмещающими породами. Однако в части даек, характеризующихся кислыми составами, наблюдалось дискордантное положение по отношению к общей структуре вмещающей толщи. Породы метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации.

Базальты и андезиты слагают овально-вытянутые и линзообразные тела неправильной формы различной протяженности (100–2000 м) и мощности (2–400 м), представляют собой зеленовато-серого цвета плотные породы, с массивной, реже полосчатой и миндалекаменной текстурой и ясно выраженной порфириковой структурой.

Риолиты и риодациты образуют дайки (мощностью до 20–30 м) длиной до 1 км (обычно 200–300 м). Представлены серыми, светло-серыми, зеленовато-серыми до яблочно-зеленых с желтоватым оттенком (кварцевые разновидности – черные), плотными, иногда флюидально-полосчатыми по текстуре разностями. Структура обычно мелкопорфириковая, реже афанитовая.

Субвулканические образования лядгейского комплекса принадлежат к семействам базальтов и риолитов нормального ряда. Тип щелочности для основных пород – натриевый (единично калиевый и калиево-натриевый), для риолитов – калиево-натриевый, изредка натриевый тип. Преобладают весьма высокоглиноземистые и крайне высокоглиноземистые (риолиты), умеренноглиноземистые (базальты) разности [250].

Концентрации Cr, Rb, Co, Ti, Ni, Sr, Zr с учётом содержаний петрогенных оксидов соответствуют риолит-базальтовой формации активных континентальных окраин андийского типа. По химическим особенностям среди кислых разностей выделяются две группы. Первая (преобладающая) – породы с нормальным (до 8%) содержанием щелочей, натриевой серии, с $\text{Th/U} = 2$, по содержанию Rb (100 г/т) и Sr (80 г/т), сформировавшиеся на коре переходного типа. Вторая – породы K-Na серии (метасоматиты); с $\text{Th/U} = 5$; с наибольшими концентрациями Rb (200 г/т) и Sr (20 г/т) [55]. Для риолитов характерно относительное обогащение крупноионными литофильными элементами при невысоких содержаниях высокозарядных и выраженный танталовый минимум при сравнении их с гипотетическим

составом базальтов океанических хребтов. Распределение редких земель дифференцированное, отмечается обогащение легкими редкими землями ($La_N/Yb_N = 6,46$) и значительный дефицит европия ($Eu_N/Eu^*_N=0,04$). Таким образом, риолиты имеют геохимические черты, свойственные кислым породам, образовавшимся в условиях достаточно мощной – континентальной – коры зрелых островных дуг и активных континентальных окраин. На диаграммах, применяемых для реконструкции геодинамических обстановок формирования гранитоидов, фигуративные точки составов риолитов попадают в поле островодужных гранитоидов [250].

Возраст пород комплекса принимается вендским по аналогии с экстрезивно-субвулканическими телами риолитов южной части хр. Енганэпэ, для которых имеются **U-Pb определения возраста единичных кристаллов цирконов** – 555–547 млн лет [192]. Хотя нельзя исключать, что часть субвулканических тел базальтов и андезитов, развитых в низах лядгейской свиты, может иметь позднефрийский возраст.

Вендские интрузии

Кызыгейский комплекс габбро-диорит-гранодиоритовый плутонический (δV_k). Название дано по р. Кызыгейяха (первоначально выделялся как бедашорский). Автор Ю. Ю. Эрвье. К комплексу относятся довольно многочисленные габбро-диорит-гранодиоритовые интрузии малых и средних размеров, которые развиты в приосевой части Оченырдыкского блока. Наибольшее распространение получила группа сближенных интрузивных тел в верховьях р. Нгэтенашор, где они представлены несколькими субизометричными выходами (возможно соединяющимися на глубине), имеющими размеры от 100×20 м до 750×300 м. Интрузивные тела габбродиоритов, кварцевых диоритов обычно вытянуты в северо-восточном направлении, повторяя общую структуру блока. Они деформированы в древние эпохи складчатости, из-за чего их форма приобретает линзовидный, силлообразный облик в плане. В эндоконтактах – следы закалки, афанитовые структуры. В зоне экзоконтактов – интенсивное рассланцевание, окварцевание, эпидотизация, биотитизация, карбонатизация вмещающих пород. Мощность зон контактовых изменений не превышает обычно 1 м.

Крупные петротипические массивы комплекса, выделенные на соседней площади (лист R-42-XXXI) – Кызыгейский, Бедашорский – отличаются неоднородностью внутреннего строения (многофазные интрузии). В них картируется сложная внутренняя структура и переменный вещественный состав. В обобщенном виде интрузивные породы кызыгейского комплекса представлены габбро (I фаза), диоритами, кварцевыми диоритами (II фаза), гранодиоритами, очень редко плагиогранитами (III фаза) [55]. На территории листа отмечается присутствие только двух фаз.

Первая фаза. Кварцевые габбродиориты представляют собой породы от темно-серо-зеленого до зеленого цвета. Текстура массивная, редко пятнистая; микроструктура реликтовая гипидиоморфнозернистая с элементами пойкилитовой, слабо порфириовидная, иногда офитовая. Пороодообразующие минералы (об. %): плагиоклаз – 50–75, клинопирок-

сен – 15–40, роговая обманка – до 20, кварц – 10–15, иногда в сростках с калиевым полевым шпатом.

Вторая фаза. Диориты и кварцевые диориты серые, зеленовато-серые до темно-зеленого цвета; текстура массивная неяснополосчатая, иногда сланцеватая. Структура мелко-среднезернистая, порфириовидная с гипидиоморфнозернистой, переходящей в панидиоморфнозернистую с элементами пойкилитовой, микроструктурой основной массы. Породообразующие минералы (об. %): плагиоклаз – 50–85, амфибол – до 20, биотит – 10–20, кварц – 10–15, клинопироксен – до 10.

Породы рассланцованы, катаклазированы и метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации, что проявилось в почти полной альбитизации и сосюритизации породообразующего плагиоклаза, хлоритизации и актинолитизации темноцветных минералов.

По химическому составу породы относятся к семействам габбро и диоритов–кварцевых диоритов нормального петрохимического ряда и характеризуются калиево-натриевым и редко натриевым типом щелочности при низком–умеренном содержании K_2O (до 2–2,5). Отмечаются умеренноглиноземистые (габбродиориты) и высокоглиноземистые разновидности. Повышенная глиноземистость габброидов, наряду с высокой величиной отношения K_2O/TiO_2 , свидетельствуют о их близости к породам известково-щелочной серии.

Породы отличаются яркой специализацией на Ag, U, Mo, Zn, реже Zr при низкой концентрации сидерофильных элементов. Для диоритов (ICP–MS) установлены аномальные содержания ($Kk > 2$) Sc, V, Cr, Ba, Bi, U при пониженных содержаниях ($Kk < 0,5$) Be, Zr, Nb, Mo, Ta, W, Th и других литофильных элементов. Необходимо отметить значительную потерю малых и редкоземельных элементов в результате метаморфизма пород. Судя по соотношению Rb/Sr, породы формировались на коре переходного типа с мощностью 20–30 км [250].

Металлогенической особенностью комплекса является связь с ним медно-железорудной скарновой и молибден-медной порфириовой [55], а также золото-сульфидно-кварцевой рудных формаций.

Возраст комплекса на основании датирования интрузии кварцевых диоритов, относимой к кызыгейскому комплексу на левобережье р. Бол Кара за южной рамкой листа, по единичным цирконам (U/Pb, Shrimp-II) поздневендский – 542 ± 9 млн лет [194]. В целом для комплекса принимается вендским.

Едунейский комплекс гранит-гранодиоритовый плутонический ($\gamma\delta V:PZe$). Назван по одноименному Едунейскому массиву. Представляет собой небольшой шток гранодиоритов субизометричной формы размером $1,2 \times 1,8$ км в пределах Едунейской брахиантиклинали.

Породы штока обнажаются в виде небольших коренных выходов, а в основном элювиальных глыбовых развалов. Залегает шток в ядре небольшого куполовидного поднятия: вмещающие породы падают от него под углами 20–25°. На западе гранодиориты контактируют с зелеными сланцами и вулканитами бедамельской серии, превращенными на контакте в эпидотовые роговики, на востоке – с кварцитовидными метапесчаниками хенгурской

свиты ордовика. Состав штока неоднородный – большую его часть составляют кварцевые диориты, а вдоль восточного склона они переходят в плагиограниты и биотитовые граниты. Непосредственно контакты с породами хенгурской свиты не наблюдались. В работах предшественников упоминается о наличии в приконтактной зоне гибридных диоритизированных пород с включениями(?) аркозовых песчаников и альбит-кварц-хлоритовых сланцев, что явилось основанием считать контакт интрузивным, а возраст комплекса пермским [266].

Породы комплекса в значительной мере катаклазированы и подвержены вторичным изменениям (при метаморфизме зеленосланцевой фации).

Кварцевые диориты и гранодиориты светло-серые, зеленовато-серые среднезернистые, реже порфириовидные или массивные породы с призматически-зернистой структурой, а также лепидогранобластовой микроструктурой основной массы. Породообразующие минералы (об. %): плагиоклаз (55–80), кварц (10–15), биотит (0–10), темноцветные – роговая обманка (2–10). Гранодиориты отличаются присутствием калиевого полевого шпата (до 10 об. %). Плагиоклаз в сильной степени альбитизирован. Также повсеместно проявлены процессы хлоритизации, серицитизации. Аксессуарная минерализация представлена шеелитом, молибденитом.

Имеющиеся абсолютные датировки К-Аг методом дают разброс 273–344 млн лет и являются ненадежными. Поэтому возраст пород определялся различными авторами условно. М. А. Маслов [266], как указывалось выше, считал его пермским. В Легенде Полярно-Уральской серии [302] он принят позднеордовикским, по аналогии с хайминским комплексом Лемвинской зоны. На ГК-1000 листов R-(40)–42 (новая серия) [43] возраст комплекса предполагается средне-позднедевонским по аналогии с идентичными образованиями на Новой Земле, где гранитоиды сульменевского комплекса прорывают отложения верхнего силура–нижнего девона. Положение штока в куполе, фактически под отложениями хенгурской свиты, очевидное ороговикование пород бедамельской серии, несогласное в плане перекрытие базальными горизонтами хенгурской свиты контакта диоритов и пород бедамельской серии указывают, что, наиболее вероятно, едунейские гранодиориты являются аналогами кызыгейского комплекса и имеют вендский возраст. Поэтому в итоге возраст комплекса принят как неясный – вендский или палезойский, а в легенде он показан на уровне кызыгейского комплекса.

Юшарский комплекс кварцевых диоритов (qδVju). Назван [308] по проливу Югорский Шар, разделяющему о. Вайгач и Югорский полуостров. В составе комплекса объединены редкие жильные тела кварцевых диоритов, закартированные при ГС-50 [304] в полях развития морозовской и сокольнинской свит. Их мощность составляет 1–7 м, прослеженная протяженность 30–200 м. Обоснованием условно принятого геологического возраста является предположение о соответствии комплекса коллизионной стадии развития байкалид в районе.

ИНТРУЗИИ КАЛЕДОНО-ГЕРЦИНСКОГО ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОГО ЭТАПА

Позднекембрийско-ордовикские интрузии

Пайпудынский комплекс гранит-риолитовый гипабиссальный (λ , $\gamma\epsilon_3$ - O_2pp). Автор – И. А. Петрова. Назван по хр. Бол. Пайпудынский (лист Q-41-ХП), где находится петротип, представленный крупной интрузией риолитов [136]. Представлен двумя фазами: субвулканической – многочисленными мелкими гипабиссальными телами афировых и порфиоровых риолитов субпластовой, дайкообразной и штокообразной формы, а также интрузивной, наиболее характерным представителем которой является Очетинская гранитная интрузия. Породы комплекса довольно широко представлены в пределах Малокарского антиклинория. Они локализуются в основном среди терригенных пород хойдышорской свиты манитаньрдской серии (южная кромка листа R-41-XXXVI) и отложений бедамельской серии (долины рек Очетывис, Бол. и Мал. Лядгейяха).

Первая фаза – гипабиссальная или субвулканическая. Тела риолитов имеют пластообразную, реже дайкообразную форму, их мощность от первых десятков метров до 1 км, длина от первых сотен метров до 3 км. Наиболее крупным из них является субизометричное тело риолит-порфиоров площадью 9 км², расположенное чуть южнее оз. Очеты. Обычно тела приурочены к зонам крупных тектонических нарушений северо-западного, северо-восточного и субширотного направлений и занимают секущее положение по отношению к вмещающим породам.

Порфиоровые риолиты пайпудынского комплекса имеют серый, темно-серый, редко светло-серый, часто с сиреневым оттенком цвет; фельзитовые – преимущественно светло-серого, зеленовато-серого, светло-вишневого цвета. Текстура массивная, сланцеватая, полосчатая, реликтивно-флюидальная катаклазированная. Структура порфиоровая, сериально-порфиоровая, афировая с фельзитовой крипстокристаллической, микропойкилитовой, микрофельзитовой структурой основной массы. Состав (об. %): полевые шпаты и продукты их изменений – 65–75 (альбит 45–60, калиевый полевой шпат 5–20, серицит 10–20), кварц – 25–35. Вкрапленники, представленные плагиоклазом (альбитом) и калиевым полевым шпатом (1–5%), имеют таблитчатую форму. Широко развиты вторичные изменения в виде хлоритизации и серицитизации основной массы.

Вторая фаза – интрузивная. Представлена преимущественно микропегматитовыми гранитами, выделявшимися ранее всеми предшествующими исследователями [73], Легенда Полярно-Уральской серии [302] в составе очетинского комплекса, позднерифейско-вендского возраста. Наиболее крупное тело – Очетинская гранитная интрузия – расположено в истоках между реками Бол. Кара, Очетывис и руч. Каньонный. Основной массив имеет размеры 2,5 × 1,8 км в широкой части и кроме того выделяется цепочка из трех мелких (до 800 м в поперечнике) субизометричных тел, вытянутая в субширотном направлении к северо-западу от основных выходов гранитоидов.

Выходы гранитов приурочены к развитию пород очетывисской свиты. Интрузия имеет хорошо выраженные горячие контакты – характерны пламевидные обособления гранитоидного вещества во вмещающих базальтоидах, наличии ксенолитов базальтов внутри гранитов, четко выраженная эндоконтактовая зона.

Судя по ряду пересечений (данные В. Н. Охотникова), очетинская интрузия сложена микропегматитовыми мелко- и средне-равномернозернистыми гранитами (70–75% площади) и гранодиоритами (8–10%), гранит-порфирами (10–12%) и гранофирами (5–7%). Крупность зерен минералов постепенно нарастает в сторону внутренней части интрузии. По периферии развитие получали гранит-порфиры и весьма ограниченно распространенные гранофиры.

Породы зоны эндоконтакта имеют сиренево-серый цвет и мелкозернистое, до микрозернистого, строение. Микроскопически – это порфировидные породы со сферолитовой и микроаллотриоморфнозернистой, иногда фельзитовой, структурой основной массы. Гранит-порфиры обычно содержат ксенолиты вмещающих вулканитов тем в большем количестве, чем ближе к контакту выполнялись наблюдения. Характерно, что в этих случаях в них резко сокращается содержание калиевого полевого шпата, а по своему составу они приближаются к плагиогранит-порфирам или гранодиорит-порфирам, сохраняющим тем не менее микропегматитовую структуру. Наряду с этим, гранодиориты известны в стороне от контакта, во внутренней части интрузии, что обязывает рассматривать их как одну из составляющих очетинского комплекса.

Важной и весьма характерной особенностью гранитов Очетинской интрузии является их микропегматитовая структура. Даже в глубокой части интрузии граниты, характеризующиеся общим возрастанием величины зерен минералов, все еще сохраняют микропегматитовую структуру [265].

Количество зерен микропегматита колеблется от 30 до 55%. Обычно присутствует олигоклаз или, реже, олигоклаз–андезин, последний из которых развит преимущественно в разновидностях, близких к гранодиоритам (кварцевым сиенитам). Количество его также переменчиво и изменяется от 20 до 50%, возрастая до 60–68% в гранодиоритах за счет общего сокращения объема микропегматита. Показательно весьма ограниченное распространение самостоятельных зерен как калиевого полевого шпата, так и кварца.

По петрохимической классификации породы комплекса относятся к гранодиоритам, низкощелочным гранитам, гранитам, субщелочным гранитам, лейкогранитам, субщелочным лейкогранитам, редко к кварцевым сиенитам (интрузивная фаза) и трахидацитам, трахириодацитам, риолитам, субщелочным риолитам (субвулканическая фаза). В интрузивных породах Очетинской интрузии содержание SiO_2 варьирует от 63,89 до 75,8% при сумме щелочей ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$) 5,5–8,57%. Большая часть пород, по соотношению содержания SiO_2 и ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$), относится к умереннощелочному ряду, часть пород – к нормальному. В породах субвулканической фазы пайпудынского комплекса содержание SiO_2 варьирует от 67,87 до 73,45% при сумме щелочей ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$) 8,26–8,58%. Таким образом, большая

часть пород также относится к умереннощелочному ряду, часть составов – к нормальному.

На диаграмме **Ab–An–Or** **фигуративные точки составов Очетинской интрузии** попадают в основном в зону малокалиевых и калиево-натриевых гранитоидов Субвулканические породы характеризуются преимущественно калиевыми и отчасти калиево-натриевыми типами щелочности. Гранитоиды и субвулканические риолиты и риодациты являются высокоглиноземистыми породами. Коэффициент глиноземистости варьирует от 1,55 до 5,23.

Кислые породы пайпудынского комплекса характеризуются наиболее сильным обогащением литофильными элементами-примесями по сравнению с ранее рассмотренными образованиями лядгейского комплекса. Для них характерны самые высокие концентрации редких земель при слабонаклонном спектре распределения ($La_N/Yb_N = 2,72-6,46$) и проявленном европиевом минимуме ($Eu_N/Eu^*_N = 0,04-0,58$). Для отдельных разновидностей риолитов наблюдается даже обогащение тяжелыми редкими землями ($La_N/Yb_N = 0,86$). По содержаниям петрогенных элементов, а также уровню концентрации элементов-примесей и характеру их распределения породы пайпудынского комплекса сравнимы с кислыми вулканитами хойдышорской свиты манитаньрдской серии. Гранитоиды и риолиты имеют сходный характер распределения редкоземельных элементов, что может говорить о их комагматичности [250].

На диаграммах **Rb–Sr** и **Hf–Rb/30–Ta*3**, используемых для характеристики палеогеодинамических обстановок формирования пород, гранитоиды Очетинской интрузии и субвулканические породы попадают в одни и те же области (в поле континентальных гранофиоров и внутриплитных образований [250]).

Приведенные выше петрохимические данные по гранитоидным породам очетинского комплекса и пайпудыньским субвулканическим риолитам и риодацитам свидетельствуют о единой направленности эволюции этих пород. Можно говорить о наличии единой вулcano-плутонической ассоциации, вулканической частью которой являются, вероятно, вулканиты хойдышорской свиты и субвулканические образования пайпудынского комплекса, а плутонической – породы Очетинской интрузии. Повышенная щелочность пород, высокий уровень содержания крупноионных и высокозарядных литофильных элементов, приближающееся к V-образному распределение редких земель, свидетельствуют о формировании кислого расплава на значительной глубине в условиях мощной континентальной коры. Все это указывает на их происхождение за счет плавления коровых образований при подъеме базальтоидной магмы в рифтогенную стадию уралид [194].

Возраст риолитов уверенно датирован (**U/Pb**) по **единичным цирконам** в интервале позднего кембрия–раннего ордовика (тремадок) – 480–502 млн лет [192]; возраст гранитов Очетинской интрузии определен на основании датировок единичных зёрен цирконов (**U/Pb**, Shrimp-II) – 500 ± 5 млн лет. Это подтверждает правильность отнесения ее к пайпудыньскому комплексу [250] и делает излишним выделение самостоятельного очетинского риолит-гранитового комплекса.

Ранне-среднедевонские интрузии

Субвулканические образования косвожского комплекса вулканического (${}^a\chi D_{1-2}kv$) представлены мелким телом лампрофиров в южной части листа в междуречье Кары и Гнетью, которое было вскрыто бурением при заверке связанной с ним интенсивной линейной магнитной аномалии [194]. Характеризуются массивной текстурой и порфировой, сериально-порфировой в сочетании с пойкилитовой и реликтовой призматически-зернистой, иногда с элементами аповитрофировой, структурой основной массы. Породы сложены (об. %) слабо измененным клинопироксеном (45–55), хлоритизированным флогопитом (4–6) оливином (2–3) и девитрифицированным стеклом (30–35), замещенным серпентин-хлоритовым агрегатом. Аксессуары – апатит (1–3%), титанит и перовскит. Среди рудных (10–13%) преобладает титаномагнетит, обычны пентландит и пирротин, редко халькопирит и ильменит, иногда в сростании с пирротином присутствует кобальтин.

Таким образом, структурные особенности позволяют отнести рассматриваемые породы к классу вулканических, а их минеральный состав свидетельствует о близости к ультрамафитовым лампрофирам и о повышенной щелочности минералообразующей среды.

По химическому составу рассматриваемые породы относятся к ультраосновной группе (SiO_2 – 33,1–36,9%), при невысоком содержании суммы щелочей ($Na_2O + K_2O$ – 0,56–0,76%) и калиевой специфике (Na_2O/K_2O – 0,27–0,70). Характерны невысокая магнезиальность (MgO – 17,8–18,6%) при повышенном содержании CaO , FeO и Al_2O_3 . Элементы-примеси можно разделить на две группы: имеющие концентрации, обычные для распространенных ультраосновных пород, и присутствующие в больших количествах. Околокларковые концентрации характерны для Co , а содержания Cr и Ni даже в 3–8 раз ниже кларков ультраосновных пород. Большинство некогерентных элементов породы обогащены – в некоторой степени крупноионными (Ba , Rb , Sr , K), но в большей – высокозарядными (Ta , REE , Ti , P , Hf) некогерентными элементами. Элементы, содержание которых умеренно повышено (в 5–20 раз), это $HREE$, Rb , V и Hf . Высокое или чрезвычайно высокое превышение кларковых концентраций (более чем в 10 раз) установлено для Sr , Ba , $LREE$, Ta ; содержание Cs особенно велико. Для редких земель характерно сильное обогащение легкими относительно тяжелых (LaN/YbN – 50–58) и отсутствие дефицита европия (EuN/EuN^* – 0,9–1). Подобное обогащение некогерентными элементами характерно и для альнеитов, и для кимберлитов, но при этом сопоставимые низкие содержания когерентных элементов (Cr и Ni) отмечаются только в ультрамафитовых лампрофирах (альнеитах). Проведенное сопоставление показывает, что рассматриваемые породы, скорее всего, являются ультраосновным членом минеттового (известково-щелочного) лампрофирового ряда.

Отнесение лампрофиров к косвожскому комплексу раннедевонского возраста произведено условно, по локализации их среди пород косвожской свиты, наличию в последней редких эффузивных образований и лампрофиров (одинитов) в бассейне р. Хароты [193].

Позднедевонские интрузии

Хенгурский комплекс габбродолеритовый гипабиссальный ($v\beta D_3h$). Выделен О. В. Забориным [62] по р. Хенгурью, правому притоку р. Сопчаю. В опубликованных работах силлы, реже дайки долеритов, габбродолеритов, широко развитые среди отложений Лемвинской зоны Пай-Хоя, известны также под названием центрально-пайхойского базальтоидного комплекса [130, 210]. Вмещающие породы – от нижнего ордовика (хенгурская серия) до среднего девона (падейская свита). Наибольшее количество тел приурочено к отложениям ордовика.

В составе комплекса картируются многочисленные силлы, редко дайки долеритов и габбродолеритов, образующие широкую (до 20 км) полосу развития в пределах Центрального и Северо-Западного Пай-Хоя. Изолированные группы силлов известны также на Юго-Восточном Пай-Хое и в пределах центрального выступа Карской астроблемы. Мощность тел варьирует от 1–3 до 150–200 м. Протяженность наиболее крупных силлов достигает 15–17 км. В эндоконтактах интрузий нередко ксенолиты вмещающих пород. Контакты силлов четкие, резкие, согласные, редко кососекущие.

В составе комплекса выделяются две группы интрузий: недифференцированные (или слабо дифференцированные) и дифференцированные.

Тела первой группы наиболее распространены, имеют однородное или симметрично-зональное (реже асимметрично-зональное) строение. Наблюдается закономерная смена пород от периферии к центру тел: эндоконтактовые микродолериты и долеритовые порфириды – мелкозернистые кварцсодержащие гломеропорфировые долериты – среднезернистые кварцсодержащие порфировидные и эвпорфировидные долериты – крупнозернистые и пегматоидные кварцевые долериты и габбродолериты.

Дифференцированные межпластовые интрузии распространены ограниченно в нижних горизонтах ордовика и обнажаются, как правило, в ядрах крупных антиклинальных структур, имеют наибольшие размеры. Слагающие их разновидности образуют вертикальную последовательность (снизу вверх): долеритовые порфириды кварцсодержащие–долериты гломеропорфировые мелкозернистые–габбро биотит-оливиновые–долериты оливинсодержащие порфировидные–долериты кварцсодержащие крупнозернистые, пегматоидные–такситовый горизонт (ассоциация пород резко различных по составу и структуре: долериты, габбродолериты, гранофировые лейкодолериты, плагиоклазиты, гранофиры и т. д.)–долериты мелкозернистые–микродолериты эндоконтактовые. С дифференцированными интрузиями генетически связано сульфидное медно-никелевое оруденение. В зонах дробления в долеритах и роговиках встречены редкие гнезда (0,3–1,0 м) и кварц-аксинитовые жилы длиной первые метры с содержанием аксинита до 40%.

Все породы относятся к нормальному ряду и являются производными толеит-базальтовой магмы. Петрографические типы и петрохимические особенности гипабиссальных нормально-щелочных магматических пород толеит-базальтовой серии, характеристика оруденения и зон ороговикования к настоящему времени детально изложены в материалах исследований О. В. Заборина [248], М. А. Маслова [265], Б. А. Остащенко [130].

Возрастную схему хенгурского комплекса по соотношениям с вмещающими породами характеризует эшелонированное положение габбродолеритовых тел в палеозойском разрезе. На Северо-Западном и Центральном Пай-Хое отмечается приуроченность большинства силлов к средне-верхнеордовикским отложениям с тенденцией сокращения их количества вверх по разрезу. Редкие силлы и дайки известны среди силурийских и нижнедевонских отложений. На Юго-Восточном Пай-Хое отмечается приуроченность силлов к эйфель-живетской ассоциации пород падейской свиты.

Согласно существующим схемам [43, 273] возраст хенгурского комплекса считался позднедевонско-раннекаменноугольным. Проведенное нами абсолютное датирование по единичным цирконам (U/Pb, Shrimp-II) дифференцированных и недифференцированных тел, локализованных в отложениях нижнего-среднего ордовика на участке Первый, позволило существенно уточнить возраст комплекса. Получены две конкордантные даты – $374,6 \pm 2,0$ и $381,4 \pm 2,0$ млн лет, попадающие в интервал франского яруса. Таким образом, время внедрения силлов хорошо коррелируется с эпохой излияния оливиновых базальтов на о. Новая Земля (рейская свита нижнего франа) и верхнедевонским костиншарским габбродолеритовым комплексом. На этом основании возраст хенгурского комплекса принят нами позднедевонским (франским).

Рядом авторов [130, 222, 269] предполагается гетерогенный состав хенгурского комплекса с вероятностью его разделения на разновозрастные комплексы. Однако это пока не нашло независимого подтверждения.

Хойтальбейский комплекс габбродолеритовый гипабиссальный ($v\beta D_3-C_1ht$). Выделен В. Н. Охотниковым [131] по р. Хойтальбейяха, правому притоку р. Нямы (Полярный Урал).

В состав комплекса включаются силлы, реже дайки долеритов, габбродолеритов, развитые среди силурийско-девонских отложений Байдарацкой подзоны Зилаиро-Лемвинской СФЗ. На территории листа к комплексу отнесены три тела габбродолеритов. Два из них приурочены к тектоническим чешуям предположительно силурийско-среднедевонских отложений харотской и косвожской свит нерасчлененных, вытянутых вдоль линии Осовейского надвига, ограничивающего Байдарацкий аллохтон. И одна дайка закартирована в поле развития нерасчлененных няньворгинской, карской и каросиловской свит. Мощность от первых десятков метров до 100–150 м. Прослеженная протяженность достигает 1,5–3,5 км. Более подробные данные о петрографических и петрохимических особенностях для территории листа отсутствуют. Характеристика петрографического состава, петрохимических параметров, геохимической специализации субинтрузий хойтальбейского комплекса, развитых к востоку от рамки листа, приводится в материалах ГГС-50 [274].

Позднедевонско-раннекаменноугольный возраст малых интрузий долеритов, габбродолеритов хойтальбейского комплекса принят [82] условно по наличию активных контактов габбродолеритов с фаунистически охарактеризованными силурийскими, пражскими и франскими отложениями. Наиболее вероятно они, аналогично хенгурскому комплексу, также имеют франский возраст.

Позднепалеозойские интрузии

Торасовейский комплекс сиенит-монцодиоритовый плутонический ($q\mu\xi P_2-T_1t$). Назван по о. Торасовей (акватория Байдарацкой губы). Выделен М. В. Фишманом, Н. П. Юшкиным [178]. Представлен кварцевыми монцодиоритами, в подчиненном количестве кварцевыми диоритами, сиенитами, кварцевыми сиенитами, субщелочными гранитами. Он объединяет Торасовейский и Левдиевский массивы. Выходы пород Торасовейского массива в плане изометричны (350×300 м и 240×250 м). Интрузия находится в контуре положительных магнитной и гравитационной аномалии. Магнитная аномалия вызвана объектом штокообразной формы, имеющим близвертикальное падение. Кровля массива вскрыта на глубине 130–200 м. Интрузия относительно однородна, состоит из кварцевых монцодиоритов и, в подчиненном количестве, кварцевых диоритов, монцонитов; все разновидности биотит-роговообманковые, иногда биотит-авгит-роговообманковые. В зоне экзоконтакта пермские песчаники и алевролиты ороговикованы.

Верхняя кромка Левдиевского массива залегает на глубине 70–150 м. Скажинами массив прослежен на 12–14 км вдоль побережья и на 8–10 км в глубь континента. В составе преобладают кварцевые монцодиориты биотит-роговообманковые, меньше распространены сиениты, кварцевые сиениты и субщелочные граниты. В эндоконтакте массива наблюдается чередование (по оси зерна) монцодиоритов, монцонитов, диоритов, сиенитов; экзоконтактные породы представлены роговиками, мощность которых от дециметров до 20 м. Роговики биотит-гиперстен-полевошпатовые и биотит-полевошпатовые, обе разновидности иногда с кварцем.

Контакты между разновидностями, за исключением жильных, нечеткие. В зонах брекчирования и катаклаза встречаются маломощные кварц-карбонатные прожилки, с редкой неравномерной вкрапленностью флюорита. Жильные породы представлены щелочно-полевошпатовыми сиенит-аплитами, кварцевыми сиенит-порфирами и субщелочными двуполевошпатовыми гранит-порфирами, керсантами.

Кварцевые монцодиориты характеризуются массивным сложением, порфировой и мелкозернистой структурами. Во вкрапленниках – андезин № 33–35; содержание (%): кварца – 8–12, калиевого полевого шпата – 5–7, амфибола – около 3–5, биотита – до 10; акцессорные минералы – магнетит, апатит, сфен, циркон, пирит, арсенопирит. Породы комплекса отвечают умереннощелочному ряду с калиево-натриевым и калиевым типом щелочности. Для них характерны надкларковые концентрации стронция, меди, цинка, ванадия, максимальные – свинца, галлия, бария.

Позднепермско-триасовый возраст комплекса определяется активным контактом монцодиоритов с раннепермскими песчаниками и радиологическими датировками. Для Левдиевского массива по биотиту, калиевому шпату и породе определения находятся в пределах от 228 ± 8 до 277 ± 10 млн лет (13 проб), девять определений отвечают 228–257 млн лет, что, вероятнее всего, и соответствует возрасту массива (К-Аг метод, Г. Я. Пономарев, 1985 г.). Для Торасовейского массива получены даты от 239 ± 34 до 244 ± 5 млн лет.

ТЕКТОНИКА

В пределах территории листа происходит сочленение двух основных тектонических регионов. На юго-западе – это часть Тимано-Печорской плиты, входящей в состав Западно-Арктической (или Печоро-Баренцево-Карской) платформы, на северо-востоке – часть Урало-Сибирской области завершённой складчатости (молодой платформы), включающей фрагменты современных геоструктур: Новоземельско-Уральского складчато-надвигового пояса и Западно-Сибирской плиты (см. Схему тектонического районирования, Тектоническую схему). Предуральский краевой прогиб, который представлен северным сегментом (Коротайхинской впадиной), рассматривается как своеобразная мегазона переходных структур, расположенных между платформой и складчатой областью (Кондияйн, 2001).

Тимано-Печорская плита, как структурный элемент Западно-Арктической платформы, развивалась в непосредственной взаимосвязи со складчато-надвиговыми сооружениями Урала и Пай-Хоя – Новой Земли. Их строение с той или иной степенью подробности рассмотрено в работе С. И. Шкарубо, Э. В. Шипилова [195], а также в уже изданных материалах, сопровождающих геологические карты соседних листов [41, 44]. Тимано-Печорская плита на территории листа в принятом районировании представлена Варандей-Адзвинской структурной зоной. В пределах последней образования каледоно-герцинского этажа, залегающие на байкальском фундаменте, нарушены относительно узкими зонами взбросо-надвигов и перекрыты мезозойско-кайнозойскими комплексами осадочного чехла, что дает основания рассматривать эту зону как часть Тимано-Печорской плиты. Граница Тимано-Печорской плиты и краевого прогиба на листе проводится нами по Вашуткино-Талотинскому надвигу.

Фундамент Урало-Сибирской области завершённой складчатости, сложенный на востоке – дотриасовыми, а на западе – доюрскими образованиями, в пределах Урала и Пай-Хоя выходит на поверхность. Эта часть Урало-Сибирской области может рассматриваться, по мнению О. А. Кондияйна, (2001), в качестве Уральско-Новоземельского щита молодой платформы. В пределах Карской синеклизы фундамент перекрыт мезозойско-кайнозойским осадочным чехлом, что позволяет эту часть молодой платформы относить к Западно-Сибирской плите.

Основные тектонические регионы были заложены в разное время. Печоро-Баренцево-Карская платформа в целом может быть классифицирована как эпибайкальская. Урало-Сибирская область завершённой

складчатости связана с замыканием геосинклинальных систем, происшедшим в течение перми–триаса, и потому традиционно рассматривается как эпигерцинская.

Особо следует рассмотреть в связи этим взаимоотношения Урала, Пай-Хоя и Новой Земли. В дискуссии по этому вопросу участвовали: И. П. Атласов, Л. Н. Беляков, Л. Т. Белякова, К. Г. Войновский-Кригер, В. А. Дедеев, Ф. И. Енцова, А. М. Иванова, О. А. Кондиайн, Б. Я. Осадчев, В. Н. Пучков, Н. И. Тимонин, В. И. Устрицкий, Е. А. Кораго, Н. С. Шатский, В. В. Юдин и многие другие исследователи.

В итоге в литературе сложился устойчивый стереотип о принципиальном различии Уральской и Пайхойско-Новоземельской складчатых систем. Традиционно первая рассматривается как герцинская (варисцийская), вторая – как раннекембрийская и даже – более молодая альпийская. В одной из последних работ В.В. Юдиным и Н. И. Тимониным выделен отдельный тип структур, названный «пайхоидами» [170].

Проведенный нами анализ тектонических структур, основанный на результатах их картирования в зоне сочленения Урала и Пай-Хоя при крупном- и среднемасштабных съемках, показал, что попытки принципиального разделения Урала и Пайхойско-Новоземельской складчатой системы вступают в противоречие с фактическими данными.

Зона сочленения структур Урала и Пай-Хоя охватывает широкую полосу от среднего течения р. Кара до среднего течения р. Силоваяха. В этой зоне наблюдается плавный разворот осей всех антиклинальных и синклинальных структур с субмеридионального (уральского) направления на северо-западное (пайхойское). В этой же полосе наблюдается плавный изгиб плоскостей основных надвигов Западно-Уральской зоны с уральского простирания на пайхойское. При этом Главный Западно-Уральский надвиг (ГЗУН) плавно переходит в Южно-Пайхойский надвиг. В. В. Юдиным и Н. И. Тимониным [170, 171] эта ситуация интерпретируется как некая «интерференция структур» при наложении пайхойских тектонических элементов на уральские.

Однако представления о более позднем формировании пайхойских структур и их наложении на уральские носят на самом деле чисто умозрительный характер. Чтобы понять это, достаточно детально рассмотреть геологическое строение района среднего течения р. Кара (выше устья р. Силоваяха). Все основные структуры Пайхойского антиклинория северо-западной (пайхойской) ориентировки моделированы здесь более мелкой складчатостью с субмеридиональным (уральским) положением осевых плоскостей складок и, кроме того, разбиты на мелкие чешуи серией дугообразных субмеридиональных взбросо-надвигов с восточным падением сместителей.

В районе водопада Буредан наблюдается очевидный надвиг с востока на запад «елецких» рифогенных ниже-среднедевонских известняков Буреданского рифа, входящего в состав Нерусовейского паравтохтона, на сланцевые «лемвинские» фации Пай-Хоя (а не наоборот, как показано на большинстве изданных обзорных карт). Особенно показательно ошибочное выделение здесь рядом авторов (Г. Н. Семенов, А. С. Микляев,

В. В. Юдин) так называемого «Выяшорского клиппа», сложенного оюской и ливановской свитами и «надвинутого» на елецкие карбонаты. Детальное изучение разреза по руч. Выяшор, проведенное нами, показало, что здесь наблюдается нормальная последовательность разреза, в которой оюская свита залегает под ливановской, а последняя перекрывается проградирующими с востока на запад ниже-среднедевонскими известняками Буреданского рифа.

Анализ структуры Байдарацкого аллохтона показывает, что он располагается в ядре Талотинско-Пайпудынского синклиория, продолжением которого является Карская впадина (синклиорий) северо-восточного склона Пай-Хоя. Байдарацкий аллохтон по своей структурной позиции также надвинут на Пай-Хой.

Приведенные факты свидетельствуют, что Пай-Хой и Полярный Урал испытали складчатость практически одновременно, однако при этом складчато-надвиговые дислокации на Урале в итоге завершились позднее, чем собственно пайхойские.

Подобие складчато-надвиговых структур Западно-Уральской мегазоны и Пай-Хоя предельно очевидно. Это приводит к выводу об одинаковом механизме их формирования. В Западно-Уральской мегазоне складчато-надвиговые дислокации явились следствием обдукции образований палеоокеанического сектора (Тагило-Магнитогорская мегазона) на пассивную окраину Восточно-Европейского континента (ВЕК). На Пай-Хое вопрос пока остается открытым. В то же время к северо-востоку от Пай-Хоя в акватории южной части Карского моря имеется вытянутая в северо-западном направлении группа достаточно крупных магнитных аномалий, по интенсивности (с учетом влияния мезозойского чехла) вполне сопоставимых с магнитным полем над Щучьинским синклиорием Полярного Урала. Вполне вероятный вариант их интерпретации – это отражение в магнитном поле продолжения эвгеосинклинальной Тагило-Магнитогорской мегазоны Урала. Границей палеоконтинентального и палеоокеанического секторов, скорее всего, является Байдарацкий разлом.

Если проанализировать ситуацию в Предуральском краевом прогибе, частью которого является Коротайхинская впадина, то последняя по своему положению и структурному плану является ничем иным как элементом «Предпайхойского прогиба». Возраст завершения складчатости здесь поздний триас, как и в более южной Косью-Роговской впадине Предуральского прогиба. Это также говорит о единстве и одновременности формирования структурного плана «предуральской» и «предпайхойской» частей Предуральского прогиба.

Мезозойское подновление Вашуткино-Талотинского надвига также не является доказательством более позднего завершения складчатых дислокаций на Пай-Хое. Складчатые дислокации в отложениях юры и нижнего мела ни на Пай-Хое, ни на Новой Земле на самом деле нигде не установлены. По сейсмическим данным юрские и, скорее всего, триасовые отложения образуют платформенный чехол Карской синеклизы, аналогично основной части Западно-Сибирской плиты. В пределах последней мезозойские смещения по разломам в прилегающей к Уралу части также установлены.

Проведенный выше краткий анализ структур зоны сочленения Урала и Пай-Хоя показывает, что выделение самостоятельной Пайхойско-Новоземельской складчатой системы и тем более «пайхоид» не имеет под собой достаточных обоснований. Фактически существует единая Урало-Новоземельская складчатая система (пояс), сформировавшаяся вдоль восточной и северо-восточной окраины ВЕК при закрытии Палеоуральского океанического бассейна. Ее заложение произошло в позднем кембрии, а завершение формирования в позднем триасе. Поэтому она традиционно рассматривается как каледоно-герцинская, хотя более правильно было бы говорить об уралидах.

Высказанная здесь точка зрения не нова; коленообразно изгибающиеся структуры Пай-Хоя, Вайгача и Новой Земли рассматривались и ранее [38] как северное продолжение Уральского складчатого пояса, в том числе в плитно-тектонических реконструкциях Л. П. Зоненшайна с соавторами [65]. Их основное отличие от уральских – отсутствие океанических офиолитов и островодужных магматических пород. В этой концепции Пайхойско-Новоземельская часть пояса сопоставляется с комплексами внешних зон Урала.

Альтернативное мнение о самостоятельности Пайхойско-Новоземельских структур по отношению к Уральской системе, преобладающее в литературе в последние годы, основывается на представлении о принципиальном различии истории их формирования. С этих позиций Пайхойско-Новоземельский сегмент, в отличие от Урала, сформированного в процессе эволюции океанического бассейна, развивается как внутриплитная структура, испытавшая складчатость в раннекембрийскую эпоху тектогенеза (поздний триас–ранняя юра) [167]. Этой же позиции во взглядах на самостоятельность Пайхойско-Новоземельской складчатой системы придерживаются многие исследователи Новой Земли (А. П. Каленич, Н. Н. Соболев, В. И. Бондарев) [121]. Она нашла отражение на «Тектонической карте Баренцева моря...» [166] и в изданных комплектах Госгеолкарты-1000, листы S-38–40, R-38–40, S-41–43 [45, 41, 44].

Акцентируя внимание на проблеме соотношения структур Урала и Пай-Хоя – Новой Земли, дискуссия вокруг которой не угасает на протяжении многих десятилетий, авторы надеются, что приведенные в настоящей работе новые данные явятся вкладом в разработку убедительной модели, объясняющей причины и геодинамику раннемезозойской коллизии, возникновение сложной, изогнутой в плане петли складчато-надвигового пояса. В свою очередь, это поможет разрешить спорные вопросы тектонического районирования.

В разрезе земной коры территории листа R-41 достоверно выделяются три структурных этажа: байкальский, каледоно-герцинский (уральский) и мезозойско-кайнозойский. Границами их являются региональные структурные несогласия.

Байкальский структурный этаж представлен в выходах на поверхности в ядрах Полярно-Уральского и Пайхойского антиклинориев преимущественно карбонатно-терригенно-вулканогенными складчатыми образованиями позднего рифея–раннего кембрия. С позднего рифея

реконструируется активная континентальная окраина с островной дугой энсиалического типа (базальт-андезит-дацитовая формация) и фрагменты обстановок задуговых (преддуговых?) окраинных бассейнов (туфо-карбонатно-кремнистая и вулканогенно-кремнистая формации). Отчетливо проявлены признаки коллизии в позднем венде–раннем кембрии (флишевая формация).

Каледоно-герцинский структурный этаж (к юго-западу от Байдарацкого разлома) сложен дислоцированными позднекембрийско-позднетриасовыми образованиями, отвечающими последовательно сменявшимся друг друга геодинамическим обстановкам. Это обстановки окраинно-континентального рифтогенеза (песчано-конгломератовая и контрастная риолит-базальтовая формации позднего кембрия–раннего ордовика); пассивной континентальной окраины (шельфовые – терригенные – и карбонатные формации среднего ордовика–среднего карбона); континентального склона и подножия (турбидные терригенные, терригенно-карбонатные формации раннего–среднего ордовика и раннего–среднего девона, батиальные известняково-углеродисто-фтанитовые формации раннего силура–позднего карбона, терригенная флишевая и монцонит-сиенитовая формации позднего карбона–ранней перми); коллизии (нижняя морская терригенная моласса ранней перми и верхняя континентальная угленосно-терригенная моласса ранней–поздней перми, терригенная континентальная моласса триаса). На границе с образованиями нижнего структурного этажа наблюдается отчетливо выраженное структурное и угловое несогласие.

Мезозойско-кайнозойский структурный этаж сложен горизонтально залегающими юрскими, меловыми и кайнозойскими образованиями чехла Западно-Сибирской и Тимано-Печорской плит. Мезозойско-кайнозойский чехол образуют галечно-песчано-глинистые, песчано-глинистые, глауконитово-кремнистые, опоково-диатомовые формации.

Тимано-Печорская плита

Тимано-Печорская плита возникла на месте обширной области байкальской складчатости, простиравшейся от Западно-Тиманского краевого шва на юго-западе до Байдарацкого глубинного разлома на северо-востоке. На этом же субстрате была сформирована южная часть Пайхойско-Новоземельского сегмента складчатого пояса. Воздействие фронта надвигообразования со стороны складчатого пояса оказало значительное влияние на структурирование осадочных комплексов плиты и распространилось практически на всю ее восточную часть [41].

Структура осадочного чехла Тимано-Печорской плиты сформировалась в результате стадийного тектонического развития. Последовательная смена тектонических режимов отражена угловыми и стратиграфическими несогласиями в разрезе, которые разделяют региональные структурно-вещественные комплексы (ярусы) осадочного чехла. Отложения каледонского цикла слагают нижний структурный ярус, который представлен терригенной формацией нижнего–среднего ордовика, сменяемой карбонатами верхнего ордовика, силура и нижнего девона (лохкова). Формации герцинского и

раннекеммерийского цикла образуют средний ярус чехла, в котором выделяются следующие комплексы: нижнедевонско(эмско)-среднедевонский, верхнедевонско(франско)-турнейский, визейско-нижнеаргинский, верхнеаргинско-верхнепермский, триасовый [94]. Среднеюрско-меловой и кайнозойский терригенные комплексы слагают верхний структурный ярус, залегающий со стратиграфическим перерывом (на востоке – с угловым несогласием) на различных подразделениях палеозоя–триаса.

В рамках изученного листа Тимано-Печорская плита представлена восточной частью Печорской синеклизы, которая традиционно выделяется как Варандей-Адзвинская структурная зона.

Варандей-Адзвинская структурная зона представляет собой чередование приразломных валов и разделяющих их депрессий. С востока она ограничена Вашуткино-Талотинским чешуйчато-надвиговым образованием. В основании залегает блок, по условиям формирования комплексов фундамента соответствующий эвгеосинклинальной (обстановка активных окраин, островных дуг) зоне байкалид. Предполагается, что данная структура возникла в венде–ордовике субпараллельно Тиману и изначально представляла собой авлакоген [169]. О докембрийском возрасте Варандей-Адзвинского рифта приводятся данные в работе С. Л. Костюченко [259]. Подобные зоны повышенной проницаемости байкальского основания с широким распространением базитовых формаций отличались незавершенностью тектогенеза, что и предопределило их повышенную тектоническую активность в постбайкальское время. Унаследованный режим прогибания в раннем палеозое привел к формированию грабенообразных прогибов, а в более поздние стадии тектогенеза – инверсионных мегавалов и валов [127].

Структура осадочного чехла зоны сформировалась вследствие подвжек по разломам, проявлявшимся еще в период образования ордовикско-нижнедевонского структурного яруса и активизированным в последующий инверсионный этап. Завершающая фаза связана с тектоническими напряжениями со стороны Пай-Хоя [120].

На западе (за пределами листа) структурную зону ограничивает вал Сорокина, который состоит из цепочки поднятий, приуроченных к системам кулисообразных разломов. Аллохтонная часть вала выдвинута по сходящимся в нижних слоях осадочной толщи дизъюнктивам, свидетельствуя о взбросо-надвиговом генезисе [165]. К востоку от вала Сорокина, расположена *Мореюская депрессия* и приподнятая зона, включающая *валы Гамбурица*, *Сарембойско-Леккеягинский*, которые в свою очередь разделены северным замыканием Верхнеадзвинской котловины. По своим структурным особенностям валы идентичны более крупным поднятиям Чернова и Чернышева и обусловлены скорее всего неоднородностями байкальского фундамента, структуры которого имеют северо-западную ориентировку. Серия взбросо-надвигов формирует в верхних горизонтах осадочного чехла чешуйчатое строение валов. Сарембойско-Леккеягинский вал на северо-востоке срезается Вашуткино-Талотинским надвигом. Фундамент в Мореюской депрессии погружен до 7–8 км [168].

Предуральский краевой прогиб

Северный сегмент Предуральского краевого прогиба располагается между Тимано-Печорской плитой и Новоземельско-Уральским складчатым поясом. Краевой прогиб представляет собой мегазону переходных структур, так как по своим особенностям не может с полным основанием рассматриваться ни в составе складчатого пояса, ни в составе платформы. На территории листа к прогибу относятся Коротайхинская впадина и ограничивающая ее Вашуткино-Талотингская надвиговая зона (поднятие Чернова).

Коротайхинская впадина представляет собой отрицательную структуру северо-западной, пайхойской ориентировки, которая по кровле карбонатных отложений погружается от гряды Чернова, где они обнажены на поверхности, на северо-восток до глубин 6,5–7,5 км в осевой зоне. По данным сейсморазведки структурные планы верхнего терригенного молассового комплекса и подстилающих шельфовых карбонатных образований различаются [161]. Пермско-триасовый комплекс дислоцирован более интенсивно. Степень дислоцированности его также возрастает вверх по разрезу. Во впадине выделяются внешняя и внутренняя зоны.

Внешняя зона имеет простое строение. В ее составе выделяются три структуры второго порядка: Лабогейская моноклираль, Хейягинская депрессия и Верхневоркутинское поднятие.

Лабогейская моноклираль образует полого (3–8°) погружающийся от 0 до 5 км юго-западный борт впадины, осложненный несколькими мелкими флексурными перегибами. На большей территории Лабогейской моноклинали в разрезе орогенного комплекса сокращены мощности нижнепермских отложений и частично выпадают верхнепермские. Это связано с существованием здесь в пермское время палеоподнятия, известного как палеосвод Зенченко.

Прилегающая с северо-востока *Хейягинская депрессия* представляет собой наиболее глубокую часть впадины. Кровля карбонатов находится здесь на глубине 7–7,5 км. В центральной части она осложнена рядом более мелких антиклинальных структур третьего порядка, объединяемых в Одиноцкую антиклинальную зону. На северо-восточном борту депрессии выделяется Пестаншорское поднятие (кровля карбонатов воздымается здесь на 4,5 км), представляющее собой диспликат с подорванным юго-западным крылом. Вдоль оси впадины по сейсмическим данным предположительно выделяется Центрально-Коротайхинский надвиг, к которому приурочен ряд мелких диспликатов.

Верхневоркутинское поднятие формирует юго-восточное замыкание Коротайхинской впадины. По данным сейсморазведки, оно представляет собой серию субширотных линейных антиклинальных складок (5 × 40 км), осложненных надвигами. Амплитуда дислокаций возрастает вверх по разрезу.

Припайхойская (внутренняя) зона представляет собой сложно дислоцированный опрокинутый на юго-запад борт впадины, разбитый на ряд чешуй, которые группируются в составе Нядейтинского и Сабрейягинского паравтохтонов. Поэтому, хотя северо-восточная граница Коротайхинской

впадины проводится на дневной поверхности по линии Южно-Пайхойского надвига, пермские отложения прослеживаются по сейсмическим данным под плоскостью надвига карбонатов в северо-восточном направлении еще не менее чем на 10–15 км.

Нядейтинский паравтохтон ограничен линией достаточно крутого Нядейтинского надвига, по которому кровля карбонатов взброшена вверх и находится на глубине около 2 км от поверхности. В целом горизонтальная амплитуда надвига достигает, по нашим оценкам, 10 км. На поверхности паравтохтон сложен интенсивно дислоцированными в линейные складки, осложненные надвигами пермскими породами.

Сабрейягинский паравтохтон представляет собой следующую взбросо-надвиговую ступень карбонатов, которые местами находятся практически у поверхности. Ограничивающий его надвиг хорошо выделяется по сейсмическим данным, однако на поверхности не прослежен. Судя по сейсмическим данным, Сабрейягинский паравтохтон состоит из серии мелких кулисообразных чешуй, падающих на северо-восток.

Вашуткино - Талотинская надвиговая зона (поднятие, или гряда Чернова) представляет собой крупную сложнопостроенную положительную структуру линейного типа, которая образовалась, вероятно, над зоной разлома, оконтуривающего один из жестких блоков байкальского фундамента. В. В. Юдин [202] считает поднятие бескорневым, сформированным только за счет формирования послынного срыва в кровле некомпетентной ордовикской соленосной толщи. Срыв по кровле соленосной толщи, несомненно, имел место, так как на поверхность в надвигах выходят породы не древнее силура. Однако зона, где произошла разрядка напряжений и формирование поднятия, очевидно, была тектонически подготовленной. На территории листа поднятие Чернова представляет собой сложнопостроенную складчато-надвиговую зону с северо-восточным падением сместителей основных разломов и с юго-запада ограничено плоскостью Вашуткино-Талотинского надвига. Это подтверждается как данными сейсморазведки, так и бурения. Плоскость надвига пройдена рядом скважин (Северо-Сарембойская-17, Восточно-Сарембойская-1 и др.). Внутренняя структура поднятия складчатая, осложненная дополнительными надвигами и взбросо-надвигами. Складки брахиморфные, вытянутые вдоль поднятия. Разломы под косыми углами секут складки, иногда являются поперечными по отношению к простиранию структуры. В пределах поднятия распространены шельфовые осадочные формации Бельско-Елецкой СФЗ.

Новоземельско-Уральский складчато-надвиговый пояс

В пределы территории рассматриваемого листа попадает северо-западная часть Урало-Сибирской области завершённой складчатости. Под областью завершённой складчатости мы вслед за Ю. М. Шейнманном, Т. Н. Спижарским, О. А. Кодиайном и др. понимаем основной тектонический регион, возникший и развивающийся на месте замкнувшейся геосинклинальной области (палеоокеана) между платформами более древней стабилизации. Домезозойский фундамент складчатой области выходит на

поверхность в пределах Урала и Пай-Хоя, а ее северо-восточная часть погребена под мезозойско-кайнозойским чехлом Западно-Сибирской плиты и практически не изучена.

В составе Новоземельско-Уральского складчато-надвигового пояса по структурным признакам на территории листа выделяются юго-восточная часть Центрально-Новоземельского и северная часть Центрально-Уральского мегантиклинорий, в области сочленения которых располагается седловина, названная нами Усинско-Верхнекарским синклинорием.

Центрально-Уральский мегантиклинорий представлен своим наиболее северным сегментом. В его составе здесь обособляются Полярно-Уральский антиклинорий и Талотинско-Пайпудынский синклинорий, состоящие в свою очередь из антиклинальных и синклинальных структур более мелких порядков.

Полярно-Уральский антиклинорий на листе представлен северо-западной частью Малокарской антиклинали, в ядре которой выходят доверхнекембрийские складчатые образования байкальского структурного этажа. Он надвинут по крупному Карскому надвигу на запад на структуры Усинско-Верхнекарского синклинория. Ориентировка всех складчатых структур субмеридиональная (уральская), что объясняется полной переработкой структурного плана байкалит в период уральского тектогенеза.

Талотинско-Пайпудынский синклинорий представлен крайней северо-западной периклиналью. Его ось и складчатые структуры имеют здесь уже преимущественно северо-западную, пайхойскую ориентировку. Ядро синклинория образует Байдарацкий аллохтон, сложенный сланцевыми лемвинскими фациями палеозоя и представляющий собой в современной структуре крупную синформу, образованную несколькими пакетами покровов. Аллохтон в свою очередь надвинут на синформу, образованную Нерусовейским паравтохтоном, который сложен рифогенными комплексами окраины шельфа, а в северной части по линии Осоевского надвига – на пермские образования ядра Карского синклинория Пай-Хоя.

Центрально-Новоземельский мегантиклинорий представлен на листе юго-восточной частью Вайгачско-Южноновоземельского антиклинория, Пайхойским шарьяж-антиклинорием и Карским синклинорием.

Вайгачско-Южноновоземельский антиклинорий (30–60 × 230 км) вытянут с юго-востока на юго-запад. Его ядро, сложенное рифейско-вендскими образованиями, обнажается на дневной поверхности на севере о. Вайгач и Новой Земле. Антиклинорий состоит из серии линейных антиклиналей и синклиналей, нередко разбитых продольными разломами. На территории листа он представлен только узким сжатым замыканием, которое сложено палеозойскими шельфовыми отложениями и частично перекрыто Пайхойским шарьяж-антиклинорием.

Пайхойский шарьяж-антиклинорий (20–40 × 200 км) образует центральную часть современного орографического Пайхойского кряжа. С юго-запада он ограничен линией Главного Пайхойского надвига (ГПН), по которому надвинут на Вайгачско-Южноновоземельский антиклинорий и Усинско-Верхнекарский синклинорий.

Антиклинорий сложен преимущественно палеозойскими сланцевыми толщами аваншельфа, континентального склона и подножия. Многими авторами рассматривается как Карский (Пайхойский) аллохтон с амплитудой надвига в десятки километров. Однако при ближайшем рассмотрении осевая часть Пай-Хоя представляет собой типичный антиклинорий. Его ядро (Амдерминская антиклиналь) сложено рифейско-вендскими образованиями байкальского фундамента и образованиями нижнего палеозоя (Осевая антиклиналь); крылья – средне- и позднепалеозойскими сланцевыми толщами. Все они интенсивно смяты в линейные складки, нередко опрокинутые на юго-запад, осложненные разноамплитудными складчато-надвиговыми дислокациями обычно типа диспикат. Осевая антиклиналь имеет в общем виде на юго-востоке типичное периклинальное замыкание и плавно переходит в Силовскую синклиналичную зону, которая сменяется далее Едунейским брахиформным поднятием с выходами доуралид в ядре. Поэтому, несмотря на обилие мелких складчато-надвиговых дислокаций, в пределах Пайхойского антиклинория не выделяется, в отличие от Лемвинского аллохтона, систем доскладчатых покровов – шарьяжей.

Ось антиклинория дугообразно выгнута на юго-запад параллельно линии Главного Пайхойского надвига, который срезает складчатые структуры Вайгачско-Южноновоземельского антиклинория и Усинско-Верхнекарского синклинория, на основании чего горизонтальную составляющую надвига можно оценить приблизительно в 20–30 км. Однако необходимо иметь в виду, что речь не идет о шарьяже сланцевых лемвинских фаций на шельфовые елецкие карбонаты. Фациальные переходы между ними находятся в паравтохтоне, как правило, к юго-западу от линии надвига. Простая дугообразная форма ГПН, отсутствие изрезанности свидетельствуют, что он представляет собой крутонаклонную плоскость, по которой Пайхойский антиклинорий надвинут (вброшен) в основном на свое же опрокинутое юго-западное крыло, сложенное также лемвинскими сланцевыми фациями.

Северная граница Пайхойского антиклинория обычно рассматривается как надвиговая и проводится по линии так называемого Южно-Пайхойского надвига, по которому на антиклинорий надвинуты позднепалеозойские складчатые образования Карской впадины (синклинория). Однако данный надвиг не представляется нам сколько-нибудь значительным, кроме своей центральной части (верховья рек Нгэбэтаяха–Путью), так как и на юго-востоке (в районе субширотного отрезка течения р. Кара), и на северо-западе (у побережья Карского моря) наблюдается непрерывная последовательность разреза позднего палеозоя от раннего карбона до ранней перми и выше.

Карский синклинорий (65×180 км) располагается к северо-востоку от Пайхойского антиклинория. На дневной поверхности сложен интенсивно дислоцированными в линейные складки, осложненные взбросо-надвигами с преобладающим северо-восточным падением сместителей пермскими терригенными толщами. Северо-западное крыло и вероятно основание сложены палеозойскими батинальными формациями, которые согласно перекрыты флишевой формацией ранней перми. Ядро выполнено орогенной угленосной молассой. Данные о строении северо-восточного крыла до

последнего времени отсутствовали. Тем не менее, полученные в 2005 г. в акватории Карского моря сейсмические материалы позволяют очертить примерные контуры развития пермских впадин, что будет показано при описании строения Западно-Сибирской плиты.

Во многих работах [202, 226, 269 и др.] Карский синклиниорий рассматривался из-за этого в качестве впадины Предуральского краевого прогиба, на который впоследствии было наложено Пайхойское поднятие. Однако анализ фактического материала показывает, что генетическая природа Карской впадины иная, чем впадин прогиба. Последний был заложен на шельфе ВЕК, в то время как основанием Карской впадины являются батинальные осадки континентального склона и подножия. То есть, она представляет собой фрагмент остаточного флишевого трога, образовавшегося при коллизии ВЕК и Южно-Карского сегмента Тагило-Магнитогорской островной дуги. Этот фрагмент аналогичен флишевому трогю Полярного Урала, который выполнен кечпельской свитой. Однако в отличие от последнего, он не был шарьирован на раннем этапе, а полностью компенсирован осадками и перешел в стадию угленосного межгорного прогиба.

В центральной части впадины выделяются три крупные синклинали – Талотинская, Лиурьяхинская и Табьюская, выполненные угленосной молассой. В. В. Юдиным [202] приводится утверждение о положении подошвы пермских отложений в северо-восточной части впадины на глубине 9 км, что объясняется «скупиванием» и сдваиванием разреза за счет надвигов. По материалам А. В. Мартынова [263], основанным на анализе сейсмических и гравиметрических данных, подошва складчатого байкальского фундамента находится здесь на глубинах всего 6,5–7,0 км. Поэтому вряд ли можно говорить о мощности пермских отложений в ядре впадины более чем 3 км, что хорошо согласуется с их фактической суммарной мощностью и исключает любое сдваивание разреза. Это косвенно подтверждают и сейсмические данные на шельфе, согласно которым мощность предполагаемой каменноугольно-пермской толщи заполнения на северо-восточном крыле Карской впадины составляет 3–4 км.

Восточная часть впадины наиболее сложно дислоцирована. Здесь преобладают складчатые структуры и взбросо-надвиги субмеридиональной (уральской) ориентировки, что еще раз указывает на более позднее завершение «уральских» дислокаций по сравнению с «пайхойскими». Граница с Байдарацким аллохтоном проводится по линии Осовейского надвига, а сам аллохтон по своей структурной позиции представляет собой синформу в ядре Карского синклинория. Это косвенно указывает на то, что процессы шарьирования происходили здесь не ранее поздней перми.

Усинско-Верхнекарский синклиниорий располагается между Полярно-Уральским и Пайхойским антиклинориями. Ранее эта часть обычно «делилась» между ними пополам или выделялась в качестве так называемого «карбонатного паравтохтона» [202, 170]. По своей структурной позиции, по нашему мнению, данная область полностью отвечает понятию синклинория, так как представляет собой понижение (седловину), сложенную средне-верхнепалеозойскими отложениями, между выступающими байкальского фундамента (Оченырды и Едуней) и нижнепалеозойскими

толщами Пай-Хоя и Урала. Синклиниорий состоит из серии линейных антиклиналей и синклиналей ($15-30 \times 0,5$ км), оси которых плавно разворачиваются с субмеридионального (уральского) направления в верховьях р. Кара на северо-западное (пайхойское) в среднем течении рек Кара и Силваяха.

Какие-либо попытки расщепить этот блок на две части (пайхойскую и уральскую) разломами не находят своего подтверждения в материалах крупномасштабных геологосъемочных работ. Так же как и нет явных признаков наложения пайхойских структур на уральские. В целом синклиниорий взброшен и умеренно надвинут на Коротайхинскую впадину по Южно-Пайхойскому надвигу, в который с юга плавно переходит Главный Западно-Уральский надвиг (ГЗУН). Основная центральная и северо-западная части синклинория, сложенные шельфовыми елецкими карбонатами, образуют *Приоченьырдно-Южнопайхойский паравтохтон*, состоящий из ряда крупных линейно-вытянутых тектонических пластин, последовательно взброшенных друг на друга параллельно линии Южно-Пайхойского надвига. Восточная часть синклинория сложена сланцевыми лемвинскими фациями и надвинута на шельфовые карбонаты. Этот тектонический блок выделяется в качестве *Карско-Нярминского паравтохтона*. Его структура более тектонизирована, и он представляет собой серию тектонических чешуй, каждая из которых сложена отдельными разнокомпетентными свитами или их группами. Выделяются самостоятельные чешуи, сложенные харотской и косвожской свитами, няньворгинской свитой, воргашорской свитой, кечпельской свитой.

Карская и Усть-Карская астроблемы представляют собой космогенные структуры, наложенные на структуры Карского синклинория и отчасти Пайхойского антиклинория. Отрицательная в рельефе, округлой формы, Карская депрессия, по представлениям В. Л. Масайтиса [98], М. А. Маслова [102], является одним из крупнейших метеоритных кратеров, диаметр которого составляет 50–55 км. По современным представлениям [70], метеоритные структуры сформированы на рубеже мела и палеогена. Карская астроблема отчетливо выделяется по отрицательному гравитационному полю округлой формы с градиентной зоной вдоль бортов и концентрически-зональному чередованию отрицательных и положительных аномалий магнитного поля. Общие элементы внутреннего строения Карской астроблемы достаточно детально охарактеризованы в материалах исследований М. А. Маслова [265], М. С. Мащак [268, 108]. Из макроэлементов южного борта кратера наиболее впечатляющими представляются клипеновые брекчии размером от десятков до сотен метров с беспорядочными соотношениями различных частей разреза батинального комплекса пород, примерами которых служат:

– клиппен карбонатно-черносланцевых отложений силоваяхинской свиты в левом борту р. Кара, залегающий на крупных (1–2 до 10–15 м) часто округлой формы глыбах раздробленных пермских полимиктовых песчаников с инъекциями атакситовых тагамитов и спекшихся зювитов. Весь этот комплекс после небольшого (2–3 м) перерыва в обнаженности соседствует с перетертыми ленточнослоистыми ритмитами путьюской свиты, которые

в свою очередь выше по реке сменяются перемолотыми до дресвяно-мучнистой смеси адиагностическими сланцами с блоками (10–15 м) реликтов разреза падейской свиты, сохранившими элементы слоистого строения. Общая протяженность участка раздробленных пород цокольного комплекса достигает здесь 375 м;

– клиппен серпуховских мраморовидных известняков и сопутствующих частей разреза, залегающий в правом борту р. Кара (1,2–1,3 км выше устья р. Тогорейяха) на карбонатно-черносланцевых отложениях силовых хинской свиты;

– хаотическое чередование крупных блоков (сотни метров) различных частей разреза силовых хинской, карской и карасиловской свит в бассейне р. Тогорейяха.

Помимо дробления и пластических деформаций пород цокольного палеозойского комплекса, сопутствующими элементами тектоники являются надвиги, оконтуривающие Карскую астроблему.

Усть-Карская астроблема на суше представлена дугообразными в плане выходами импактитов на побережье Карской губы от мыса Полковник на западе до устья р. Сяди-Яха на востоке, вдаваясь на сушу не более 3 км. Основная часть астроблемы скрыта под водами Байдарацкой губы. В отличие от Карской астроблемы в гравитационном и магнитном полях она практически не выражена. Вероятно, это можно объяснить тем, что падение метеорита произошло здесь в основном в акваторию достаточно глубокого бассейна и на рыхлые породы мезозоя, что не создало принципиального разуплотнения в зоне кратера.

Западно-Сибирская плита

Западно-Сибирская плита (или геосинеклиза, эпигерцинский бассейн) представляет собой крупнейший мезозойско-кайнозойский бассейн, наложенный на разнородные структуры древних платформ и складчатых поясов, слагающие его гетерогенный фундамент [43].

Естественными границами северной (Карско-Ямальской) части этого бассейна на западе и востоке служат орогенные пояса Урала, Пай-Хоя – Новой Земли и Таймыра. Как современная геоструктура, плита (геосинеклиза, эпигерцинский бассейн) выделена в контуре распространения мезозойско-кайнозойского осадочного чехла.

В составе гетерогенного основания севера Западно-Сибирской плиты предполагается присутствие палеозойских складчатых комплексов, заключенных между массивами метаморфических образований более древней консолидации [166]. В разрезе осадочного чехла выделяются три структурно-формационных комплекса: синрифтовый (тафрогенный) преимущественно триасовый, плитные юрско-палеогеновый и плиоцен-четвертичный.

Структура домезозойского основания. По уровню залегания, морфоструктурным особенностям рельефа фундамента и геофизическим характеристикам земной коры в Южно-Карской части плиты выделяются две главные структурные области: внешняя и внутренняя. Первая образует пояс тектонических ступеней, сопряженных со складчатыми системами

обрамления и частично сохраняющих с ними структурные взаимосвязи. В рамках изученного листа ей соответствует область внешнего моноклиналичного погружения (Припайхойско-Приновоземельская моноклиза) и краевая зоны Южно-Карской синеклизы (Западно-Карская региональная ступень).

Блоки внешней тектонической области по геофизическим свойствам и общей мощности земной коры признаются древними массивами (микронтинентами или фрагментами пассивных окраин кратонов) с дислоцированными палеозойскими чехлами [45]. В совокупности эти элементы можно рассматривать как коллаж блоков, спаянных герцинским и ранне-киммерийским тектогенезом. В таком варианте геотектонической трактовки находит объяснение факт образования в триас-раннеюрское время складчато-надвиговой структуры Пайхойско-Новоземельского пояса, расположенного в области геодинамического взаимодействия плит.

Внутренняя область охватывает центральную депрессионную часть Южно-Карской синеклизы, с перекрестной системой пермско?-триасовых рифтов (северо-западного и северо-восточного простираний) в основании. Эти блоки по параметрам земной коры резко обособляются от ступеней внешнего тектонического пояса. Переход к внутренней области выражен сбросами со значительной амплитудой. Эта область с резко дифференцированной структурой поверхности домезозойского фундамента и утоненной земной корой рассматривается с различных геодинамических позиций: как рифтогенная впадина, образованная, аналогично рифтам Западной Сибири, в результате растяжения континентальной коры [188], и как реликт древнего, закрывшегося океана [175].

Новые сведения о мощности земной коры, глубинных разделах в разрезе консолидированной части коры и положении верхней мантии были получены по результатам работ МПВ-ГСЗ на опорном профиле 3-АР [292]. Этот профиль в рамках листа пересекает внешнюю тектоническую область.

Глубина поверхности Мохо изменяется от 40 км в пределах Пайхойско-Новоземельского орогена до 36 км в Южно-Карской синеклизе. Внутрикоровая граница с $V_r = 6,7-7,0$ км/с, отнесённая к гранулит-базитовой части земной коры (граница К), на Приновоземельской моноклинали и в южной части Южно-Карской синеклизы прослежена на глубине 26–28 км. Мощность гранулитобазитового слоя здесь составляет 10–12 км.

Поверхность кристаллического фундамента (граница F_1) с граничной скоростью 6,3–6,6 км/с в пределах Западно-Карской региональной ступени и Южно-Карской синеклизы залегает на глубине от 18 до 22 км. Граница F, обусловленная байкальским комплексом складчатых рифейских и вендских флишоидных кремнисто-глинистых и граувакко-псаммитовых формаций с вулканогенными образованиями, прослежена в пределах Западно-Карской региональной ступени на глубинах 8–12 км. Согласно этим данным, в пределах Южно-Карской части Западно-Сибирской плиты непрерывным слоем распространен байкальский комплекс значительной мощности: до 10–12 км в пределах Западно-Карской ступени и 6–8 км в Южно-Карской синеклизе. Его поверхность формирует систему поднятий и прогибов с амплитудой 1–5 км [292].

Следует заметить, что аналогичную закономерность в строении предполагаемой поверхности протерозойских образований (систему горстов) показал С. П. Павлов на основе интерпретации данных МОВ ОГТ, полученных МАГЭ в 2004 г. [297].

Складчатый домезозойский фундамент, выступающий на поверхность на Пай-Хое, постепенно погружается в пределах Припайхойско-Приновоземельской моноклизы и Западно-Карской ступени до 4–7 км соответственно. По характеру волнового сейсмического поля МОВ ОГТ в фундаменте Западно-Карской ступени выделяются три комплекса с отчетливо выраженными особенностями «сейсмического образа».

Верхний комплекс основания (между ОГ «А» и «П») в структурном отношении имеет вид «седиментационных ванн» и характеризуется относительно прозрачной записью с параллельными слабодолнистыми отражениями. Он, по-видимому, представлен слабодислоцированными терригенными породами, возможно, каменноугольно-пермского возраста.

Подстилает эти образования комплекс с резко расчлененным рельефом поверхности, который отличается куполовидно-холмистой формой отражений с высокой динамической выразительностью. Такой «сейсмический образ» можно отождествить с дислоцированными, слабометаморфизованными, терригенно-карбонатными породами ранне-среднепалеозойского возраста. Мощность складчатой толщи – 5–7 км – согласуется с данными МПВ–ГСЗ [292].

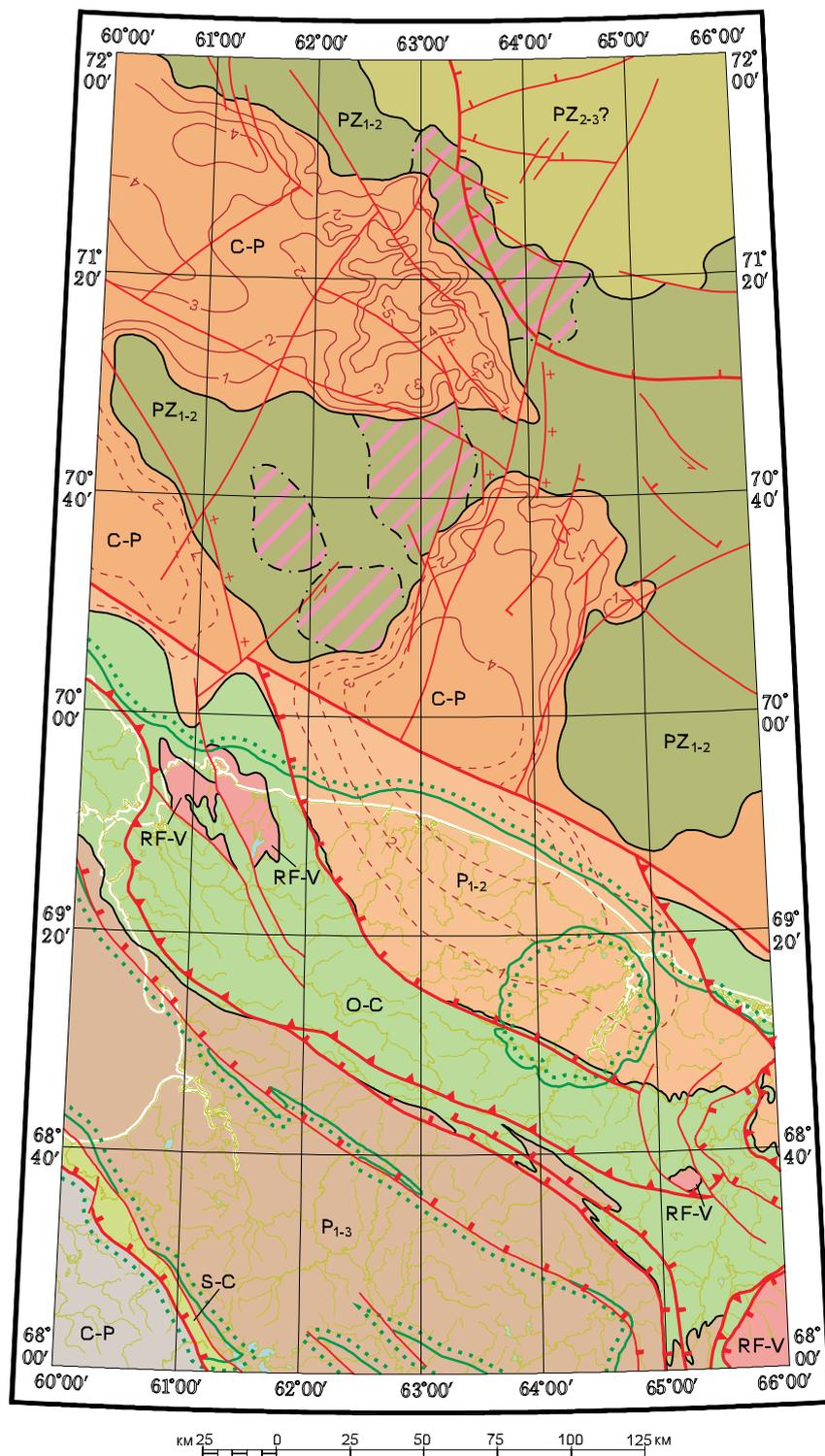
Сокращение мощности этого комплекса установлено над отдельными выступами протерозойских образований, которым соответствует третий тип «сейсмического образа». Он не имеет ярко выраженной волновой картины, скорее акустически прозрачен, что свойственно более консолидированным метаморфизованным породам.

Выявленные особенности строения «складчатого фундамента» отражены на Схематической геологической карте домезозойских образований (рис. 19).

С учетом вышесказанного, не исключается, что он представляет собой лишь верхний этаж земной коры, образованный за счет многофазных дислокаций платформенного чехла, который был накоплен в палеозое в условиях или внешнего шельфа, или системы локализованных узких и протяженных относительно глубоководных котловин. На сейсмических разрезах (приложение в базе данных) проиллюстрировано, что заполняющие их отложения могут включать комплексы карбона–перми, впоследствии частично размытые в условиях предрифтового этапа развития.

Дислоцированные комплексы домезозойского основания моноклиной, судя по геологическому строению восточного побережья архипелага, могут включать образования от нижнего до среднего палеозоя. При этом каменноугольно(?)–пермские отложения не создают сплошного покрова, а локализуются в пологих синклиналях между гребневидными складками, ядра которых образованы породами ордовика–девона.

Вероятно, синформы Кармакульского прогиба и сопряженного с ним Карского синклинория находят продолжение в фундаменте Припайхойско-Приновоземельской моноклизы и Западно-Карской ступени. Структурные



СТРУКТУРНО - ВЕЩЕСТВЕННЫЕ КОМПЛЕКСЫ

ЗАПАДНО-СИБИРСКАЯ ПЛИТА

- PZ₁₋₂** Складчатые комплексы герцинской эпохи тектогенеза
- C-P** Слабодислоцированные комплексы заполнения флишевых трогов, краевых и межгорных прогибов
- PZ_{2-3?}** Неяснослоистые комплексы, подстилающие триасовые тафрогенные прогибы
- Выступы позднепротерозойских комплексов, скрытых под маломощной толщей палеозойских образований

НОВОЗЕМЕЛЬСКО-УРАЛЬСКИЙ СКЛАДЧАТО-НАДВИГОВЫЙ ПОЯС

Складчатые комплексы позднегерцинской—раннеиммерийской эпох тектогенеза:

- RF-V** позднепротерозойские
- O-C** палеозойские
- P₁₋₂** пермские

ТИМАНО-ПЕЧОРСКАЯ ПЛИТА И ПРЕДУРАЛЬСКИЙ КРАЕВОЙ ПРОГИБ

- S-C** Дислоцированные комплексы зоны надвигов
- C-P** Платформенные комплексы
- P₁₋₃** Комплексы заполнения краевых прогибов

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ НАРУШЕНИЯ

- | Главные | Второстепенные | |
|---------|----------------|--|
| | | Без разделения по морфокинематическим особенностям |
| | | Надвиги |
| | | Шарьяжи |
| | | Взбросы |
| | | Сбросы |
| | | Сдвиги левые |

ПРОЧИЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

- Границы структурно-вещественных комплексов домезозойских образований
- Границы верхнепротерозойских комплексов, скрытых под палеозойскими образованиями
- Изопахиты каменноугольно-пермской толщи, сечение 1 км:
 - а — достоверные;
 - б — предполагаемые
- Границы распространения мезозойско-кайнозойских комплексов платформенного чехла

Рис. 19. Схематическая геологическая карта домезозойских образований.
Составил С.И. Шкарубо (по материалам Н.В. Федухина, С.П. Павлова, 2008)

связи их с шельфовыми погребенными бассейнами подтверждаются контурами аномалий потенциальных полей: над пермскими прогибами как на суше, так и на прилегающей области шельфа наблюдается область отрицательного или слабоположительного магнитного поля в совокупности с отрицательными аномалиями силы тяжести. В рисунке аномального магнитного поля и остаточных аномалий силы тяжести отражаются также прогибания контролирующих борта этих впадин разломов: северо-западных, субпараллельных Байдарацкой системе сдвигов, и ортогональных к ней.

Наиболее интенсивные положительные аномалии магнитного поля, прослеженные к северо-востоку от Байдарацкого разлома, коррелируются с областями предполагаемого распространения на доюрской поверхности складчатых комплексов нижнего–среднего палеозоя и погребенных выступов протерозойского фундамента.

Закартированные на шельфе погребенные каменноугольно(?)–пермские бассейны, по всей видимости, в геодинамическом смысле, как и Карская впадина Пай-Хоя, эволюционировали от стадии остаточных глубоководных флишевых трогов до межгорных прогибов, компенсированных молассовыми образованиями. Меньшая степень деформаций пермской толщи шельфовых прогибов, по сравнению с Карским синклинорием, может быть объяснена при допущении, что основные складчато-надвиговые дислокации на рубеже триаса–нижней юры реализовались в относительно узкой зоне на Пай-Хое и его западном фланге.

Внутренняя тектоническая область в рамках карты представлена только юго-западным замыканием Пухучанской впадины с глубинами домезозойского основания 10–11 км. Характер волнового поля (полупрозрачный, без явно выраженных внутренних отражений) под триасовыми комплексами во впадине не позволяет с уверенностью определить, на каком субстрате они залегают. Поэтому на Схематической геологической карте домезозойских образований предположительно показаны нерасчлененные средне-верхнепалеозойские образования. Однако нельзя полностью исключить, что триасовые бассейны внутренней области наследуют пермские молассовые прогибы.

В целом структуру внутренней области Южно-Карской синеклизы формирует система сопряженных грабенообразных прогибов и поднятий. Пухучанская впадина и Белоостровский прогиб образуют восточную систему прогибов. Пухучанская впадина, простирающаяся на 200 км вдоль западного побережья Ямала, имеет ширину около 100 км. Белоостровский прогиб наращивает рифтовую систему еще на 250 км, охватывая северо-западную часть п-ова Ямал, о. Белый и прилегающую к нему с севера часть акватории до зоны Рогозинского глубинного разлома. Глубины залегания фундамента в прогибе составляют 7–8 км. Западная (Ноябрьская) и восточная (Пухучанско-Белоостровская) зоны прогибов разделены обширной областью межрифтовых поднятий, которая получила название Русановско-Скуратовской [44]. На карте эта зона представлена небольшим фрагментом – седловиной, разделяющей Ноябрьский прогиб и Пухучанскую впадину.

Особенности глубинного строения земной коры, структуры поверхности фундамента и характера гравитационного и магнитного полей

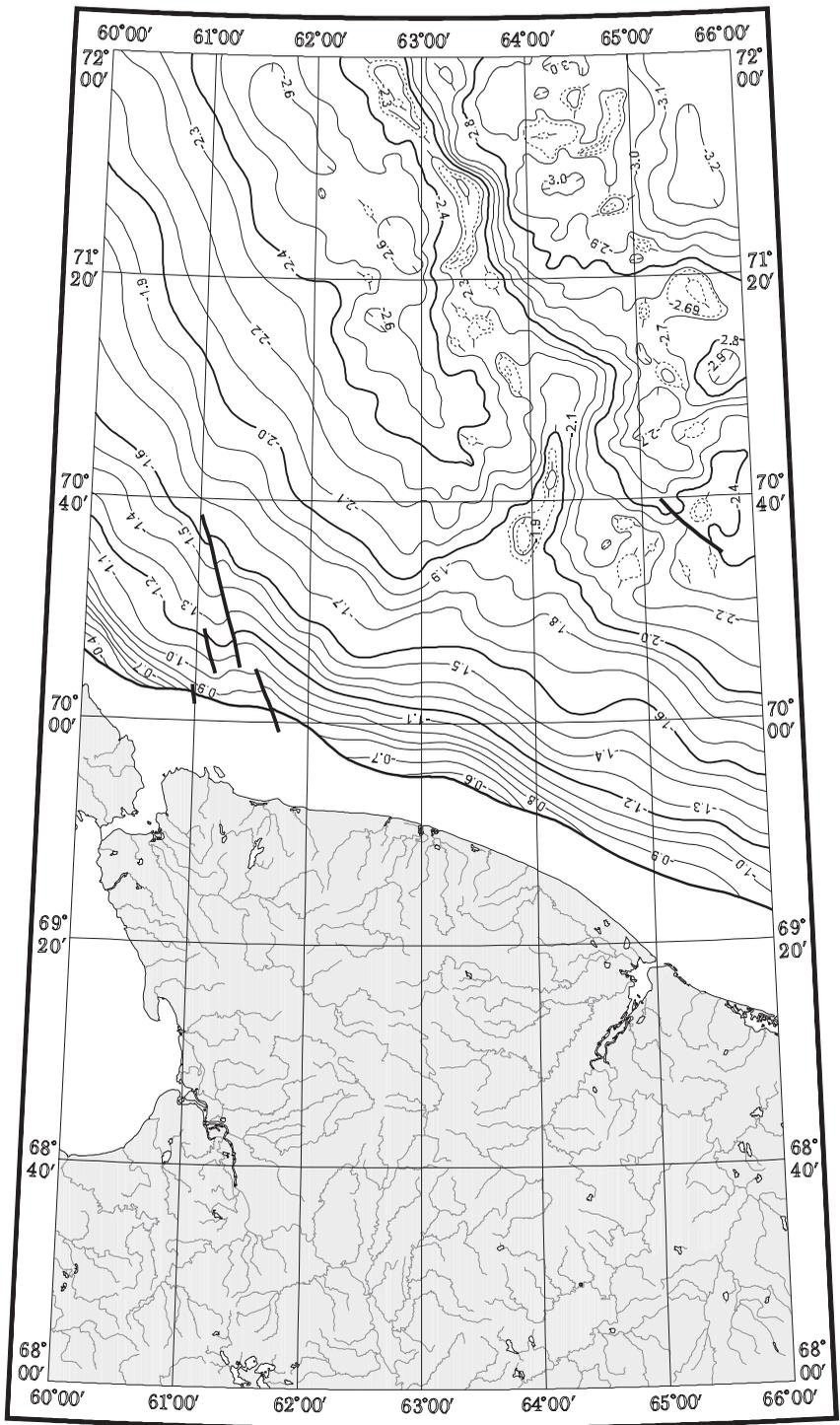
свидетельствуют о формировании тектонических элементов внутренней области в результате растяжения уже сложившегося к этому времени аккреционного комплекса континентальной коры. Консолидированный герцинским тектогенезом мегаблок основания, по-видимому, объединил как массивы внутренней области, так и блоки внешнего пояса, спаяв фрагменты жестких древних блоков и замкнувшихся палеозойских бассейнов. По всей видимости, ослабленные шовные зоны между блоками внешних тектонических ступеней и внутренней области определили заложение позднепермско(?)–раннетриасовых грабен-рифтовых систем [44]. Еще раз можно отметить то, что морфологические и геофизические признаки однозначно указывают на замыкание рифтовых структур Западно-Сибирской плиты в центральной части Южно-Карской синеклизы.

Синрифтовый, или тафрогенный комплекс развит преимущественно во впадинах внутренней области Южно-Карской синеклизы. В кровле комплекс ограничен отражающим горизонтом **Ia**. **Волновая картина триасового комплекса** в Пухучанской впадине характеризуется протяженными слабеволнистыми высокоамплитудными горизонтами, резко отличаясь по динамической выразительности от сейсмического образа толщ заполнения пермских бассейнов (см. рис. 2 и 3, гл. «Сейсмостратиграфическая характеристика...»).

Согласно данным бурения Тюменской сверхглубокой скважины (СГ-6) [164], этот рефлектор отнесен к кровле верхнетриасовых отложений. О составе синрифтовых образований можно косвенно судить по материалам бурения глубоких скважин в материковой части Западно-Сибирского бассейна. Тюменской СГ-6 пройдена тампейская серия верхнего–среднего триаса и вскрыты породы туринской серии. Тампейская серия представлена аргиллитами, алевролитами, песчаниками, туффитами; по всему разрезу найдены остатки растений. Туринскую серию слагают основные породы трапповой формации, их туфы с прослоями вулканогенно-осадочных пород, охарактеризованные спорово-пыльцевым комплексом и остатками наземных растений раннетриасового возраста. Кровле базальтов туринской серии соответствует отражающий горизонт «Iб».

Триасовый комплекс, распространенный в Пухучанской впадине, вероятно, также представлен в нижней части вулканогенно-осадочными преимущественно континентальными образованиями (аналогами туринской серии), а в верхней – лагунными, озерными, аллювиальными, дельтовыми, прибрежно-морскими терригенными глинисто-алеврито-песчаными формациями – аналогами тампейской серии, характеризующими стадию заполнения рифтовых впадин. Его мощность превышает 4 км.

Нижнетриасовые образования локализованы внутри Пухучанской впадины. Средне-верхнетриасовые толщи распространяются шире к юго-западу, образуя структурные заливы в пределах Западно-Карской ступени. Средне-поздетриасовый подкомплекс отложений можно рассматривать как переходный от собственно рифтовых к плитным. Юрские отложения в депрессионной части синеклизы залегают на верхнетриасовых конформно, без видимого углового несогласия. Этот факт свидетельствует, что



км 25 0 25 50 75 100 125 км

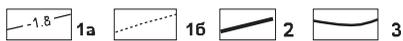


Рис. 20. Структурная схема по кровле верхнеберриасско-нижнеготеривских отложений (ОГ «В₀») осадочного чехла Южно-Карской области Западно-Сибирской плиты.

Составили С. И. Шкарубо, Д. В. Чудакова, А. В. Сотникова.

1 – изогипсы сейсмического отражающего горизонта «В₀», км: *а* – основные (сечение 0,1 км), *б* – дополнительные; *2* – тектонические нарушения; *3* – граница выклинивания отложений.

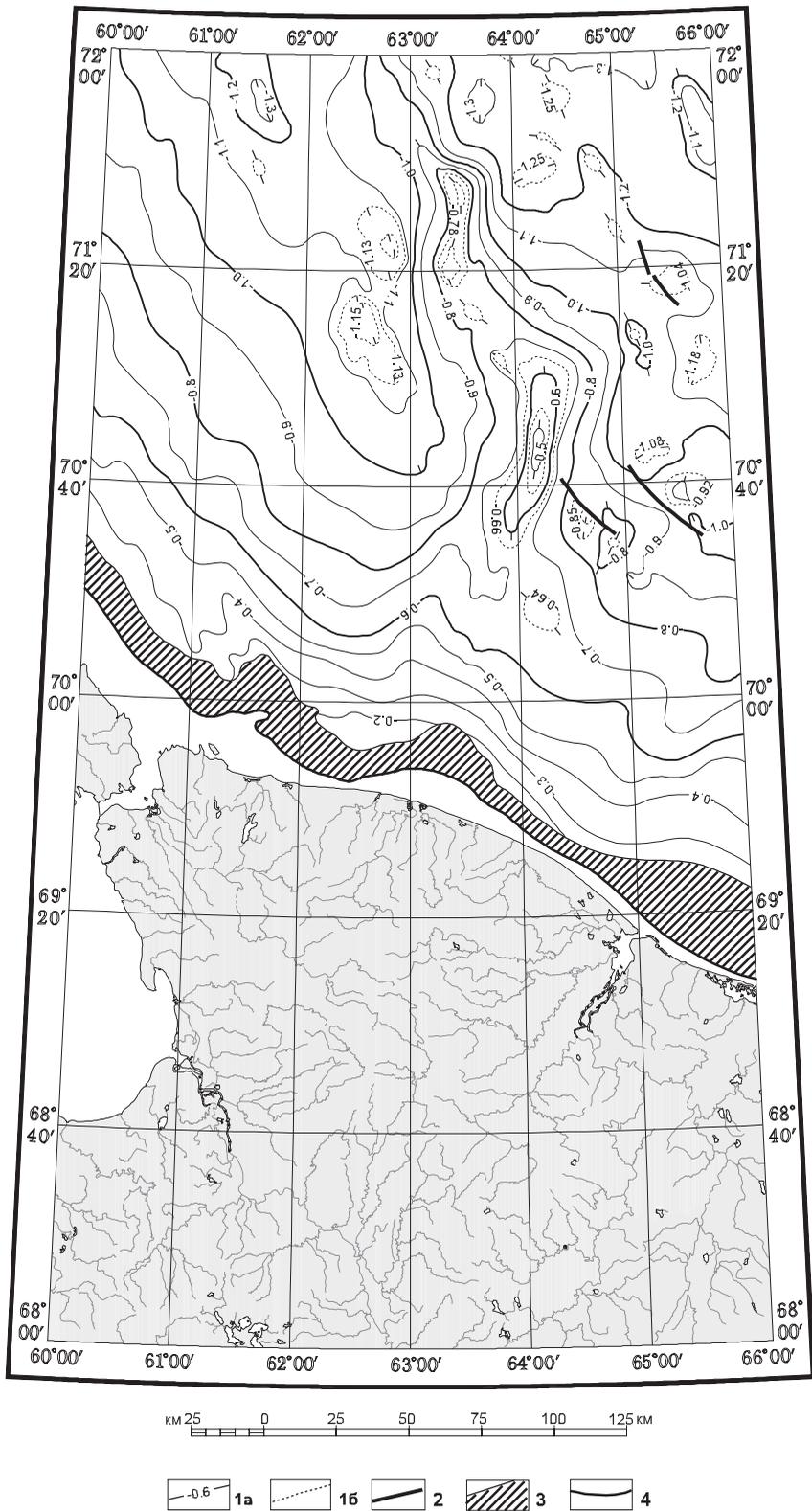


Рис. 21. Структурная схема по кровле альб-сенонанских отложений (ОГ «Г») осадочного чехла Южно-Карской области Западно-Сибирской плиты. Составили С. И. Шкарубо, Д. В. Чудакова, А. В. Сотникова.

1 – изогипсы сейсмического отражающего горизонта «Г», км: а – основные (сечение 0,1 км), б – дополнительные; 2 – тектонические нарушения; 3 – область выхода на поверхность альб-сенонанских отложений; 4 – граница выклинивания отложений.

внутренняя область Южно-Карской синеклизы практически не была затронута раннекиммерийскими дислокациями.

Строение плитного чехла. Строение плитных комплексов осадочно-го чехла Южно-Карского шельфа детально изучено сейсморазведочными работами и освещено бурением на Ямале, а также на Русановском и Ленинградском поднятиях. Этот структурный ярус чехла представлен терригенными отложениями юры–палеогена (раннего неогена?), общей мощностью до 7 км, залегающими под относительно тонким покровом плиоцен-четвертичных образований.

Тектоническое районирование проведено на основе структурной карты по подошве осадочного чехла (ОГ «А») с учетом структурных планов по кровле триаса (ОГ «Ia»), **верхнеюрско-нижнеберриасских (ОГ «Б»)** и **сеноманских (ОГ «Г»)** отложений.

В структуре осадочного чехла изученной части Южно-Карского шельфа выделяются три крупные структурно-тектонические зоны.

Припайхойско-Приновоземельская моноклиза, прилегающая к архипелагу Новая Земля и Пай-Хою, подразделяется на *Приновоземельскую* и *Припайхойскую моноклинали*. В ее пределах по всем горизонтам осадочного чехла наблюдается наклонное погружение слоев к центру бассейна, осложненное лишь слабо выраженными структурными носами (рис. 20, 21). Один из них, осложненный взбросом, продолжающим Северо-Пайхойский надвиг, простирается в северо-северо-западном направлении, постепенно выполаживаясь и раскрываясь. Второй, испытывая разворот к северо-востоку, переходит в Обручевский гемивал. Вверх по восстанию происходит последовательное сокращение мощности и полноты разреза (от 3–2,5 км до полного выклинивания отложений и выхода на поверхность палеозойских складчатых образований), в значительной мере, за счет эрозионно-денудационного среза верхних (мел-палеогеновых) горизонтов плитного чехла.

Южно-Карская синеклиза включает в пределах листа ряд структур первого порядка. Ее центральную часть занимают *Пухучанско-Белоостровская зона прогибов* и *Русановско-Скуратовская зона поднятий*, представленные на карте фрагментами Пухучанской впадины и перемычки между ней и Ноябрьским прогибом, который расположен за рамкой листа. Кровля верхнеюрско-нижнеберриасских отложений (ОГ «Б») в пределах Пухучанской впадины залегает на глубине 3,6–4,2 км.

На периферии синеклизы расположена *Западно-Карская ступень*, осложненная гемивалами (Обручевский и Минина), прогибом (Западно-Обручевским) и ступенью (Шараповской). По отражающему горизонту «Б» Обручевский гемивал приобретает, по сравнению со структурным планом складчатого основания, более выраженную форму; его ось погружается с коленообразным изгибом к северо-западу от 2,2 до 3,4 км. Наиболее четкие очертания гемивала наблюдаются в структурном плане горизонта «Г», по изогипсам 0,8–1,0 км (рис. 21), с обособлением в его контуре ряда замкнутых поднятий, в том числе крупных структур с признаками газовых залежей: Обручевской, Амдерминской, Западно-Шараповской.

В пределах Обручевского гемивала и Шараповской ступени концентрируется большая часть выявленных на площади локальных поднятий (см. «Карту прогноза нефтегазоносности», «Схему закономерностей размещения нефтегазоперспективных структур»).

Я мал о - Г ы д а н с к а я м е г а с е д л о в и н а представлена здесь лишь крайней западной частью *Южно-Ямальской моноклинали*, которая по аптским и сеноманским отложениям осложнена двумя локальными структурами: Шкиперской и Крузенштерновской.

Разрывные нарушения

Выявленные на территории листа разрывные нарушения подразделяются на байкальские, каледоно-герцинские и мезозойские.

К первым нами относятся крупные разломы (зоны разломов) фундамента, контролирующие валы Варандей-Адзвинской структурной зоны и поднятие Чернова, имеющие северо-западную ориентировку и разделяющие, по всей видимости, крупные блоки фундамента, обуславливающие, в том числе, и поперечные структуры Урала. К ним относится также Байдарацкий разлом, имеющий характер шовной зоны. В каледоно-герцинском структурном этаже напрямую, как конкретные разрывы, они не проявляются.

Большая часть разрывных нарушений имеют каледоно-герцинский возраст и сформированы они в перми–триасе. Наиболее крупными из них являются: Вашуткино-Талотинский надвиг, Главный Западно-Уральский надвиг (ГЗУН), Южно-Пайхойский надвиг, Главный Пайхойский надвиг, Осовейский надвиг, Карско-Нярминский надвиг, Карский надвиг.

ГЗУН, трансформирующийся к северо-западу в Южно-Пайхойский надвиг, представляет собой зону региональных взбросо-надвигов, по которой Новоземельско-Уральский складчатый пояс сочленяется с краевым прогибом. Эта зона хорошо выделяется резкими положительными аномалиями гравитационного поля из-за подъема по взбросам кровли карбонатов, вплоть до выходов их на дневную поверхность.

Главный Пайхойский надвиг представляет собой крупный взброс, по которому Пайхойский антиклинорий надвинут на структуры Вайгачско-Южноновоземельского антиклинория и Усинско-Верхнекарского синклинория.

При анализе соотношений разрывных нарушений каледоно-герцинского этапа среди них выделяются три генерации.

Первая – послонные доскладчатые надвиги-шарьяжи, примером которых является, по-видимому, Осовейский надвиг, так как он ограничивает Байдарацкий аллохтон, образующий синформу в ядре Талотинско-Пайпудынского синклинория. Подобные шарьяжи всегда выделяются с большим трудом, так как их плоскости впоследствии обычно дислоцированы складчатостью. Не исключено, что они проявлялись и на Пай-Хое. Так как, например, по всей периферии Едунейской брахиантиклинали из разреза по непонятной причине тектонически выпадает большая часть отложений среднего–верхнего ордовика.

Вторая – все мелкие разрывы, которые сформированы в завершающий этап основной складчатости, и крупные надвиги уральской и пайхойской ориентировки типа Южно-Пайхойского, Нядейтинского.

Третья – это серия разломов северо-западной ориентировки на о. Вайгач и Югорском полуострове (например, Рудный, Амдерминский), которые смещают надвиги и структуры второго этапа. К этой же генерации относятся надвиги и взбросо-надвиги на юго-восточном замыкании Пай-Хоя, которые имеют субмеридиональную уральскую ориентировку, перерабатывают пайхойские структуры и разбивают на части и смещают разломы второго этапа.

Разрывные нарушения мезозойского возраста (юрско-меловые) имеют взбросо-сбросовый характер и, как правило, подновляют разломы каледонно-герцинского этапа. Типичный пример – Вашуткино-Талотинский надвиг, под которым бурением вскрыты отложения нижнего мела.

На шельфе выделяется дугообразная Западно-Карская зона сбросов, ограничивающая Ноябрьский прогиб и Пухучанскую впадину. Амплитуда сбросов вдоль этой зоны разломов, формирующих западный борт Ноябрьского грабен-прогиба, достигает нескольких километров [44]. В южном направлении она уменьшается и в пределах юго-западного ограничения Пухучанской впадины не превышает первых сотен метров.

Разломы взбросового характера северо-северо-западного простирания прослеживаются на продолжении Северо-Пайхойского надвига и сопряженных с ним нарушений пайхойской ориентировки. Кроме них, в осадочном чехле на сейсмических разрезах отмечаются нарушения северо-западного и близмеридионального направлений, часто играющие роль структурообразующих, осложняя склоны валов и локальных поднятий.

По гравиметрическим и магнитным данным, в фундаменте предполагается перекрестная система разрывных нарушений северо-западного и северо-восточного направлений, которая относится, вероятно, к байкальскому этапу.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

В основу геоморфологического районирования территории листа R-41 положены морфоструктурные критерии, определяющие основные генетические типы рельефа. Особенности тектонического режима той или иной крупной морфоструктуры в течение кайнозоя, отчасти мезозоя, определили гипсометрическое (на шельфе батиметрическое) положение исходной и современной поверхности суши и дна моря. Эти особенности, соответственно, определили и уровни локальных и главного базисов денудации, вещественный состав рельефообразующих отложений и субстрата, на котором формировался рельеф, характер процессов денудации пород субстрата, транспортировки и аккумуляции ее продуктов. Приморское положение рассматриваемой суши обусловило яркое отражение здесь плиоцен-четвертичных эвстатических колебаний уровня моря в процессах осадко- и рельефообразования.

Геоморфологическая схема на площадь шельфа (см. Геоморфологическую схему) составлена по аналитическому принципу [109, 110] на физико-географической основе м-ба 1 : 1 000 000, специально подготовленной в МАГЭ для данного листа Госгеолкарты (прил. «Физико-географическая карта» в базе данных) с сечением рельефа дна изобатами через 10 м (на мелководье через 5 м). Ведущую роль при построении схемы на площадь шельфа играл анализ морфологии рельефа дна. Генетическая и возрастная характеристика граней и форм рельефа на морском дне выполнена с определенной долей условности, поскольку выявление процесса, ответственного за формирование субаквальных поверхностей, и времени его действия при имеющемся наборе данных встречается ряд затруднений. Во многом подход к историко-генетической интерпретации рельефа был заложен предшествующими работами [43, 44]. Границы основных орографических элементов проведены на основе геоморфологической схемы, главным образом вдоль структурных линий рельефа. Названия орографических элементов заимствованы из прежних схем [44, 90]. Схема также дополнена рядом новых элементов в соответствии с подходом, принятым во ВНИИОкеангеология [36].

Рельеф суши

На территории сухопутной части листа выделяются четыре геоморфологические зоны: Предуральская аккумулятивно-денудационная равнина, Пайхойский кряж, Приарктическая область морских трансгрессий, Уральское горное сооружение.

Зона Предуральской аккумулятивно-денудационной равнины представляет собой холмисто-западинную равнину с абсолютными отметками от 50 до 200 м, сформированную при отступании ледника в эпоху ханмейского (ранний валдай) оледенения. В нее врезаны первая и вторая аллювиальные террасы р. Кортаиха и ее притоков. Ледниковые формы рельефа представлены неравномерным чередованием гряд, холмов, фрагментами озовых и камовых систем, модернизированных криогенными процессами.

Зона Пайхойского кряжа представляет собой низкогорье с абсолютными отметками от 200 до 467 м с грядово-увалистым рельефом. Для района характерно сочетание протяженных гряд, ориентированных по основному северо-западному простиранию тектонических структур Пай-Хоя, низкогорных массивов и увалов, сложенных скальными мезозойскими породами.

Зона Приарктической области морских трансгрессий представляет собой систему (лестницу) террас-равнин, сформированных в результате абразионной и аккумулятивной деятельности ледовитых морей в эпохи позднеплейстоценовых трансгрессий и в разной степени расчлененных эрозией в сочетании с криогенной моделировкой в течение позднего плейстоцена–голоцена.

Зона Уральского горного сооружения представлена северной оконечностью горной системы Полярного Урала. Рельеф системы в широтном сечении в целом асимметричен. На западе в пределах листа это горные хребты и массивы высотой 460–1375 м с альпийским и субальпийским рельефом и разделяющие их троговые долины с абсолютными отметками в днищах 275–350 м. Наиболее высокие вершины: гора Нгэтенпэ (1338 м), безымянный пик над ледником МГУ (1375,5 м), гора Лядхэй (1166 м). Облик рельефа этой зоны определяется сочетанием денудационных выровненных поверхностей (которые рассматриваются в качестве реликтов мезозойского пенеплена, моделированных процессами гольцовой планации) и глубоких V-образных эрозионных и U-образных троговых долин. Глубина эрозионного расчленения 400–1000 м.

Как основной объект геоморфологического картографирования приняты грани рельефа – субгоризонтальные и разделяющие их наклонные поверхности разного генезиса, возраста и типа строения. Эти поверхности осложнены син- и эпигенетичными по отношению к ним формами рельефа. И грани, и формы представлены разновидностями с самыми различными соотношениями участков скульптурного, аккумулятивного и цокольного строения. Геологический возраст аккумулятивных и цокольных поверхностей определен по соответствующим рельефообразующим отложениям, грани и формы выработанного, в том числе тектонического рельефа, датированы в значительной мере условно.

Гипсометрически наиболее высокие субгоризонтальные грани рельефа, наблюдаемые на Полярном Урале и отчасти на Пай-Хое, по широко распространенным представлениям, являются реликтами древнего пенеплена, поднятого в олигоцене–неогене на различную высоту в процессе тектонического сводово-глыбового воздымания этих возрожденных орогенов. Коррелятивные пенеплену древние рыхлые образования на этих ступенях в пределах рассматриваемой территории неизвестны, будучи уничтожены

процессами гольцовой денудации и ледниковой планации в неоген-четвертичное время.

По ведущим генетическим факторам в пределах территории выделены две крупные категории рельефа: выработанный и аккумулятивный рельеф.

Выработанный рельеф. Эта генетическая категория включает денудационные формы рельефа, образовавшиеся в результате различных экзогенных процессов: эрозии, экзарации, абразии, комплексной денудации.

Денудационные (структурно-денудационные) формы рельефа включают реликты цокольного пенеplена, склоны горных массивов, хребтов, гряд и увалов, поверхность отпрепарированного цокольного педиplена, денудационную равнину, денудационные склоны приморской равнины, эрозионные склоны речных долин, абразионные уступы побережья.

Реликты цокольного пенеplена (1) представляют собой относительно плоские вершинные поверхности главных водораздельных хребтов Полярного Урала с абсолютными отметками от 700 до 1200 м. Они срезают складчатый цоколь палеозойских пород. Длина отдельных фрагментов достигает 5–8 км и более, ширина – сотни метров. В их пределах широко развита система нагорных террас, возвышающихся одна над другой ступенями высотой 15–30 м. От более молодых, нижерасположенных граней рельефа, фрагменты пенеplена обычно отделены крутыми структурно-денудационными уступами. На вершинных поверхностях повсеместно развиты элювиальные и элювиально-делювиальные неоген-четвертичные образования. Вслед за рядом авторов [151, 150, 279] время формирования поверхности условно принимается мезозойским.

Склоны горных массивов, хребтов, гряд и увалов (2), выработанные процессами комплексной денудации, в подавляющем большинстве являются структурно предопределенными (элементами складчатых структур) и сформировались по тектоническим уступам, за счет препаляции габбро-долеритов, кварцито-песчаников и других устойчивых к выветриванию пород. Наиболее эффектен резко выраженный крутой склон (уступ) западной границы орографического Полярного Урала, предопределенный тектоническим уступом подновленного Карского надвига. Относительная высота уступа над предгорной равниной достигает 600–800 м. Также весьма типичен линейно-грядовой рельеф осевой части Пай-Хоя, обусловленный препаляцией даек и силлов габбро-долеритов хенгурского комплекса на фоне вмещающих известковистых песчаников и сланцев.

Также в масштабе схемы не расчленены денудационные склоны гор и экзарационные поверхности ханмейского, полярноуральского и голоценового оледенений. В размещении последних наблюдается хорошо выраженная ярусность, а во взаимоотношении друг с другом определенная последовательность. Самый высокий ярус экзарационного рельефа принадлежит к полярноуральским и голоценовым карам. Отметки их днищ располагаются в пределах 460–850 м, а бровки стенок достигают высот главных водораздельных хребтов (1000–1300 м). Полярноуральские трогии часто наследуют ранее выработанные трогии ханмейских горно-долинных ледников и развиты практически по всем основным водотокам хр. Оченырды.

Уплощенные днища трогов осложнены ригелями, приуроченными к более твердым породам. Кары и цирки ханмейского возраста реконструируются в виде более крупных полуразрушенных чаш с уплощенным днищем, в которые врезаны более молодые полярноуральские и голоценовые кары. Наиболее типичные и масштабные экзарационные формы (кары, троговые долины, ригели) показаны на карте плиоцен-четвертичных отложений вне-масштабными знаками.

На крутых (более 30°) и отчасти средней крутизны (20°) склонах преобладают участки с плащом щебне-глыбового десерпция и коллювио-десерпция, в разной степени подвижного с «островками» скальных обрывов, уступов и останцов. Мощность десерпция от первых метров до 15 м в нижней части склонов. Плогие (менее 20°) и средней крутизны склоны перекрыты солифлюкционными, отчасти делювиально-десерпционными и другими склоново-мерзлотными образованиями незначительной (до первых метров) мощности, также с островками скальных останцов, реже небольших обрывов и уступов с глыбовыми россыпями. Поскольку склоны формировались сопряженно с тектоническим воздыманием хребтов Урала и Пай-Хоя в неоген-четвертичное время, возраст этих граней в целом определяется указанным диапазоном.

Поверхность отпрепарированного цокольного педиплена (3) представляет собой выровненные участки коренных пород на уплощенных водоразделах Пайхойского кряжа, отчасти выходящие на дневную поверхность из-под чехла ледниковых отложений ханмейской морены. Эта поверхность, созданная процессами комплексной денудации предположительно по аналогии с Уралом в олигоцене [150], протягивается полосой шириной до 20 км в пределах Пайхойского кряжа и к юго-западу от него. В предуральской зоне к этой категории рельефа относится возвышенность Пэмбой, вышедшая на дневную поверхность из-под чехла ледово-морских образований плиоцена–эоплейстоцена. Абсолютные отметки поверхности изменяются от 200 до 360 м. Олигоценый возраст поверхности выравнивания определяется по аналогии с листом Q-41-XI [193] на основании гидрослюдисто-каолинитового состава кор выветривания, развитых в ее пределах, а также хорошей сопоставимости этого геоморфологического яруса с олигоценовой поверхностью Среднего и Южного Предуралья [150].

Денудационная равнина (4) сформирована на супесчано-суглинистых отложениях верхнего плиоцена–среднего неоплейстоцена. На листе развита ограниченно за пределами конечно-моренных валов ханмейского оледенения. Представляет собой увалистую плосковершинную поверхность с абсолютными отметками 200–210 м. Склоны увалов пологие, с мягкими очертаниями, осложнены мелкими эрозионными бороздами, солифлюкционными террасами и валами. Широко развит тундровый микрорельеф (медальоны вымораживания, полигональные грунты). Начало ее формирования определяется завершением средненеоплейстоценового покровного оледенения.

Денудационные склоны приморской равнины (5) представлены пологой наклонной к побережью поверхностью, выработанной как в аккумулятивных отложениях плиоцена–позднего неоплейстоцена, так и в скальных коренных породах в интервале абсолютных отметок 50–100 м. Снизу

ограничена тыловым швом второй морской террасы. На многих картах [43, 249] в пределах данных склонов показывались третья и четвертая морские террасы. Однако, хотя в этом интервале абсолютных отметок здесь, и нередко, развиты морские отложения стрелецкого горизонта, террасой в геоморфологическом смысле в современном рельефе данная поверхность не является, так как она моделирована ханмейским ледником и затем процессами склоновой денудации. Возраст ее формирования – поздний плейстоцен (после деградации ханмейского ледника) – голоцен.

Эрозионные склоны речных долин представлены склонами и каньонами долин водотоков. Повсеместно врезаны в более древний денудационный и аккумулятивный рельеф. В коренных породах они выработаны на Пай-Хое и Полярном Урале; в рыхлых отложениях – преимущественно в пределах Предуральской равнины. Характерной особенностью современной речной сети является ее молодой облик. Реки имеют узкие долины, ступенчатый продольный профиль. Очень типичны, особенно в пределах Пайхойского кряжа, V- и U-образные (шириной от десятков метров до 1 км) речные долины типа ущелий или каньонов. Из-за мелкого масштаба схемы только наиболее крупные из них показаны локально внесмаштабными знаками обрывов на геоморфологической схеме, а также более широко на карте плиоцен-четвертичных образований. Нижний возрастной предел эрозионных склонов принимается поздненеоплейстоценовым, так как их формирование началось одновременно с заложением современного плана речной сети после деградации ханмейского оледенения.

Абразионный рельеф представлен уступами современного побережья, первой и второй морских террас Карского и Печорского морей, выработанных как в коренных, так и рыхлых четвертичных отложениях. Из-за мелкого масштаба схемы они показаны частично внесмаштабными знаками абразионных обрывов на геоморфологической схеме, а также более широко на карте плиоцен-четвертичных образований. Абразионные уступы, выработанные в рыхлых отложениях, как правило, существенно моделированы оползневыми процессами и показаны внесмаштабным знаком оползневых обрывов. Оползание происходит за счет скольжения по мерзлоте сезонноталого слоя. Полоса оползневой зоны достигает ширины 100 и 150 м от абразионного уступа. Нижний возрастной предел абразионных уступов принимается поздненеоплейстоценовым, так как их формирование началось после деградации ханмейского оледенения.

Аккумулятивный рельеф. В соответствии с ведущими рельефообразующими процессами, аккумулятивные поверхности рельефа разделены на морские, аллювиальные, ледниковые, флювиогляциальные, пролювиальные.

Морская аккумулятивная террасированная равнина поздненеоплейстоцен-голоценового возраста прослеживается от уреза воды до абсолютных отметок 50 м. Представлена тремя террасовидными уровнями, включающими поверхность лайды, пляжа и кос, первой и второй террас.

Аккумулятивная поверхность лайды, пляжа и кос (б) развита вдоль береговой линии, как в прибрежных районах суши, так и на островах. Они

представляют собой надводный комплекс аккумулятивного рельефа, соответствующий поверхности формирующегося современного мелководного шельфа. Поверхность кос ровная, плоская, песчаная, местами гравийно-галечная с валунами.

Аккумулятивная поверхность первой морской террасы (7) располагается в интервале абсолютных отметок 10–20 м. На побережье Карского моря терраса достаточно узкая (первые десятки-сотни метров), на побережье Печорского моря ширина террасы достигает 10–15 км и более. Как правило, терраса цокольная, в цоколе коренные или более древние четвертичные отложения. Поверхность террасы пологоволнистая, моделированная криогенными формами рельефа (термокарст, бугры пучения), часто заболоченная, изобилующая озерами. Время формирования поверхности террасы полярноуральский горизонт–голоцен.

Аккумулятивная поверхность второй морской террасы (8) располагается в интервале абсолютных отметок от 30 до 50 м вдоль всего морского побережья Печорского и Карского морей. Ширина террасы на побережье Карского моря 3–10 км, на побережье Печорского моря, в Кортаихинской депрессии, ширина террасы достигает 15–30 км и более. Как правило, терраса цокольная, в цоколе коренные или более древние четвертичные отложения. Поверхность террасы пологоволнистая, бугристо-западинная, моделированная криогенными формами рельефа (термокарст, бугры пучения), изобилующая озерами, часто заболоченная, покрытая мощными современными торфяниками. Время формирования поверхности террасы ханмейский горизонт–голоцен.

Аллювиальная террасированная равнина поздненеоплейстоцен-голоценового возраста (9) прослеживается полосой вдоль большинства крупных и средних водотоков, достигая максимальной ширины в среднем течении р. Кортаиха (до 15 км). Представлена тремя террасовидными уровнями, включающими поверхность русел и пойменных террас, первой и второй надпойменных террас. На схеме вследствие мелкого масштаба она показана нерасчлененной. Первая надпойменная терраса имеет высоту до 6 м. Высота второй террасы 6–15 м в зависимости от размера водотока и до 20–25 м в нижнем течении рек Кара и Силова. Террасы – как цокольные, так и аккумулятивные. Поверхность второй террасы крупных рек, как правило, заболоченная, с многочисленными озерами, моделированная криогенными процессами, нередко покрытая торфяниками. Время формирования – поздний неоплейстоцен–голоцен, по возрасту слагающих отложений.

Поверхность морены покровного ханмейского оледенения (10) распространена повсеместно на территории листа, за исключением горной зоны Полярного Урала и района возвышенности Пэмбой. Имеет типичный холмисто-западинный, холмисто-грядовый рельеф с четко выраженными донными, боковыми и конечными моренами, многочисленными участками камового рельефа и озами. Высота моренных гряд и камовых холмов над поверхностью донной морены достигает 30–40 м, а отдельных конечно-моренных образований – до 50 м.

Поверхность флювиогляциальных зандров покровного ханмейского оледенения (11) развита на двух уровнях. Первый – по периферии ханмейской

морены к востоку от возвышенности Пэмбой и внутри полей морены, по периферии стадиальных гряд (например, в междуречье Путью и Сааяхи). Второй сформирован в завершающую стадию деградации оледенения и формирует несколько широких террасовидных уровней вдоль крупных депрессий, по которым в дальнейшем формируется или скорее восстанавливается речная сеть (долины рек Кортаиха, Морею, западный борт Карской депрессии). По гипсометрическому положению эти террасовидные уровни фактически представляют собой третью и четвертую надпойменные террасы. Часть из площадок вероятно отвечает поверхностям гляциолимния, сформированного в подпруженных отступающим ледником локальных бассейнах. Особый тип составляют мелкие флювиогляциальные зандры, показанные внемасштабными знаками, сформированные у подножия Полярного Урала в местах прорыва мелких подпрудных озер в горах, которые образовались из-за перегораживания стока ручьев конечно-моренными грядами ледника при его движении вверх по долинам ряда рек и ручьев.

Нерасчлененная поверхность отложений горно-долинного ханмейско-го полярноуральского и карового оледенений (12) развита в горной зоне Полярного Урала, где приурочена к днищам крупных троговых долин рек Очетывис, Бол. и Мал. Лядгей и их притоков. Имеет типичный холмисто-западинный, холмисто-грядовый рельеф, часто с четко выраженными боковыми и конечными моренами. Высота моренных гряд и холмов над поверхностью донной морены достигает 10–15 м, а отдельных конечно-моренных образований – 20 м. По периферии разновозрастных конечных морен повсеместно развиты коррелятные им перигляциальные веерообразно расходящиеся зандры.

Поверхности пролювиальных конусов выноса позднелепистоцено-голоценового возраста нерасчлененные развиты в местах выхода из гор средних и мелких водотоков. Образуют характерные конусовидные формы рельефа со струйчатым веерообразным рисунком фотоизображения. Образованы в позднем плейстоцене и голоцене сезонными водотоками при таянии каровых ледников. На схеме и карте плиоцен-четвертичных образований показаны внемасштабными знаками.

Поверхность современных каровых ледников представлена в наиболее высокой части хр. Оченырда, где ледники существуют в основном в карах северной экспозиции склонов (ледники Долгушина, Боча, МГГ, МИИГАиК, Терентьева, Лядхэй). Они представлены массивами фирнового льда, сползающими по склонам; показаны внемасштабными знаками на карте плиоцен-четвертичных образований.

Рельеф морского дна

Шельф в границах листа представлен двумя фрагментами Баренцево-Карской шельфовой равнины. Большой из них занимает северную половину листа. Он почти целиком относится к Западно-Карской ступени, погруженной относительно районов, примыкающих к ней на востоке (Западно-Ямальского склона и Байдарацкой равнины) [44] и юге (Северо-Югорский склон). От них Западно-Карская ступень отделена уступами.

У западной кромки листа в его границы узкой полосой заходит склон Восточно-Новоземельского желоба. Второй, меньший по площади фрагмент шельфа, отделенный от первого поднятием о. Вайгач, представлен небольшим восточным участком Печороморской ступени [36]. Рельеф Западно-Карской ступени отчетливо дифференцирован, в границах листа в ее составе выделяются: Югорская и Пухучанская впадины, а также терраса Литке, возвышенность Литке и Южно-Карская седловина. Если печороморский фрагмент в основном характеризуется глубинами до 15 м, то на большей части карского фрагмента они составляют от 100 до 150–160 м, а в Югорской впадине достигают 220–230 м. Полоса наибольших глубин протягивается в меридиональном направлении в середине шельфовой части листа. Наименьшими глубинами (до 30 м) на Карском шельфе отличается Западно-Ямальская отмель. На Байдарацкой равнине они несколько больше (30–50 м). На западе полоса больших глубин ограничивается возвышенностью Литке, которая находится на границе с Восточно-Новоземельским желобом. Ее вершинная поверхность располагается на отметках 70–80 м. Западно-Ямальский и Северо-Югорский склоны сравнительно пологие, но снизу подрезаются уступами, наиболее крутыми в Привайгачском районе. Характерной особенностью дна в Карской части листа является широкое развитие подводных долин. При этом среди них встречаются как типичные для арктического шельфа сравнительно узкие, шириной первые километры, слабо выраженные долины с отчетливым направлением уклона тальвега, так и широкие (10–15 км) врезы с крутыми склонами и субгоризонтальными тальвегами. Если первые распространены повсеместно, за исключением наиболее мелководных районов, где они слабо выражены и трудно различимы вследствие абразионно-аккумулятивного выравнивания, то вторые особенно характерны для Южно-Карской седловины.

Морфологический каркас рельефа дна образован главным образом линиями выпуклого и вогнутого перегиба, что отражает ступенчатость рельефа, обусловленную блоковым характером неоструктуры и выравниванием рельефа на этапах стабилизации уровня моря. Гребневые и килевые линии играют подчиненную роль, они связаны с эрозионным, преимущественно субаэральным расчленением рельефа.

В границах листа выделены следующие группы генетических категорий рельефа морского дна: структурно-денудационный, денудационный, денудационно-аккумулятивный и аккумулятивный. Наряду с рельефом субаквального происхождения, широко развит реликтовый субаэральный, который в разной степени переработан морем.

Структурно-денудационный рельеф имеет узкое распространение, он зафиксирован к северу и востоку от Вайгачского поднятия, где представлен сравнительно крутыми (с уклонами до 0,02) высокими (до 150 м) прямолинейными в плане, торцово сочленяющимися *склонами и уступами, созданными препарировкой зон долгоживущих разломов (13)*. Предполагается, что, начав свое развитие в миоцене, склоны и уступы впоследствии неоднократно подновлялись и продолжают свое развитие до настоящего времени.

Денудационный рельеф представлен четырьмя категориями. *Денудационные склоны (14)*, созданные комплексом процессов (абразионные, денудационно-абразионные, склоны обрушения и оползания), имеют более широкое распространение, чем структурно-денудационные. Эти склоны менее высокие (50–100 м) и более пологие (уклоны до 0,01), в плане нередко имеют сложную форму, местами расчленены субаквальной и субэаральной эрозией. Они обрамляют Западно-Карскую ступень на юге и востоке. Притом, что заложение этих склонов контролировалось зонами разломов, основной их облик определен денудацией, преимущественно субаквальной. Однако при крупных регрессиях, таких как сартанская, они отчасти испытали на себе влияние и субэаральных агентов. Возраст их принят как миоцен-голоценовый.

Денудационно-эрозионные склоны (15) выделены на Южно-Карской седловине. Это крутые склоны подводных долин, отличающихся глубоким врезом и субгоризонтальными тальвегами, весьма сходных с теми, которые были встречены в более северных районах Западно-Карской ступени [44]. Но здесь они имеют меньшую глубину вреза, редко превышающую 50 м, и распространены не столь широко. Это реликтовые субэаральные долины, развитие которых неоднократно возобновлялось на регрессивных стадиях развития территории. С учетом данных НСП и по результатам изучения четвертичных образований, свидетельствующих о том, что их денудационное развитие продолжалось и в субаквальных условиях, возраст их определен как миоцен-голоценовый.

Эрозионные подводные склоны (16), в отличие от рассмотренных выше, распространены шире. Они связаны с более короткими и не столь глубоко врезанными реликтовыми субэаральными долинами, которые чаще всего расчленяют склоны возвышенностей и впадин. Встречаются такие долины во всем диапазоне глубин. Высота их склонов составляет первые десятки метров, уклоны до 0,01. Возраст эрозионных склонов определен также как миоцен-голоценовый, поскольку для них не исключается подновление в субаквальных условиях за счет эродирующей деятельности придонных взвесенесущих потоков.

Абразионные подводные плато и террасы (17) встречаются в двух диапазонах глубин: 50–80 м (17а) и 90–110 м (17б). Первые зафиксированы на возвышенности Литке. Их формирование связывается с ранними стадиями голоценовой трансгрессии. Вторые характерны главным образом для Южно-Карской седловины, где они имеют более древний, сартанский возраст. Поверхность плато и террас, как правило, субгоризонтальная, изредка осложненная единичными возвышенностями и холмами – останцами.

Денудационно-аккумулятивный рельеф представлен абразионно-аккумулятивными террасами (равнинами) и склонами, развитыми в двух диапазонах глубин.

Абразионно-аккумулятивные террасы (равнины) на отметках 120–160 м (18) распространены весьма широко и занимают обширные площади в основном на возвышенности Литке и террасе Литке. Местами они осложнены изометричными или слабо удлинненными возвышенностями,

до 10–12 км в поперечнике. Возраст рельефа данной категории – поздне-неоплейстоценовый, досартанский.

Абразионно-аккумулятивные склоны поздненеоплейстоценового возраста (19) высотой до 50 м, опирающиеся на абразионно-аккумулятивные равнины и террасы, относительно пологи (уклоны до 0,005). На возвышенности Литке верхняя часть такого склона на отдельных участках, возможно, имеет уже сартанский возраст.

Абразионно-аккумулятивная терраса (20) на глубинах 90–110 м (сартанская) встречена в единственном числе на восточном склоне возвышенности Литке. К этому же времени (сартан) относится и формирование опирающегося на нее *абразионно-аккумулятивного склона (21)*.

Абразионно-аккумулятивные террасы поздненеоплейстоцен-голоценового возраста (22) встречаются на возвышенности Литке и в пределах Южно-Карской седловины.

Широко распространены *абразионно-аккумулятивные склоны голоценового возраста (23)*, испытавшие волновую обработку в ходе последней трансгрессии. Они обрамляют север Югорского поднятия, а также развиты на востоке листа по периферии Западно-Ямальской отмели. Высота этих террасированных склонов составляет 20–50 м, уклоны до 0,003.

Аккумулятивный рельеф представлен равнинами, террасами и склонами морской и аллювиально-морской аккумуляции. В этой группе шесть категорий.

Склоны шельфовых впадин (24), созданные за счет аккумуляции гравитационных масс при участии нормальной морской аккумуляции, обрамляют Югорскую впадину с запада и юга, а Пухучанскую – с востока. Это, как правило, относительно пологие склоны, чаще дугообразной формы в плане, иногда слабо расчлененные подводными долинами. Наличие в слагающих их толщах оползневых масс зафиксировано на сейсмоакустических профилях. Миоцен(?)–голоценовый возраст этих склонов определяется возрастом слагающих их образований.

Морские и аллювиально-морские террасы на глубинах 200–220 м. Такая терраса (25) выявлена на северном склоне Югорской впадины, где к ней приурочены устья нескольких реликтовых подводных долин. Возраст ее предположительно определен как поздненеоплейстоценовый (досартанский).

Равнины неволновой аккумуляции (26) приурочены к днищам Югорской и Пухучанской впадин, отличающихся повышенными мощностями нефеллоидных осадков голоцена.

Аллювиально-морские равнины голоценового возраста (27) развиты на дне Байдарацкой губы, где на фоне выровненного плоского рельефа выявлены реликты субаэрального эрозионного расчленения.

Самый молодой ярус морского аккумулятивного рельефа представлен голоценовыми морскими равнинами, формирующимися в зоне воздействия волн и сгонно-нагонных процессов. Среди них различаются *равнины открытого взморья (28)* и *равнины мелководных заливов и бухт (29)*, испытывающие относительно слабое воздействие волн.

Типы морских берегов на геоморфологической схеме даны по материалам Геоморфологической карты СССР [39]. Абразионные берега и, в меньшей степени, абразионно-аккумулятивные характерны для о. Вайгач. Абразионные отмершие берега распространены в основном в западной части Югорского полуострова. Побережье Печорского моря отличается широким развитием аккумулятивных берегов, в том числе созданных волновыми и сгонно-нагонными процессами, локально развиты термоабразионные берега. Лагуны зафиксированы на отдельных отрезках северного побережья Югорского полуострова. Прибрежная зона является ареной развития наиболее активных в настоящее время экзогенных процессов. На побережье и мелководье развиты абразия, термоабразия, солифлюкция и термокарст. Особенно большие изменения связаны с термоденудационными цирками. На Югорском полуострове это район Амдермы, урочище Шпиндлера.

История формирования рельефа

Согласно литературным источникам [150] в мезозойско-кайнозойской истории формирования рельефа Урала выделяется шесть тектоно-климатических этапов: эомезозойский, раннемезозойский, позднемезозойско-палеогеновый, позднепалеогеновый, миоценовый и плиоцен-четвертичный.

Прямых сведений о событиях эомезозойского и раннемезозойского этапов в пределах картируемой территории нет.

В позднемезозойско-палеогеновый этап в условиях субтропического и тропического гумидного климата в пределах территории происходили колебательные тектонические движения, однако большая часть территории оставалась приподнятой над уровнем моря. Здесь в условиях субтропического климата была сформирована поверхность позднемезозойско-среднепалеогенового пенеплена, которая сохранилась в современном рельефе в виде уплощенных водоразделов на высотах от 700 до 1200 м.

В олигоценый этап на фоне общего сводового поднятия Урала и Пай-Хоя в условиях гумидного климата на территории формируется педиplen с каолинитово-гидрослюдистым профилем выветривания, который окаймлял возникшее к этому времени горное сооружение.

На Карском шельфе история развития рельефа прослеживается с миоцена, с которым связывается начало новейшего этапа в регионе [35]. Тектоническая активизация этого времени, особенно во второй половине миоцена, привела к разделению элементов, ранее составлявших здесь единый ансамбль [43]. В миоцене при заложении уступов вдоль зон долгоживущих разломов началось обособление Западно-Карской ступени. Дифференциация ее морфоструктурных элементов продолжалась и позднее. Расчленение территории в миоцене вызвало формирование на части площади глубоко врезанной эрозионной сети. В последующем интенсивное расчленение и врезание гидросети имели место в позднем плиоцене, конце среднего–начале позднего неоплейстоцена.

Плиоцен-четвертичный этап своеобразен как в тектоническом, так и в климатическом отношении. Сводово-глыбовое поднятие Урала и Пай-Хоя продолжилось в режиме колебательных движений, что привело к

многократным перестройкам речной сети и неоднократным трансгрессиям арктического бассейна, осадки которого представлены отложениями колвинской свиты, падимейской, роговской и вашуткинской серий. На современном эрозионном срезе верхняя граница развития плиоцен-эоплейстоценовых ледово-морских отложений достигает абсолютной отметки 210–240 м.

Начиная, вероятно, с раннего эоплейстоцена, горная часть Урала становится центром неоднократных оледенений. Однако прямые свидетельства этого в виде соответствующих морен известны только начиная со среднего неоплейстоцена.

Предшествующая средненеоплейстоценовому оледенению сылвицкая эпоха ознаменовалась бореальной морской трансгрессией.

Основным центром средненеоплейстоценового оледенения являлась Новая Земля и, вероятно, Карский шельф, о чем свидетельствует состав обломочного валунного материала в составе морены на побережье Карского моря.

Таяние средненеоплейстоценовых ледников и потепление стрелецкого (микулинского, казанцевского) времени привели к новой обширной бореальной трансгрессии, которая достигала абсолютных отметок 100 м и сформировала соответствующую морскую террасу по периферии Пайхойского поднятия.

В ханмейское время (ранний валдай) территория листа вновь испытывает покровное оледенение, хотя и менее масштабное. При этом ледник не покрывал горную зону Полярного Урала и огибал возвышенность Пэмбой в Западном Предуралье. Основным центром оледенения также, вероятно, являлась Новая Земля и, возможно, Карский шельф, о чем свидетельствует состав обломочного валунного материала в составе морены на побережье Карского моря и северо-восточном склоне Пай-Хоя. В горной зоне формировались небольшие горно-долинные ледники.

После деградации ханмейского оледенения район испытал изостатическое поднятие, о чем можно судить по многочисленным каньонообразным долинам текущих его водотоков.

Невьянское (каргинское) межледниковье сопровождалось бореальной трансгрессией, которая достигала абсолютных отметок 50 м и сформировала поверхность второй морской аккумулятивной террасы и коррелятивных ей вторых надпойменных террас на всей территории листа.

Полярноуральское оледенение проявилось исключительно в пределах Полярного Урала и имело типичный горно-долинный характер. Эпоха оледенения сопровождалась понижением уровня арктического бассейна, что привело к формированию первой морской террасы на абсолютных отметках 10–20 м и формированию первых надпойменных террас на всей территории листа, за исключением горно-долиновых ледников.

В дальнейшем, несмотря на таяние полярноуральских ледников, уровень арктического морского бассейна понизился еще на 10–20 м до современного уровня. Либо на эту высоту произошло воздымание прилегающей к нему суши территории Пай-Хоя. Надводными образованиями, связанными

с современным положением уровня моря, являются косы и пляжи, а также коррелятные им русла и поймы водотоков территории.

Завершение позднеплейстоценового этапа развития рельефа ознаменовалось сартанской регрессией, масштабы которой оцениваются по-разному. Д. А. Костин [44] на основании результатов геологической съемки на Новой Земле и Карском шельфе пришел к выводу, что снижение уровня моря в сартанское время (без учета неотектонического фактора) составило 90–120 м, а возможно, и 140 м. Также на шельфе не было установлено следов предполагаемого рядом авторов мощного сартанского ледникового покрова. Были сделаны выводы о преимущественно субаэральном развитии территории в сартанское время, когда вышедшие из-под уровня моря пространства шельфовой равнины вследствие суровых климатических условий подверглись промерзанию.

Наступившая впоследствии фландрская трансгрессия развивалась весьма быстро, в связи с чем субаэральный рельеф в значительной степени сохранился на морском дне. Наибольшей переработке подверглись пространства современного мелководья, где был сформирован морской и аллювиально-морской аккумулятивный рельеф. На побережье появились низкие морские террасы. В целом при формировании рельефа шельфа, помимо неотектонических движений, важную роль играло чередование трансгрессий и регрессий, также сказывались суровые климатические условия. Современные экзогенные процессы наиболее активны в прибрежной зоне, с глубиной они постепенно ослабевают. Тем не менее, на крутых склонах вероятны сплывы и оползни донного грунта. Пески под действием гидродинамических процессов испытывают перемещение до глубин в несколько десятков метров, движение илистых осадков происходит во всем диапазоне глубин. За пределами зоны волнового воздействия оно осуществляется течениями, а в придонном слое – путем стекания взвесенесущих потоков по понижениям рельефа вплоть до замкнутых ловушек, в роли которых выступают Югорская и Пухучанская впадины. На мелководье имеет место выпахивание дна морскими льдами с образованием штрихов и борозд.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

В геологической истории района выделяются этапы: байкальский, каледоно-герцинский и юрско-кайнозойский, в течение которых были сформированы три структурных этажа. Нижний этаж включает верхнерифейско-нижнекембрийский комплекс доуральского основания, средний – верхнекембрийские–нижнепермские комплексы пассивной континентальной окраины и нижнепермско-триасовые комплексы коллизионной стадии; верхний – плитные комплексы юры–мела и палеогена–нижнего неогена (см. Тектоническую схему).

Байкальский (позднерифейско-раннекембрийский) этап

Байкальский (позднерифейско-раннекембрийский) этап на Полярном Урале и Пай-Хое связан с развитием северо-западной Полярно-Уральской ветви Доуральского океана, существовавшего, по крайней мере, с раннего рифея [65].

Признаками существования океанической коры в позднем рифее являются наличие Харотского гипербазитового массива и блоков гипербазитов в зоне меланжа северо-западной ориентировки на хр. Енганэпэ к югу от территории листа [46].

Вдоль северо-восточной окраины, по крайней мере уже в позднем рифее, существовала островодужная система энсиалического типа и сопряженный с ней задуговой бассейн. Предполагаемая зона Беньофа имела в современных координатах северо-восточное падение (под современный Пай-Хой). Юго-западная граница островодужной системы, вероятно, совпадала с Варандей-Адзвинской структурной зоной [83]. В задуговом бассейне накапливаются базальты, андезибазальты, алевроито-глинистые и углисто-глинисто-кремнистые осадки маниюкяхинской свиты, строматолитовые и онколитовые известняки с прослоями глинистых и кремнистых сланцев амдерминской свиты.

С середины позднего рифея процессы субдукции активизируются, вследствие чего островная дуга переходит в более зрелую стадию. На Полярном Урале начинается активный андезибазальтовый и андезитовый вулканизм (нижняя часть отчетывисской свиты бедамельской серии), формируются крупные вулканические постройки центрального типа. Амдерминский район располагался, вероятно, на периферии островной дуги, так как в составе морозовской свиты наряду с вулканитами много

осадочных образований, кремнистых сланцев, известняков, доломитов, песчаников. На преддуговой террасе или задуговой части бассейна, непосредственно прилегавшей к вулканическим постройкам, шло накопление мощных туфогенно-осадочных толщ (верхняя часть отчетливиской свиты). Развитие островной дуги продолжилось в раннем венде. В связи с образованием под островной дугой коры переходного типа, наряду с андезитами в составе лядгейского вулканического комплекса (верхняя часть бедамельской серии) начинают формироваться дациты и риолиты и их эксплозивные и экструзивно-субвулканические аналоги. Аналогичные формации образуются и в Амдерминском районе на Пай-Хое (нижняя подсвита сокольнинской свиты). Плутоны кызыгейского и едунейского комплексов (позднего венда) трактуются как корневые части рифейской островодужной системы.

В конце венда—начале кембрии происходит закрытие северо-западной ветви Доуральского океана, начинаются коллизионные процессы, приведшие к складчатым деформациям и орогенезу. Отражением орогенных процессов явилось формирование вулканомиктовой молассы энганэпэйской свиты и верхнесокольнинской подсвиты.

Орогенез и складчатые деформации завершаются в раннем кембрии. Район становится частью Восточно-Европейского континента (ВЕК) и в среднем кембрии переходит к платформенному режиму, в течение которого возникшая горная страна была полностью пенепленизирована. В континентальных условиях формируются коры выветривания латеритного профиля (на территории листа они не представлены).

Каледоно-герцинский (палеозойско-триасовый) этап

В позднем кембрии на восточной окраине ВЕК начинаются процессы рифтогенеза, связанные, вероятно, также с задуговым спредингом, следствием чего явилось образование Тагило-Магнитогорского окраинного моря, фрагментом коры которого являются гипербазиты сыумкеуского, и дунит-клинопироксенит-габбровая ассоциация харампейско-масловского комплексов, развитых на дневной поверхности в пределах Щучьинского синклинория к юго-востоку от территории листа. Аномальное магнитное поле, сопоставимое по интенсивности с магнитным полем над Щучьинским синклинорием, прослеживается в акватории Байдарацкой губы параллельно Пай-Хою и далее к арх. Новая Земля. Скорее всего, данные магнитные аномалии связаны с фрагментами предполагаемой Байдарацкой офиолитовой ассоциации, которая аналогична развитой на Полярном Урале.

На прилегающей части континентального блока в результате процессов растяжения образуется серия внутриконтинентальных грабенов, параллельных основному рифту, в которых в позднем кембрии—раннем ордовике сначала в континентальных, а затем в прибрежно-морских условиях идет накопление песчано-конгломератовых отложений нижних частей разреза хенгурской свиты и манитанырдской серии. В отдельных грабеновых структурах на Полярном Урале к югу от территории листа в образованиях хойдышорской свиты манитанырдской серии широко проявляется контрастный риолит-базальтовый магматизм при преобладании излияний

щелочных базальтов. Одновременно происходит внедрение риолитов и микропегматитовых гранитов пайпудынского комплекса, в том числе и на территории листа в пределах современного хр. Оченырды.

Начиная со второй половины тремадока, восточная и северо-восточная окраины ВЕК испытывают все более интенсивное погружение. Здесь, как на Полярном Урале, так и на Пай-Хое формируется явно выраженный окаймляющий континентальный склон (Зилаиро-Лемвинская СФЗ), на котором в течение позднего тремадока–раннего аренига идет накопление турбидитовых песчано-алевропелитовых осадков харапэшорской и верхней части хенгурской свиты соответственно. Ближе к платформе формируется область мелководной шельфовой седиментации (Бельско-Елецкая СФЗ). В ее пределах на Полярном Урале идет накопление сероцветных терригенных осадков малопайпудынской свиты манитанырдской серии (на дневной поверхности на территории листа она не представлена), а на Вайгаче и, вероятно, на Северо-Западном Пай-Хое – карбонатно-терригенных осадков юноягинской свиты.

Начиная со среднего ордовика, северо-восточная область ВЕК развивается как пассивная окраина. В течение среднего–позднего ордовика шельф представлял собой полого наклоненный к востоку на Полярном Урале, на Пай-Хое и о. Вайгач склон (рампы). В Югорско-Вайгачском районе Бельско-Елецкой СФЗ шло накопление мелководных карбонатов верхней части юноягинской и хабаровской свит, которые к северо-востоку в Пайхойской подзоне Зилаиро-Лемвинской СФЗ сменяются относительно более глубоководными терригенно-карбонатными осадками тальбейтывисской свиты (O₂) и сопчинской свиты, формирующимися в условиях глубокого шельфа и верхней части склона.

На Полярном Урале в аналогичных условиях на шельфе отлагаются осадки хантейской и качамыльской свит (мелкий шельф и склон соответственно). На дневной поверхности они не обнажены. К северо-востоку в Байдарацкой подзоне они сменяются терригенно-кремнисто-карбонатными осадками верхов харапэшорской и салепэяхинской свиты (последняя на территории листа не представлена).

Процессы рифтогенного растяжения в пределах склона продолжались в среднем–позднем ордовике. Об этом свидетельствуют излияния базальтов, присутствующих в разрезах тальбейтывисской свиты на Пай-Хое, базальтов и риодацитов – в разрезах харапэшорской свиты в Байдарацкой подзоне.

Во второй половине позднего ордовика (сурьинское время) на шельфе начинают преобладать регрессивные тенденции. Рампы преобразуется в «карбонатную платформу» с рифовым внешним краем, представленную отложениями сармикской свиты, которой на склоне отвечает верхняя существенно карбонатная часть сопчинской и качамыльской свит (последняя на дневной поверхности не представлена). К юго-западу, на шельфе, вследствие этого образуется закрытая лагуна, в которой в позднем ордовике идет накопление гипсов, ангидритов и солей. На территории листа эти отложения только предполагаются, так как скважины, достигающие их, отсутствуют.

С конца позднего ордовика (кырьинский горизонт) на восточной окраине ВЕК начинается новый трансгрессивно-регрессивный мегацикл. На шельфе (Бельско-Елецкая СФЗ) формируется типичная «карбонатная платформа», на которой в пределах Михайловско-Вайгачской подзоны вследствие колебательных движений идет чередование мелководных (закрытошельфовых) и относительно глубоководных (открытошельфовых) обстановок. В течение силура-раннего девона отлагается мощная известняково-доломитовая формация, представленная на о. Вайгач – лямчинской и талатакарской толщами, хатанзейской, гребенской свитами и вайгачской толщей; на Полярном Урале – таборотинской серией, седельской, гердьюской, гребенской, овинпармской свитами и бетьюской серией; в Варандей-Алзвинской зоне – таборотинской серией, седельской, гердьюской, гребенской, хатаяхинской и торавейской свитами. В завершающий этап цикла шельфовая зона охватывается масштабной регрессией. На шельфе образуются закрытые лагуны, в которых идет накопление сульфатно-доломитовых толщ (торавейская и сотчемкыртинская свиты).

В конце пражского века происходит кратковременное осушение всей области мелкого шельфа.

По внешнему краю карбонатной платформы (Иргизлинско-Карская подзона) формируются отмельные зоны и барьерные рифы, представленные в Карско-Нерусовейском районе на Полярном Урале и Юго-Восточном Пай-Хое карбонатной мраморизованной и няминской толщами (S_2-D_1). В Югорско-Вайгачском районе на Северо-Западном Пай-Хое и о. Вайгач – талейяхинской (S_2) и рифовой (D_1) толщами. Рифогенные образования раннего силура в отличие от более южных районов Полярного Урала на территории листа на дневной поверхности не известны.

К востоку в Зилаиро-Лемвинской СФЗ с раннего силура по ранний девон в пределах опущенной части шельфа и на континентальном склоне на Полярном Урале отлагаются известняково-черносланцевые осадки харотской свиты, а на Пай-Хое – совершенно аналогичные осадки оюской и ливановской свит.

В раннем эмсе на шельфе начинается трансгрессия. На Полярном Урале и Юго-Восточном Пай-Хое шельф резко погружается и формируется Изьяшорская некомпенсированная впадина, в которой происходит накопление сланцево-известняковых осадков низов изьяшорской свиты. Северо-восточнее в Карско-Нерусовейском районе отмельная зона шельфа сохраняется, и здесь происходит формирование известняково-доломитовых циклитов усть-лядгейской толщи; а на Северо-Западном Пай-Хое и о. Вайгач в Югорско-Вайгачском районе – сухоносовской толщи. По внешнему краю карбонатной платформы в Карско-Нерусовейском районе на Полярном Урале продолжалось формирование рифогенных образований, представленных нерусовейской толщей. Во внутренней части шельфа преобладают относительно мелководные условия и в Варандей-Алзвинском районе отлагаются терригенно-карбонатные осадки легкойгинской свиты.

В позднем эмсе (вязовское время) начинается регрессия, шельф осушается. В этот период происходил частичный или полный размыв ранее накопленных отложений эмса. Продукты размыва, а также тонкий пелитовый

материал сбрасывались в Изьяшорскую некомпенсированную впадину и за пределы шельфа, к подножию «карбонатной платформы» и на континентальный склон. В Изьяшорской впадине ими сложена средняя кремнисто-карбонатно-терригенная часть разреза изьяшорской свиты. В верхней части континентального склона в Пайхойской подзоне формируются турбидитовые конусы выноса, сложенные песчаниками и алевролитами амдерминской и марейшорской градаций падейской свиты. В нижней части континентального склона в Карско-Нярминском районе на Полярном Урале в этот период накапливались конденсированные пестроцветные стилиолиновые сланцы косвожской свиты, на Пай-Хое – зеленоцветные кремнисто-глинистые сланцы карской градации падейской свиты, которые рассматриваются как дистальные турбидиты.

В пределах континентального склона в Байдарацкой и Западно-Лемвинской подзонах на Полярном Урале отмечаются проявления магматической активизации рифтогенного типа, выразившиеся в редких излияниях базальтов (к югу и востоку от территории листа) и внедрении даек лампрофиров косвожского комплекса. Причина активизации обусловлена, на наш взгляд, коллизийными процессами на западной окраине ВЕК в связи с раскрытием Палеоатлантического океана.

В позднем эмсе (койвенское время) начинается новое погружение шельфа. В условиях открытого моря в течение позднего эмса, эйфеля и раннего живета в Карско-Нерусовейском районе на Полярном Урале и Юго-Восточном Пай-Хое происходит накопление известняков верхов усть-лядгейской толщи. В Изьяшорской впадине продолжается накопление кремнисто-глинисто-карбонатных осадков изьяшорской свиты. По внешнему краю карбонатной платформы на Полярном Урале продолжилось формирование рифогенных образований нерусовейской толщи. К западу и юго-западу в Югорско-Вайгачском районе, Коротаихинском районе, Варандей-Адзьвинском районе осадки этого этапа размыты во время предфранского перерыва или не накапливались.

В Зилаиро-Лемвинской СФЗ у подножия «карбонатной платформы» в Пайхойской подзоне продолжилось накопление мощной глинисто-алевроитовой клиноформы амдерминской градации падейской свиты, в пределах континентального склона – глинисто-кремнистых осадков карской градации падейской свиты, в Байдарацкой и Западно-Лемвинской подзонах – алевропелитов косвожской свиты.

В позднем живете вся область мелкого шельфа (Бельско-Елецкая СФЗ) ненадолго полностью осушается, часть ранее накопленных отложений размывается, формируются коры выветривания латеритного профиля, фрагменты которых в виде линз сиаллитов и аллитов сохранились в палеокарсте в Карско-Нерусовейском бокситоносном районе. При этом глубина размыва возрастает на запад, и на гряде Чернова были размыты все отложения нижнего–среднего девона. По внешнему краю шельфа продолжается развитие рифовых массивов (нерусовейская толща).

В пашийское время позднего живета происходит новое резкое опускание всей шельфовой зоны и начинается обширная «франская» трансгрессия. В пределах шельфа образуются обширные некомпенсированные

впадины, в которых накапливались относительно глубоководные доманикоидные отложения оленьинской, седьягинской, доманиковой и кочмесской свит в Варандей-Адзвинском и Коротайхинском районах, гурейтивисской толщи в Изьяшорском районе на Полярном Урале и Юго-Восточном Пай-Хое. Мелководный шельф отступает на юго-запад за пределы территории листа. Однако по внешнему краю шельфа продолжается формирование мелководно-отмельных и отчасти рифогенных отложений пырковской толщи в Югорско-Вайгачском районе на Северо-Восточном Пай-Хое и о. Вайгач. На Полярном Урале и Юго-Восточном Пай-Хое отмельные отложения этого возраста не обнажены, хотя и несомненно формировались. На отдельных поднятиях (Сарембойско-Леккейягинский вал, Воркутинская ступень) внутри депрессионной впадины, начиная с кочмесского времени, уже формируются рифогенные постройки.

В фамене начинается заполнение некомпенсированных впадин за счет расширения отмельных банок и сноса терригенно-карбонатных осадков с западного шельфа. В Варандей-Адзвинском районе в юго-западной части листа продолжается формирование рифогенных построек. К северо-востоку от них и прилегающей западной части Коротайхинского района формируется сарембойская толща заполнения. Над ней сразу после компенсации формируется мелкий быстро проградирующий к северо-востоку карбонатный шельф, осадки которого представлены циклическими толщами известняково-доломитового состава нядейюской свиты фамена, покчинской и юрьяхинской толщ турне.

В Изьяшорском районе в фамене продолжает существовать некомпенсированная впадина, в которой отлагаются кремнисто-карбонатные отложения ховратывисской свиты. Заполнение этой впадины происходит только в турнейское время также ритмичными кремнисто-карбонатными отложениями буреданской свиты.

В Воркутинском и Верхнесиловском районах в фамене формируется отмельная карбонатная мегабанка, представленная водорослевыми и по краям оолитовыми известняками и известняковыми гравелитами сизимюн-кошорской толщи. В турне развивается типичный мелководный открытый шельф, на котором отлагаются органогенно-детритовые известняки с кремнями важхановейской свиты.

На внешнем крае шельфа в Карско-Нерусовейском районе на Юго-Восточном Пай-Хое в фамене также возникает зона мелководья, в пределах которой отлагаются водорослевые известняки варкатывисской толщи, которые в турне перекрывают слоистые известняковые открытошельфовые циклиты важхановейской свиты.

В Югорско-Вайгачском районе в турне также преобладают условия открытошельфовой карбонатной седиментации и отлагаются слоистые органогенные и детритовые известняки с кремнями и доломиты.

В пределах континентального склона (в Байдарацкой и Западно-Лемвинской подзонах) в течение позднего живета, позднего девона и турне шло накопление глубоководных ленточных силицитов и яшмоидов (в том числе марганцовистых) няньворгинской свиты. В Пайхойской подзоне в позднем живете—раннем фране идет накопление ленточных карбонатно-

глинистых отложений путьюской свиты, в позднем фране, фамене и турне – ленточных силицитов, фтанитов и яшмоидов (в том числе марганцовистых) и кремнистых известняков громашорской и силоваяхинской свит. При этом обособляются два района: Пестанмыльский и Карский. Первый непосредственно прилегает к шельфу, и в разрезе всех свит здесь много известняков, в том числе пластов брекчий и конглобрекчий, сброшенных с шельфа. Разрезы Карского района более глубоководные, причем наблюдается отчетливая тенденция уменьшения доли карбонатов к северо-востоку вплоть до практически полного исчезновения (суперкремнистые фации). Возможно, данные осадки формировались уже ниже уровня карбонатной компенсации.

В франское время вследствие рифтогенной активизации в Пайхойской подзоне происходит внедрение многочисленных разноуровневых силлов габбро-долеритов хенгурского комплекса, а в Байдарацкой подзоне – хойтальбейского. С силлами связано сингенетическое медно-никелевое оруденение. Время их внедрения уверенно коррелируется с этапом излияния базальтов на Южном острове Новой Земли.

Гидротермальная деятельность проявляется в фамене. Ее результатом, по-видимому, является попутная медная минерализация.

С раннего визе на юго-восточной пассивной окраине ВЕК снова начинается обширная регрессия. На шельфе в пределах Михайловско-Вайгачской подзоны периодически наступают континентальные условия, сменяющиеся периодами накопления субконтинентальных маломощных терригенных и мелководных карбонатных толщ.

С началом позднего визе на шельфе начинается новая обширная морская трансгрессия. В условиях открытого мелкого шельфа в течение позднего визе, серпухова, среднего карбона в Воркутинском, Изьяшорском, Карско-Нерусовейском и Верхнесиловском районах отлагается мощная толща органогенных, органогенно-обломочных и детритовых карбонатов сартъюской и цементозаводской свит, в Югорско-Вайгачском районе – аналогичные карбонатные осадки болванской и чайкинской толщ. К юго-западу в Коротайхинском и Варандей-Адзьвинском районах в разрезе карбонатной толщи в позднем визе и серпухове отмечаются признаки лагунной седиментации в виде пачек сульфатно-доломитового состава. Образования среднего карбона представлены здесь детритовыми известняками тобойской толщи.

По внешнему краю шельфа в этот период также формируются рифогенные толщи, которые хотя и рассматриваются в составе сартъюской свиты в Верхнесиловском районе (разрезы рек Силова и Сибирчатаяха), но имеют в отличие от стратотипических разрезов массивный облик и сложены преимущественно водорослевыми известняками.

В Западно-Лемвинском районе у подножия «карбонатной платформы» в пределах континентального склона в течение визе–серпухова, среднего и позднего карбона идет образование склоновых обломочных карбонатов воргашорской свиты.

В Байдарацком районе формируются более глубоководные известняково-кремнистые и углеродистые отложения карской и нижней части кара-силовской свит.

В Пайхойской подзоне наблюдается весь спектр переходных отложений. Наиболее западные присклоновые фации визе–серпухова представлены в Пестаншорском районе мощной цикличной кремнисто-карбонатной сибирчатаяхинской толщей, в составе которой отмечаются пачки склоновых конглобрекций. По мере движения вниз по склону доля известняков в разрезе сокращается и в Карском районе они сменяются карбонатно-кремнистыми отложениями карской свиты. На рубеже раннего и среднего карбона в Каро-Силовском рудном узле активизируется гидротермальная деятельность, результатом которой явилось образование серии стратиформных пластов баритов Карского месторождения. В среднем и позднем карбоне в Карском районе отлагаются углеродисто-кремнистые осадки нижней части карасиловской свиты.

Вероятно, вследствие «втягивания» континентальной коры пассивной окраины в зону субдукции на рубеже карбона–перми, окраина ВЕК испытывает коробление. Вдоль восточного края шельфа образуется островная суша, в пределах которой ранее накопленные отложения верхнего карбона были полностью размыты. Об этом свидетельствует наличие обломков мелководных известняков с фауной позднего карбона в составе западных фаций воргашорской свиты на р. Лек-Елец на листе Q-41.

На месте бывшего переуглубленного шельфа и верхней части континентального склона в Западно-Лемвинской подзоне в это время возникает остаточный трог, в котором с конца позднего карбона по раннюю пермь накапливается кечпельский терригенный флиш, источником сноса для которого являлся восточный коллизионный ороген.

Ввиду того, что закрытие Уральского палеоокеана происходило последовательно с юга на север, в Байдарацкой и Пайхойской подзонах Зилаиро-Лемвинской СФЗ в позднем карбоне и ранней перми (ассель–ранний сакмар) продолжалось накопление углеродисто-кремнистых, фосфатсодержащих и отчасти марганцовистых батинальных осадков верхней части разреза карасиловской свиты. Это указывает на то, что коллизионный ороген все еще был отделен здесь от континентального склона глубоководным желобом.

На Полярном Урале и Юго-Восточном Пай-Хое начало обдукции Уральских сооружений на пассивную окраину, вероятно, приходится на середину ассельского века, так как именно с этого времени здесь начинает формироваться Предуральский краевой прогиб. Это выражается в резком погружении (деструкции) части пассивной окраины и формировании на месте бывшего мелководного карбонатного шельфа и островной суши депрессионной впадины, в которой накапливаются конденсированные мергелистые осадки сизымской и нельняшорской свит. На западе в Сарьюгинской подзоне отступивший карбонатный шельф продолжает существовать. В течение ассельского–артинского веков здесь идет накопление карбонатов сарьюгинской серии. По внешнему краю сарьюгинского шельфа формируются мелкие рифовые постройки. Ввиду того что депрессионная впадина была отделена в это время от воздымающейся на востоке кордильеры флишевым трогом, терригенный материал начал поступать в нее только после его заполнения, начиная с артинского века. С этого

времени в Коротаихинской подзоне в течение артинского и первой половины кунгурского веков происходит накопление нижней (морской) сероцветной молассы (гусиная, бельковская и талатинская свиты).

В этот же период терригенный материала начал поступать и на территорию Байдарацкой и Пайхойской подзон, где началось отложение флишевой пэтаркинской свиты (дистальные турбидиты) и флишевой нгэбэ-таяхинской толщи.

Со второй половины кунгура интенсивное осадконакопление в Предуральском прогибе полностью компенсирует погружение и в Коротаихинской подзоне моласса формируется уже в лагунно-континентальных условиях (лекворкутская свита). В этот период здесь начинается интенсивное угленакопление в пределах палеоподнятий.

В Пайхойской подзоне полная компенсация впадины еще не была достигнута, и в течение второй половины кунгура здесь формируются морские терригенные осадки лиурьягинской свиты.

В уфимском веке в Коротаихинской подзоне сохраняются лагунно-континентальные условия, продолжается угленакопление, формируются отложения интинской свиты. В Пайхойской подзоне идет чередование прибрежно-морских и лагунно-континентальных условий с полным переходом к последним в позднеуфимское время, начинается угленакопление, формируются осадки табьюской свиты.

В казанский век и татарскую эпоху на всей территории Коротаихинской подзоны в континентальных условиях накапливается угленосная моласса печорской серии. Источником сноса являлся, по-видимому, высокогорный коллизионный ороген, возникший к этому времени на Полярном Урале, так как верхи печорской серии представлены мощными толщами конгломератов и гравелитов силовской свиты печорской серии. Максимум прогибания находится в припайхойской и приуральской частях Коротаихинской впадины.

В Пайхойской подзоне в казанском веке формируются угленосная моласса ерьягинской свиты. Более молодые отложения неизвестны. Скорее всего, территория Пай-Хоя в конце перми уже вовлекается в орогенное поднятие.

В триасе на востоке Полярного Урала и, вероятно, в районе современного Южно-Карского шельфа продолжал существовать коллизионный ороген, с которого происходил интенсивный снос обломочного материала в Предуральский краевой прогиб, где в континентальных условиях продолжалось накопление мощных красноцветных и сероцветных молассовых толщ лестаншорской, нядейтинской и коротаихинской свит. Зона максимального прогибания и максимальных мощностей осадков смещается в осевую зону Коротаихинской впадины.

В тыловой зоне орогена на современном шельфе Карского моря с начала триаса начались процессы рифтогенеза, проявившиеся в формировании зон растяжения и излияния в них базальтов. Отголоском этих событий, скорее всего, являются и локальные излияния базальтов (типа траппов) в начале триаса (присутствующих в основании лестаншорской свиты) в Предуральском краевом прогибе.

История развития Южно-Карского бассейна восстанавливается достаточно достоверно, начиная с рифтового этапа, несмотря на некоторую неопределенность в трактовке возраста нижних горизонтов осадочного чехла. С позиций развития в этой области рифтогенеза, синхронного процессам растяжения и формирования эпиконтинентальных рифтов на территории Западной Сибири в раннем–среднем триасе [164], геодинамические условия ранних этапов развития Южно-Карского осадочного бассейна выглядят следующим образом.

Судя по региональной тектоно-магматической активизации на обрамлении бассейна (северо-восточный склон Пай-Хоя, Западный Таймыр), процессы рифтогенеза были инициированы в конце перми–раннем триасе. Начальный этап сопровождался интенсивным внедрением и излиянием магм базальтового состава. В результате растяжения земной коры в области Южно-Карской синеклизы возникла система асимметричных ротационных блоков фундамента, контролируемая крупными ластрическими сбросами [188]. Главная ось напряжений горизонтального растяжения соответствует Пухучанско-Белоостровской грабен-рифтовой системе северо-восточного простиранья. К западу и востоку от главной оси растяжения блоки фундамента запрокинуты в разные стороны, что показывает последовательное скальвание пластин коры в процессе рифтогенеза. Основные фазы развития асимметричных рифтовых прогибов характеризуют толщи синрифтового комплекса. В Ноябрьской зоне прогибов (севернее рамки листа), где асимметрия выражена особенно ярко, для первой толщи (предположительно верхнепермско-индской) характерно развитие мощного проградационного комплекса, заполняющего нижние части полуграбенов. Растяжение коры и темпы осадконакопления в этот период имели максимальные значения. Вторая толща (нижний триас) представляет собой серию более пологих и протяженных клиноформ, характеризующих стадию заполнения рифтовых трогов. Для третьей толщи (средний–верхний триас) характерно субпараллельное расположение слоев, отлагавшихся в условиях общего погружения дна бассейна.

В позднем триасе–начале юры главные тектонические события, определившие структуру региона, сосредоточиваются в пределах коллизионного пояса Полярного Урала – Пай-Хоя – Новой Земли.

Триасовые и пермские отложения Предуралья прогиба согласно залегают между собой и на карбонатах среднего карбона. Поэтому можно с уверенностью говорить, что процессы складкообразования в пределах бывшего Бельско-Елецкого шельфа начались как на Полярном Урале, так и на Пай-Хое в позднем триасе и завершились в самом начале ранней юры. Однако формирование доскладчатых надвигов (шарьяжей) в Зилаиро-Лемвинской зоне, вероятнее всего, началось уже в средней–поздней перми, так как Байдарацкий аллохтон, очевидно, надвинут с северо-востока на пермские отложения Карской впадины. Также, по-видимому, результатом скупивания и последующего палингенного плавления явилось формирование и внедрение кварцевых диоритов и монцосиенитов торасовейского комплекса в наиболее восточной части Байдарацкой подзоны. Завершающие тектонические движения происходили со стороны Полярного Урала, так

как на сочленении Пай-Хоя и Полярного Урала северо-западные пайхойские структуры моделированы субмеридиональными уральскими складками и надвигами.

Облик дислокаций севернее площади листа, на западном фланге Новоземельского орогена (резкое несогласие между дислоцированными комплексами триаса и горизонтально залегающими породами юры) и датировки возраста коллизионных гранитоидов (180–230 млн лет) также свидетельствуют о завершении складчатости в Пайхойско-Новоземельском поясе на рубеже позднего триаса–ранней юры. Вместе с тем, причины, которые привели к возникновению этого пояса, трактуются по-разному.

По представлениям Э. В. Шипилова с соавторами [17, 188], становление орогенического пояса и передового вьера надвигов в геодинамическом отношении связывается с развитием Восточно-Баренцевской и Южно-Карской рифтовых систем. Раннекиммерийские напряжения со сжатием с этих позиций объясняются реакцией на раскрытие рифтов, а односторонняя направленность коллизионного стресса к западу от Новой Земли – более длительным по времени растяжением в Южно-Карской рифтовой системе, продолжающимся в начале юры.

Вместе с этим, ряд фактических данных не укладывается в эту схему и позволяет привлечь иные объяснения. Триасовые толщи в Южно-Карской синеклизе практически не дислоцированы. Строение синрифтовых комплексов свидетельствует скорее о закрытии прогибов к концу триаса, чем о значительном растяжении в данной области в начале юры. Величина горизонтального растяжения во внутренней рифтогенной области Южно-Карского бассейна оценивается в 50–60 км, а фронт передовых дислокаций распространен к западу от Новой Земли местами на 90–100 км [44].

Поэтому, с альтернативной точки зрения, можно допустить следующий сценарий развития событий. К концу триаса рифтовые прогибы Южно-Карской области практически закрылись, и блоки основания внутренней области и ступеней внешнего пояса образовали единый достаточно жесткий массив. Дальнейшее развитие коллизионных процессов происходило по периферии этого массива, передававшего давление со стороны Сибирского кратона. Вдавливание этого блока в западном направлении вдоль Байдарацкой и Таймыро-Новоземельской сдвиговых систем разломов и привело к образованию гигантской петли раннекиммерийских складчатых поясов.

Юрско-кайнозойский этап

К началу юры в основных чертах Новоземельско-Уральская мобильная область завершила свое существование. Образовавшаяся одноименная складчатая система уже с ранней юры стала частью фундамента Урало-Сибирской эпигерцинской молодой платформы в составе Евразийского континента. Горная страна, сформировавшаяся на орогенной стадии, в платформенный период была денудирована. Урало-Сибирская молодая платформа продолжала свое развитие в течение остальной части мезозоя и в кайнозое. Территория Карского шельфа, как и вся территория Западной

Сибири, в мезозое и кайнозое почти непрерывно опускалась, и там шло образование мощного осадочного чехла.

В конце юры на обширных пространствах юга Карского моря и востока Баренцева моря установились специфические условия бескислородного осадконакопления и формирования доманикоидных глинистых формаций, аналогичных баженовской свите Западной Сибири.

Новый импульс воздымания Уральско-Новоземельский пояс испытывает на рубеже юры и мела. Это событие фиксируется перерывом в осадконакоплении и последующим формированием клиноформной толщи берриасваланджинских и готеривских глин, с несогласием перекрывающей верхнеюрские отложения.

В Южно-Карском бассейне, несмотря на преобладающий в юрско-меловое время нисходящий характер движений, выявляются значительные различия в скорости прогибания для отдельных интервалов. Интенсивность погружения бассейна начинает резко нарастать в конце юры, достигая наибольших значений (90–120 м/млн. лет) в апт-альбское время [188]. Это же время характеризуется оживлением разломообразования вблизи сводов и крыльев поднятий. В начале позднего мела в пределах бассейна наступает относительная стабилизация тектонического режима. Темпы прогибания для большей части бассейна существенно снизились и составляли около 10 м/млн. лет. Увеличение амплитуды погружения было свойственно, вероятно, и турон-кампанскому времени, когда установились морские, относительно глубоководные условия с отложением глинисто-кремнистых осадков.

Крупнейшие морские трансгрессии, оказавшие влияние на формирование мезозойской части плитного чехла (позднеюрская, среднеальбская и позднемеловая), были обусловлены тектоно-эвстатическими повышениями уровня Мирового океана. Региональные и локальные тектонические движения определили формирование структурного плана осадочного чехла и литофациальные особенности разреза, контролирующей локализацию залежей нефти и газа.

Полярный Урал и Пай-Хой, как и вся западная часть Новоземельско-Уральской складчатой системы, наоборот, преимущественно оставались приподнятыми и только эпизодически перекрывались осадками, которые практически нигде не сохранились. В континентальной части территории формировались коры выветривания, остатки которых локально сохранились на фрагментах допозднемеловой и олигоценовой поверхностей выравнивания. На территории Тимано-Печорской плиты в течение юры и раннего мела также существовал эпиконтинентальный морской бассейн, в котором шло формирование осадочного чехла. С позднего мела она также занимала приподнятое положение.

Мезозойские осадки эпиконтинентальных бассейнов, как в пределах Западной Сибири, так и Тимано-Печорской плиты представлены глауконитовыми песчаниками, опоками, диатомитами и указывают на отсутствие сколько-нибудь существенных поднятий в пределах Урала и Пай-Хоя в этот период времени.

На рубеже мела и палеогена на территории листа произошло падение крупного метеорита, результатом чего явилось образование двух крупных ударных кратеров – Карского и Усть-Карского, выполненных импактными образованиями.

Новейшие неотектонические поднятия с формированием современной горной страны и коррелятных осадков начались с миоцена, при этом наиболее интенсивно они проявились на Полярном Урале, в меньшей степени на Пай-Хое.

На акваториальной части листа, как и на сухопутном обрамлении, средне-позднемиоценовые образования достоверно не установлены. Можно предположить, что, как и во многих других регионах Земли, в связи с эвстатическими колебаниями уровня Мирового океана амплитудой в несколько сот метров, происходила денудация ранее сформированных образований и выработка переуглубленных речных долин. Именно в это время началось формирование нового структурно-тектонического этажа, отличного от юрско-палеогенового [64]; были заложены основные орографические черты региона. Плиоцен-четвертичные осадки, слагающие этот этаж, несогласно с резким угловым и крупным стратиграфическим несогласием перекрывают мезозойско-палеогеновые образования как Южно-Карского шельфа, так и палеозойские породы Пай-Хоя. На протяжении миоцена происходило похолодание и иссушение климата, приведшее к формированию бореальных холодных лесостепей [214].

В плиоцене в условиях тектонической активности началась деградация Западно-Арктической суши, выразившаяся в ее расчленении на отдельные массивы с образованием периокеанических желобов – Святой Анны, Воронина и др. [118], заложением Восточно-Новоземельского желоба и Югорской впадины. Вероятно, парагенетически она была связана с развитием океанических котловин Северного Ледовитого океана, что согласуется с начавшейся в позднем миоцене активизацией спрединга в срединно-океанических хребтах Книповича и Гаккеля [189]. Одновременно происходило воздымание Новой Земли, Вайгача и Пай-Хоя, сопровождавшееся расчленением рельефа.

Седиментация на протяжении плиоцена имела циклический характер и контролировалась неоднократно сменявшимися друг друга трансгрессиями и регрессиями, что отразилось в разрезе отложений на Ямале и Пай-Хое. На акваториальной части листа от последующей денудации сохранились только переуглубленные фрагменты речных палеодолин этого возраста с современной глубиной тальвегов до 350 м, формирование которых связывается с регрессией начала плиоцена. Рядом исследователей предполагается существование в это время крупного бассейна в границах Южно-Карского шельфа [64], соединявшегося с Печорским, а также вероятное существование впервые за позднекайнозойскую историю развития региона ледниковых массивов на территории Западной Арктики [9]. По крайней мере, в Печорском бассейне обнаружены диамиктиты, наличие которых косвенно указывает на ледово- и ледниково-морские условия осадконакопления. Однако следует отметить, что на севере Западной Сибири их в разрезе значительно меньше, что можно объяснить не столько менее

холодным, сколько более засушливым климатом. Судя по составу палинокомплексов, на сопредельной территории господствовала ерниковая тундра с участками лесотундры, в периоды потеплений сменявшаяся тайгой [9].

На протяжении эоплейстоцена происходило формирование ледниково-морских отложений, мощность которых достигает десятков метров на Пай-Хое (роговская серия) и первых сотен на Ямале (Ямальская серия) [44]. Вероятно, областью осадконакопления в это время была и большая часть всего района исследований.

В течение раннего неоплейстоцена продолжалось воздымание Новой Земли и Пай-Хоя, что привело к изоляции Печорского и Южно-Карского бассейнов, которые могли соединяться, видимо, только в периоды трансгрессий. Это привело к дальнейшему увеличению суровости климата, на Новой Земле предполагается существование ледникового массива [86], располагавшегося также на прилегающем шельфе Баренцева моря [45].

В первой половине среднего неоплейстоцена вследствие обширной трансгрессии произошло проникновение относительно теплых атлантических вод на территорию Баренцевоморского и, отчасти, Карского шельфов [64]. Это привело к значительному потеплению климата в регионе. Морской бассейн был, вероятно, не холоднее современного, что наблюдается по появлению в отложениях теплой бореальной фауны (гл. «Стратиграфия»).

Во второй половине среднего неоплейстоцена обширная трансгрессия первой половины сменилась не менее крупной регрессией, уровень моря снизился до – 200 м [9]. Это привело к осушению практически всего Западно-Арктического шельфа, что в условиях сурового сухого климата способствовало активному формированию криолитозоны. Как на пайхойской части листа, так, видимо, и на месте современной акватории происходило формирование ледниковых массивов.

На акватории закартирован нерасчлененный плиоцен-среднеоплейстоценовый сейсмокомплекс сложного генезиса. Однако данные инженерно-геологического бурения (гл. «Стратиграфия») однозначно указывают на суровые климатические условия осадконакопления в верхней части соответствующего разреза, широкое распространение диамиктонов и обедненный состав фораминифер. И хотя в волновом поле нет явных признаков нахождения ледниковых отложений, их возможное формирование в это время отвергать нельзя.

В начале позднего неоплейстоцена наступило самое теплое в антропогене межледниковье. Одновременно с таянием ледников, сформировавшихся во второй половине среднего неоплейстоцена, происходила казанцевская трансгрессия, охватившая не только весь Западно-Арктический шельф, но и значительные по площади участки сухопутного обрамления [64]. Судя по бореальному составу микро- и макрофауны, спорово-пыльцевым спектрам, условия осадконакопления были благоприятнее современных [294]. Видимо, в это время окончательно сформировались Восточно-Новоземельский желоб, Югорская и Пухучанская впадины как устойчиво отрицательные морфоструктуры и началось последовательное воздымание Ямала и прилегающей территории. Присутствие морских казанцевских

отложений на высотах до 100 м на Пай-Хое также, безусловно, указывает на воздымание этого региона.

После окончания бореальной трансгрессии в условиях похолодания в зырянскую эпоху в регионе вновь началось формирование ледников. На осушенных участках шельфа, вероятно, происходило формирование толщи многолетнемерзлых пород, а также денудация ранее сформировавшихся отложений в границах Южно-Карского свода, террасы Литке и на других относительно возвышенных участках. По мнению ряда исследователей, ледниковые массивы в это время могли формироваться как в границах Пай-Хоя, так и на современном шельфе [4, 47].

В ходе последующей каргинской трансгрессии сформировалась терраса на высотах 30–50 м на Пай-Хое, а также Ямале и о. Белый. В пределах арх. Новая Земля в это время образовалась многоступенчатая морская равнина на современных высотах 80–200 м [86], отражающая величину воздымания архипелага. На мелководном участке, прилегающем к Байдарацкой губе, формировалась пачка аллювиально-морских отложений с характерной косослойистой сейсмозаписью. За счет термоабразийного разрушения берегов Ямала и Пай-Хоя, донной абразии прибрежных участков акватории с формированием подводной террасы за счет волнового воздействия, терригенный материал выносился за пределы высоких значений поля литодинамической активности, где формировал протяженное, приуроченное к бровке подводной террасы, поле морских волновых отложений.

В максимум последующей сартанской регрессии морское осадконакопление сохранялось лишь в границах наиболее глубоководных участков. На остальной площади современной акватории возникли перигляциальные условия, где в условиях сурового климата происходили активное формирование криолитозоны и расчленение территории речными долинами. Инженерно-геологическим бурением в настоящее время подтверждено наличие реликтов многолетнемерзлых пород на современных глубинах моря более 100 м [228]. По материалам сейсмоакустического профилирования, признаки криогенных изменений отложений отмечаются в прибрежной зоне Пай-Хоя [64], по южной периферии Южно-Карского свода, на Байдарацком мелководье. Каких-либо следов и признаков мощного сартанского ледника, предполагаемого М. Г. Гросвальдом [47] и В. И. Астаховым [4], на акватории не обнаружено.

С началом потепления климата и развития фландрской трансгрессии активизировались рельефо- и осадкообразующие процессы. Южно-Карский шельф отличается сравнительно повышенными мощностями голоценовых отложений, превышающими 5 м в границах Югорской и Пухучанской впадин, 10 м в основании склона подводной террасы Ямала и Пай-Хоя. Это обстоятельство объясняется активным разрушением берегов и выносом материала в приглубые участки.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Наиболее важными объектами являются месторождения горючих полезных ископаемых – нефти и угля. С 1930-х годов известно одно месторождение полиметаллов и одно – флюорита.

За длительный период геологосъемочных и поисковых работ выявлены многочисленные проявления марганца, меди, никеля, золота, флюорита, барита, фосфоритов, импактных алмазов. Однако оценка перспективности большинства из них до сих пор остается неоднозначной.

В настоящее время эксплуатируется одно нефтяное месторождение Варандей-Адзвинской зоны. В небольших объемах в 1940–1950-е годы обрабатывалось полиметаллическое месторождение Раздельное и с 30-х годов до начала 90-х Амдерминское флюоритовое месторождение.

На карте полезных ископаемых листа R-41 по состоянию на 1.01.2008 г. вынесено около 315 объектов (месторождения и проявления, пункты минерализации, геофизические и геохимические аномалии).

ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

НЕФТЬ И ГАЗ

На территории листа R-41 известно четыре нефтяных (два средних и два малых) месторождения, которые находятся в пределах Верхнеадзвинского НГР Варандей-Адзвинской НГО, Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции. Одно находится в эксплуатации, остальные в стадии разведки.

В пределах шельфовых зон листа R-41, которые охватывают южную часть Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции (НГП) и крайнюю восточную часть Северо-Предуральской нефтегазоносной области (НГО), промышленных залежей нефти и газа не обнаружено. Глубокое бурение не проводилось.

Тимано-Печорская нефтегазоносная провинция

Месторождение Усть-Талотинское (VI-1-2) приурочено к одноименной антиклинальной структуре, расположенной в северной части Талотинского вала. Структура имеет два свода и представляет собой брахиформную складку, осложненную тектоническими нарушениями. На месторождении

открыта залежь нефти в среднеордовикско-нижнедевонском нефтегазоносном комплексе (НГК), которая приурочена к пласту песчаников пражского яруса нижнего девона (наульская свита). Залежь является пластовой сводовой. Пористость для нефтенасыщенной части – 11%. Покрышкой служат одновозрастные глинисто-карбонатные отложения. По извлекаемым запасам нефти месторождение относится к категории малых. Месторождение находится в разведке [238].

Нефть характеризуется плотностью 868,2 кг/см³, при 20°C флюид не течет, при 50°C вязкость нефти составляет 15,75 мм²/с. Нефть сернистая (0,78%), смолистая (7,83%), асфальтенистая (4,51%), по содержанию парафинов относится к высокопарафинистым (7,95%).

Месторождение Западно-Леккейягинское (VI-1-4) приурочено к одноименной линейной антиклинальной складке, расположенной в юго-западной части Медынского-Сарембойской антиклинальной зоны. На месторождении выявлены четыре нефтяные залежи: одна в карбонатных отложениях среднеордовикско-нижнедевонского НГК, две в терригенных отложениях среднедевонско-франского НГК и одна в отложениях доманиково-турнейского НГК. Запасы нефти по всем залежам утверждены ГК МПР РФ. По извлекаемым запасам нефти относится к средним. Месторождение находится в разведке [238].

Нижняя залежь (49,3% от общих запасов) приурочена к доломитам верхов хатаяхинской свиты нижнего девона. Глубина залегания коллектора 3105–3263 м. Открытая пористость 9,4%. Нефть характеризуется плотностью 879,6 кг/м³ и относится к классу утяжеленных флюидов, имеет динамическую вязкость 126,5 мм²/с, высокопарафинистая (10,5%), высокоасфальтенистая (5,2%), по содержанию смол (8,2%) и серы (0,74%) классифицируется как среднесмолистая и среднесернистая.

Вторая залежь (5,8% от общих запасов) приурочена к терригенным отложениям леккейягинской свиты эйфельского яруса среднего девона. Ловушка, содержащая залежь нефти в подошвенном пласте кварцевых песчаников является пластовой, сводовой. Глубина залегания коллектора 2632–2752 м. Открытая пористость составляет 14%. Флюидоупором для залежи служат одновозрастные плотные карбонатно-глинистые породы. Нефть имеет плотность 874,6 кг/м³, относится к классу утяжеленных нефтей (динамическая вязкость равна 289,7 мм²/с), высокопарафинистая (содержание парафинов 15,7%), высокоасфальтенистая (содержание асфальтенов 5,54%), смолистая (содержание смол 7,46%) и сернистая (содержание серы 0,80%).

Третья залежь (1,9% от общих запасов) приурочена к терригенным отложениям оленьинской свиты франского яруса верхнего девона. Ловушка является пластовой, сводовой, литологически экранированной. Глубина залегания коллектора 2473–2662 м. Вмещающие залежь отложения представлены мелкозернистыми известковистыми песчаниками с поровым типом коллектора. Открытая пористость составляет 14%. Флюидоупором служат карбонатно-глинистые и глинисто-алевролитовые отложения верхов оленьинской и седьягинской свиты. Нефть по плотности (868,1–875,6 кг/м³) классифицируются как средняя и утяжеленная, кинематическая вязкость

110,3 мм²/с. Как и нефти в нижележащих залежах, отмечается высоким содержанием парафинов (14,8%) – принадлежит к группе высокопарафинистых, по остальным показателям характеризуется средними значениями – является асфальтенистой (3,14%), смолистой (13,07%) и сернистой (0,62%).

Верхняя залежь (43% от общих запасов) приурочена к карбонатным отложениям нижнего карбона – нижневизейскому подъярису (косьвинский горизонт) и турнейскому ярусу (юряхинская и покчинская свиты). Залежь является пластовой, сводовой. Глубина залегания коллектора 1364–1534 м. Коллектор карбонатный. Открытая пористость составляет 13%. Покрышкой залежи служат терригенные отложения нижневизейского подъяруса нижнего карбона (радаевский и бобриковский горизонты). Нефть в поверхностных условиях имеет плотность 952,0 кг/м³, при 20 °С не течет, динамическая вязкость при 70 °С составляет 16,94 мм²/с, относится к классу тяжелых и высоковязких флюидов. Нефть является малопарафинистой (0,05%), аномально асфальтенистой (19,72%), высокосмолистой (18,67%) и сернистой (1,97%).

Три нижние залежи содержат попутный газ – высокоэтановый, низкоазотный, низкоуглекислый, бессероводородный. Плотность газа от 1,21 до 1,59 кг/м³.

Месторождение Северо-Сарембойское (VI-1-5) приурочено к Сарембой-Леккейгинскому валу. В пределах месторождения выявлены три нефтяные залежи в среднеордовикско-нижнедевонском НГК, запасы которых учтены Госбалансом. По суммарным извлекаемым запасам нефти месторождение относится к категории средних. В настоящее время месторождение разрабатывается ОАО «Архангельскгеолдобыча» [238].

Нижняя залежь (21,7% от общих запасов) приурочена к пласту карбонатов, залегающему в отложениях гердьюской свиты лудловского яруса верхнего силура, связана с пластовой сводовой ловушкой северо-западного простирания, тектонически ограниченной с северо-востока. Коллекторы, содержащие нефтяную залежь, представлены доломитизированными известняками и органическим детритом. Покрышкой для залежи служат разновозрастные глинисто-карбонатные породы. Глубина кровли 4004 м. Нефть (плотность 835,8 кг/м³) относится к классу легких нефтей, при 20 °С нефть не течет, при 50 °С кинематическая вязкость составляет 9,17 мм²/с. Нефть малосернистая (0,23%), малосмолистая (4,86 мас. %), асфальтенистая (1,05 мас. %), с аномально высоким содержанием парафинов (24,4 мас. %).

Средняя залежь (5,8% от общих запасов) приурочена к пласту карбонатов, залегающему в средней части отложений хатаяхинской свиты лохковского яруса, по типу ловушки является пластовой, сводовой, тектонически и литологически экранированной. Пласт карбонатов, вмещающий залежь, представлен вторичными доломитами, доломитистыми известняками и известняками доломитизированными. Покрышкой залежи служат разновозрастные глинисто-карбонатные отложения. Нефть по плотности 857,53 кг/м³ относится к классу средних нефтей, кинематическая вязкость в среднем составляет 45,56 мм²/с, малосернистая (0,33%), малоасфальтенистая (1,36%),

смолистая (7,01%), по содержанию парафинов (8,50%) относится к высокопарафинистым флюидам.

Верхняя залежь (72,5% от общих запасов) приурочена к пласту карбонатов, залегающему в кровле отложений хатаяхинской свиты. Коллекторы представлены вторичными доломитами. Покрышкой для залежи служат карбонатно-глинистые породы овинпармского горизонта и сульфатно-доломитовые отложения торавейской свиты. Нефть имеет среднюю плотность 880,7 кг/м³ и относится к классу утяжеленных, кинематическая вязкость при 200 °С составляет 145,77 мм²/с. В отдельных пробах нефть при стандартной температуре не течет, при 500 °С вязкость равна 20,89 мм²/с. По концентрации парафинов (6,69–20,74%) нефть является высокопарафинистой, по содержанию остальных компонентов нефть классифицируется как смолистая (6,17–11,52%), асфальтенистая (2,9–7,75%) и сернистая (0,82–1,49%).

Месторождение Сарембойское (VI-1-6) приурочено к Сарембой-Леккейгинскому валу. Сарембойская структура представляет собой брахиантиклинальную складку субмеридионального простирания. Месторождение состоит из двух нефтяных залежей в среднеордовикско-нижнедевонском НГК, запасы которых учтены Госбалансом. По суммарным извлекаемым запасам нефти месторождение относится к малым. Находится в стадии разведки [238].

Нижняя залежь (21,6% от общих запасов) приурочена к пласту карбонатов, залегающему в нижней части отложений хатаяхинской свиты лохковского яруса, пластовая, сводовая, литологически ограниченная с флангов глинистыми известняками. Коллекторы, содержащие нефтяную залежь, представлены известняками темно-серыми, в основной массе плотными, с прослоями трещиноватых и кавернозных. Открытая пористость 8,0%. Покрышкой залежи являются перекрывающие ее одновозрастные известковистые глины и плотные известняки. Нефть характеризуется плотностью 864,3 кг/м³ и относится к классу средних. По содержанию серы (0,24%), смол (6,88%) и асфальтенов (1,35%) нефть классифицируется как мало-сернистая, смолистая и асфальтенистая, отмечены высокие концентрации парафинов (10,49 масс. %).

Верхняя залежь (78,4% от общих запасов) приурочена к карбонатным отложениям, верхней части хатаяхинской свиты; пластовая, сводовая, литологически ограниченная с флангов глинистыми доломитами. Вещающие нефтяную залежь отложения представлены доломитами и известняками слабо доломитизированными, серыми и темно-серыми, неравномерно-глинистыми. Открытая пористость 10,0%. Покрышкой для залежи служат глинисто-доломитово-ангидритовые отложения нижнего девона мощностью более 300 м. В стандартных условиях свойства нефтей различны. По плотности нефти изменяются от средних до тяжелых (860,8–915,8 кг/м³), от асфальтенистых до высокоасфальтенистых (1,66–9,01%), являются сернистыми (0,92–1,27%), смолистыми (8,81–11,89%) и высокопарафинистыми (6,50–11,85%). Растворенный в нефти газ характеризуется плотностью 1,370 кг/м³ и относится к высокожирным. Газ высокоэтановый (19,9 об. %), низкоазотный (1,4 об. %), низкоуглекислый (0,2 об. %), сероводород в газе отсутствует.

Уголь каменный. Угленосные отложения на территории листа относятся к формации краевых прогибов и приурочены к отложениям нижней, средней и верхней перми Печорского угольного бассейна.

В пределах территории листа Печорский угольный бассейн представлен Коротайхинской впадиной Предуральского краевого прогиба. Карская впадина Пай-Хоя рассматривается нами в качестве самостоятельного Байдарацкого (Карского) каменноугольного района (вне бассейна). Основная угленосность приурочена к северо-восточному борту Коротайхинской впадины и связана с отложениями воркутской и печорской серий перми (табл. 5). Вдоль полосы их развития выявлено восемь угольных месторождений (два крупных, четыре средних и два малых). В Карской впадине известно три малых месторождения, приуроченных к отложениям табьуской и ерьяхинской свит средней перми. Разрезы месторождений не увязаны между собой из-за слабой изученности и отсутствия надежных стратиграфических реперов. Поэтому данные по угленосности следует считать ориентировочными.

Месторождениями с учтенными балансом запасами являются только Хальмерьюское (VI-5-35) и Паэмбойское (VI-5-34). Остальные фактически относятся к категории прогнозируемых месторождений, так как в настоящее время из-за низкой изученности они оценены только на уровне прогнозных ресурсов категорий P_2 и P_3 . Однако в силу сложившихся традиций с 1950-х годов они рассматриваются в литературе по Печорскому бассейну как месторождения. Поэтому Силовское (VI-5-33), Нямдинское (VI-4-1), Хейягинское (V-3-12), Янгарейское (V-3-10), Талотинское (V-2-2) «месторождения» и Васьягинское проявление (V-2-3) показаны нами на карте полезных ископаемых и КЗПИ в качестве площадных объектов ввиду уверенной геометризации контуров с оценкой крупности на основе имеющихся утвержденных прогнозных ресурсов. Как точечные объекты показаны «месторождения» Байдарацкого каменноугольного района: Ерьягинское (IV-4-1), Лиурьягинское (IV-4-2), и Табьуское проявление (IV-4-3), геометризация контуров которых затруднена из-за складчатости и слабой изученности.

Изученность угленосности пермских отложений в целом низкая, за исключением разведанного и разрабатывавшегося ранее Хальмерьюского месторождения и частично разведанного Паэмбойского месторождения.

В качестве рабочих классифицируются угольные пласты мощностью 0,7 м и более, с пластовой зольностью 40% и менее, нерабочих – мощностью 0,7 м и с пластовой зольностью 40–50%. Все месторождения многопластовые; пласты весьма тонкие (до 0,5 м), тонкие (0,5–1,3 м) и средней мощности (1,3–3,5 м). К числу мощных можно отнести лишь пласт Иорданского (до 5–7 м) на Янгарейском месторождении. Расстояния между рабочими пластами в разрезах колеблются от нескольких до 100 м и более.

Месторождение Хальмерьюское (VI-5-35) открыто в 1941 г. Н. В. Шмелевым. Промышленная эксплуатация начата в 1957 г. В 1994 г. шахта «Хальмерью» была закрыта как нерентабельная. Промышленная

Характеристика угольных месторождений территории листа R-41

Месторождение, проявление и его номер на карте	Продуктивная свита (серия)	Число пластов		Суммарная мощность пластов, м		Кэф-фициент угленосности, %		Запасы и кон-диционные ресурсы (по категориям), млн т
		об-щее	рабо-чих	об-щая	рабо-чих	об-щий	рабо-чих	
<i>Байдарацкий (Карский) каменноугольный район</i>								
Ерьягинское (IV-4-1)	Табыюская, ерьягинская	5	4	4,33	3,70	0,63	0,5	56 (P ₃)
		22	Н. д.	4,18	Н. д.	1,3	Н. д.	
Лиурьягинское (IV-4-2)	Табыюская	10	3	3,90	2,60	0,59	0,4	34 (P ₃)
Табыюское (IV-4-3)	Табыюская, ерьягинская	13	Н. д.	2,66	Н. д.	0,41	Н. д.	4 (P ₃)
		5	1	2,22	1,12	1,6	0,8	
<i>Кортаихинский каменноугольный район</i>								
Талотинское (V-2-2)	Лекворкутская, интинская	5	Нет	1,8	0	0,8	0	Кокс. угли 71 (P ₃)
		6	3	5,05	3,75	2,8	2,1	
Васьягинское (V-2-3)	Интинская, печорская	3	2	Н. д.	Н. д.	Н. д.	Н. д.	Кокс. угли 161 (P ₃)
Янгарейское (V-3-10)	Интинская, сейдинская	5	Нет	1,05	Нет	0,49	–	Кокс. угли 787 (P ₃)
		13	7	15,95	12,95	5,7	4,5	
Хейягинское (V-3-12)	Лекворкутская, интинская, сейдинская, силовская	23	11	Н. д.	Н. д.	Н. д.	Н. д.	Энерг. угли 43 (P ₃) Кокс. угли 64 (P ₃)
		11	3	4,75	3,75	1,25	1,0	
		19	6	10,65	7,15	2,1	1,4	
		37	4	10,1	3,4	1,9	0,6	
Нямдинское (VI-4-1)	Лекворкутская, интинская, печорская	9	3	5,17	3,85	0,49	0,37	Энерг. угли 932 (P ₃) Кокс. угли 1553 (P ₃)
		51	14	15,0	5,7	1,76	0,67	
		58	22	44,6	27,4	1,94	1,19	
Силовское (VI-5-33)	Интинская, печорская	36	17	30,95	22,2	2,95	2,11	Энерг. угли 409 (P ₃) Кокс. угли 415 (P ₃)
		45	21	30,95	24,55	1,62	1,29	
<i>Паэмбойско-Хальмерьюский каменноугольный район</i>								
Паэмбойское (VI-5-34)	Сейдинская, силовская	27	8	22,2	12,6	2,6	1,48	Энерг. угли* 431 (C ₁) 12 (C ₂),
		64	27	55,3	31,5	2,51	1,43	
Хальмерьюское (VI-5-35)	Интинская, рудницкая, аячьягинская	60	32	38,40	18,2	3,8	1,8	Энерг. угли* 6 (A+B+C ₁) 6 (C ₂), 25 з.б. Кокс. угли* 82 (A+B+C ₁) 25 (C ₂), 44 з.б.
			2–10	15,2	10	4,75	3,1	
			4–6	11,7	7,8	1,9	1,3	

* Сведения о запасах приведены по месторождению в целом по состоянию на 1.01.2006 г.

угленосность приурочена к отложениям лекворкутской и интинской свит. Геологическое строение южной части месторождения сложное: характерна интенсивная складчатость, с многочисленными разрывными нарушениями; северная часть характеризуется крутым моноклинальным залеганием. Общие сведения об угленосности и запасах приведены в табл. 5. По петрографическому составу угли относятся к блестящим, полублестящим, полуматовым и матовым. Зольность меняется от 12 до 28%. Содержание серы не превышает 1–1,5%, по содержанию фосфора – угли средне- и высокофосфористые (табл. 6). По технологическим свойствам угли относятся к жирным (Ж), коксовым (К), отощенно-спекающимся (ОС) и тощим (Т). Угли месторождения отличаются высокими коксующимися свойствами. Основная наиболее разведанная часть месторождения и в том числе поля действовавших ранее шахт находятся к югу от рамки листа. В пределах листа расположен северный фланг месторождения – Шарাপовская перспективная площадь, на которой проведены работы поисковой стадии. Суммарные прогнозные ресурсы коксующихся углей марок К и ОС по категории P_2 оценены здесь в 244 млн т.

Месторождение Паэмбойское (VI-5-34) расположено к западу от Хальмерьюского в пределах гряды Паэмбой. Открыто в 1941 г. Н. В. Шмелевым. Начиная с 1942 г. на месторождении с перерывами проводились поисково-разведочные и разведочные работы. В настоящее время разведанность южной части месторождения (за рамкой листа) отвечает стадии детальных поисков, в пределах листа на участке Северный проведены поисково-оценочные работы и предварительная разведка. Угленосность связана с породами печорской серии, которые моноклинально падают к западу под углами 15–35°. Всего на месторождении выделяется до 90 угольных пластов. Общие сведения об угленосности и запасах приведены в табл. 5. Угли представлены всеми разновидностями гумусовых углей: от блестящих до матовых. Строение пластов сложное. Зольность высокая 25–36% (до 50%), содержание серы 0,2–0,5%, фосфора не более 0,015% (табл. 6). Марочный состав углей изменяется от газовых (Г) в южной части месторождения до жирных (Ж) в средней части и коксовых (К) в северной. Из-за высокой зольности все запасы углей месторождения учтены Балансом как энергетические.

Месторождение Силовское (VI-5-33) располагается на северо-западном борту Коротаихинской впадины и продолжает угленосные толщи Хальмерьюского и Паэмбойского месторождений. Открыто в 1941 г. Н. В. Шмелевым и О. Л. Эйнором. Установленная угленосность приурочена к разрезам интинской свиты и печорской серии. Месторождение изучено в естественных выходах и по ограниченному объему буровых работ. Угли отличаются низкими содержаниями фосфора и серы, высокозольные, труднообогатимые (табл. 6). По степени метаморфизма угли интинской свиты относятся к тощим (Т) и антрацитам (А), печорской серии – к коксовым (К) и отощенно-спекающимся (ОС). Оценки прогнозных ресурсов по разным авторам отличаются как в отношении категории P_2 – P_3 , так и количественно [78, 201]. Согласно последней оценке (Куклев, 2003ф), все они отнесены к категории P_3 (табл. 10).

Характеристика качества углей пермских отложений

Месторождение (проявление) и его номер на карте	Продуктивная свита (серия)	Показатели качества углей							Марка углей по ГОСТ 25543-88
		Зола A^d , %	Сера общая S_t , %	Высшая теплота сгорания сухого топлива Q_s^{daf} , МДж/кг	Показатель отражения витринита R_o , %	Выход летучих веществ V^{daf} , %	Толщина пластического слоя, Y , мм	Сумма отщипающих компонентов Σ	
<i>Паэмбойско-Хальмерьюский район</i>									
Хальмерьюское (V-5-35)	lv_1	22–31	1,2–1,8	34,0–35,4	1,5–1,52	16–17	0–12	20–28	Ж, К
	lv_2	14–31	0,5–1,9	34,3–35,2	1,35–1,5	15–24	0–25	15–22	Ж, К, ОС
	in	19–27	0,9–1,0	35,7–36,1	1,08–1,17	23–27	18–38	12–27	Ж, К, ОС
Паэмбойское (VI-5-34)	sl	20–39	0,2–0,6	33,5–34,9	0,56–1,08	32–39	9–38	13–50	Г,Ж,К
<i>Коротаихинский район</i>									
Силовское (VI-5-33)	$p\check{c}$	21–43	0,3–0,5	27,7–34,8	0,98–1,55	24–28	19–27	16–29	К, ОС
Нямдинское (VI-4-1)	in	25	–	–	2,51–2,97	8–14	0	29	А
	$p\check{c}$	30–45	0,4–0,8	35,3–36,4	1,35–2,3	11–21	13–16	24–30	ОС
Хейягинское (V-3-12)	in	25	–	–	2,51–2,97	7,9	0	29	А
	sd	31–44	0,34–0,7	34,9–35	2,3–2,65	9,2–11,3	–	32–45	Т, ОС
	sl	36,9–41,5	0,37	35,5	2,2	12,2–14	–	22–25	Т, ОС
Янгарейское (V-3-10)	sd	27,6–44,4	0,38–0,68	31,6–34,7	1,25–1,32	18,3–21,1	0–16	20–42	К, ОС
Васьягинское (V-2-3)	$in - p\check{c}$	11–46	1,02–2,8	34,3–35,2	0,97–1,32	25–30	22–26	24,5	К, Ж
Талотинское (V-2-2)	lv	32–34	0,7–0,9	33,6–34,1	1,09–1,22	23–25	18–30	20–23	Ж, К
	in	30–34	0,4–1,7	34,0–35,4	1,05–1,25	24–31	20–35	25–34	Ж, К
<i>Байдарацкий (Карский) район</i>									
Ерьягинское (IV-4-1)	tb	19–35	0,4–0,7	31,0–33,2	2,76–3,62	6–14	0	10–26	А
	er	20–27	0,3	29,0	3,04	7–8	0	–	А
Лиурьягинское (IV-4-2)	tb	20–24	0,7–1,2	32,7	–	8–11	–	26	А
Табьюское (IV-4-3)	er	20–27	0,3	29,0	3,04	7–8	0	–	А

Примечание. Свиты: lv – лекворкутская (lv_1 – аячьягинская подсвита, lv_2 – рудницкая подсвита), in – интинская, sd – сейдинская, sl – силовская, tb – табьюская, er – ерьягинская, $p\check{c}$ – печорская серия.

Месторождение Нямдинское (VI-4-1) продолжает угленосные отложения Силовского месторождения. Открыто в 1933 г. Г. А. Черновым. На месторождении проведены поисковые работы, разбурены два поисковых профиля: Нямдинский и Моретьский. Угленосность установлена в разрезах лекворкутской и интинской свит, а также печорской серии (табл. 5). Сведения о качестве приведены в табл. 6, обогатимость трудная. По степени метаморфизма угли лекворкутской и интинской свит относятся к тощим (Т) и антрацитам (А), печорской серии – к отощенно-спекающимся (ОС). Оценки прогнозных ресурсов по разным авторам отличаются как в отношении категории P_1 – P_3 , так и количественно [78, 201]. Согласно последней оценке (Куклев, 2003ф), все они отнесены к кат. P_3 (табл. 10).

Месторождение Хейягинское (V-3-12) продолжает Нямдинское вдоль северо-восточного борта Коротайхинской впадины. Открыто В. А. Дементьевым в 1932 г. Изучено только по поверхностным выходам и канавами. Промышленно-угленосными являются интинская, сейдинская и силовская свиты (табл. 5), которые слагают крылья Хейягинской синклинали. В интинской свите преобладают среднезольные полублестящие угли. Пласты печорской серии имеют сложное строение и сложены матовыми и полуматовыми высокозольными углями (табл. 6). Основная часть углей относится к энергетическим марок Т и А. В крайней юго-западной части в разрезах силовской свиты развиты угли марки ОС. Оценки прогнозных ресурсов по разным авторам отличаются как в отношении категории P_2 – P_3 , так и количественно [78, 201]. Согласно последней оценке (Куклев, 2003ф), все они отнесены к категории P_3 (табл. 10).

Месторождение Янгарейское (V-3-10) продолжает Хейягинское вдоль северо-восточного борта Коротайхинской впадины. Открыто в 1932 г. Н. Н. Иорданским. Изучено поисковыми работами только в естественных выходах и канавами. В интинской свите отмечено пять пластов нерабочей мощности. Промышленная угленосность связана с сейдинской свитой (табл. 5). Характерно развитие достаточно мощных пластов 1,25–1,6 м. Наибольшее значение имеет пласт G_1 (пласт Иорданского), имеющий мощность 5–7 м. Угли в основном матовые, полуматовые, в меньшей степени полублестящие и редко блестящие. Относятся к марке К и отчасти ОС, но из-за высокой зольности и трудной обогатимости (табл. 6), рассматриваются как энергетические. Оценки прогнозных ресурсов по разным авторам отличаются как в отношении категории P_2 – P_3 , так и количественно [78, 201]. Согласно последней оценке (Куклев, 2002ф), все они отнесены к категории P_3 (табл. 10).

Проявление Васьягинское (V-2-3) расположено к северо-западу от Янгарейского месторождения на р. Васьяха. Открыто в 1933 г. А. А. Черновым. Угленосность приурочена к отложениям верхов интинской свиты и печорской серии. Проведены поисково-оценочные работы. Угли относятся в основном к марке Ж, частично К (табл. 6). Последняя переоценка ресурсов приведена в отчете Ю. В. Степанова [153]. В дальнейшем перспективная Васьягинская площадь при учете ресурсов не упоминается.

Месторождение Талотинское (V-2-2) расположено в северо-западной части Коротайхинской впадины на побережье Бельковской губы Печорского

моря. Открыто в 1933 г. Н. В. Шабаровой. Изучено в естественных выходах по рекам Бол. и Мал. Талота и их притоков, а также профилем из трех скважин. Угленосность приурочена к лекворкутской и интинской свитам (табл. 5). Пласты рабочей мощности установлены только в интинской свите. Большая часть углей поверхностных выходов разрушена до состояния сажи, сохранившиеся относятся к полублестящим и матовым. Сведения о качестве приведены в табл. 6. Угли относятся к маркам Ж и К, но из-за высокой зольности и трудной обогатимости рассматриваются как условно-энергетические. На Талотинском и Васьяхинском проявлениях в отдельных угольных пластах лекворкутской свиты выявлены повышенные содержания германия – до 157 г/т, в углях интинской свиты – до 6–16,4 г/т. Оценки прогнозных ресурсов по разным авторам отличаются как в отношении категории P_2 – P_3 , так и количественно [78, 201]. Согласно последней оценке (Куклев, 2002ф), все они отнесены к категории P_3 (табл. 10).

Месторождения Ерьягинское (IV-4-1), Лиурьягинское (IV-4-2) и проявление Табьюское (IV-4-3) Карского района связаны с табьюской и ерьягинской свитами ранней и средней перми, которые являются возрастными аналогами интинской и нижней половины сейдинской свиты. Изучены поисковыми и поисково-оценочными работами только в естественных выходах и канавами. Угленосные отложения приурочены к узким сжатым синклиналям: Талотинской, Лиурьяхинской, Средне-Табьюской и Нижне-Табьюской. Во вскрытом разрезе установлено до 45 угольных пластов и пропластков, в том числе шесть пластов мощностью более 0,7 м (табл. 5). Все угли отнесены к антрацитам. Сведения о качестве приведены в табл. 6. Оценки прогнозных ресурсов по разным авторам отличаются как в отношении категории P_2 – P_3 , так и количественно [201]. Согласно последней оценке (Куклев, 2002ф), все они отнесены к категории P_3 (табл. 10).

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ЧЕРНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Марганец. Все выявленные объекты на территории листа относятся к рангу проявлений и пунктов минерализации и представлены сингенетическими – осадочными, гидротермально(вулканогенно)-осадочными и эпигенетическими (гидротермально-метасоматическими и гипергенными) марганцевыми рудами.

Осадочные и гидротермально(вулканогенно)-осадочные объекты относятся к железо-марганцевой кремнисто-карбонатной формации и приурочены к трем стратиграфическим уровням: среднедевонскому, позднедевонскому и раннепермскому. Проявления гидротермально-метасоматического типа пространственно ассоциируют с проявлениями гидротермально(вулканогенно)-осадочного типа позднедевонского уровня. При этом не исключен вариант отнесения всех или, по крайней мере, части из них к формации марганценосных кор выветривания.

Оруденение железо-марганцевой кремнисто-карбонатной формации наиболее широко представлено на территории листа.

К среднедевонскому уровню относятся пункты минерализации марганца, приуроченные к марейшорской и карской градациям падейской свиты. Пункты минерализации представлены редкими линзами ($2-4 \times 0,8$ м), прослоями ($0,02-0,2$ м) и конкрециями ($0,2-0,5 \times 0,05-0,1$ м) олигонитов, кутнагоритов, сидерородохрозитов. Диапазоны содержаний MnO и Fe_2O_3 общ. в олигонитах составляют соответственно 5–16 и 12–34%, в кутнагоритах и сидерородохрозитах – 22–29 и 10–18%. Карбонаты железа и марганца иногда отмечаются в составе силицитов, а также известняков и доломитов. Содержания MnO в этих типах пород не превышают 2–5%. Практического значения данная минерализация не имеет. На карту вынесены два типичных пункта минерализации для марейшорской (VI-5-9) и карской градаций (V-6-23). Подробная характеристика конкрециидов падейской свиты дана Я. Э. Юдовичем [207].

К верхнедевонскому уровню относятся многочисленные проявления и пункты минерализации марганца, приуроченные к громашорской и силовояхинской свитам.

Оруденение в громашорской свите связано с маркирующим горизонтом (10–25 м) цветных карбонатно-кремнистых яшмоидов и отчасти с вышележащей пачкой «пестрых кремней». Горизонт многократно повторяется в разрезах по рекам Хейяга, Сибирчатаяха, Силоваяха, Кара и их притокам. Поэтому как проявления на карту вынесены только наиболее изученные участки (V-5-37, 42, 44, 56, 57; V-6-22; VI-5-15, 17), объединяющие группы проявлений и пунктов минерализации предшественников [269, 250]. Большинство мелких пунктов минерализации не показаны. Маркирующий горизонт яшмоидов объединяет множество осадочных, вулканогенно- и гидротермально-осадочных типов пород. При визуальном сходстве большинства литотипов по результатам аналитических и петрографических исследований среди них выделяются:

- яшмоиды гидрослюдистые с карбонатами Ca, иногда Fe и Mn. Диапазон содержаний (%): MnO – от 0,6–2,0 до 4–8; Fe_2O_3 (гематита) – от 1–3 до 10–15; иногда присутствует сидерит (до 10–15), родонит (до 5–7), редкие зерна амфиболов, граната, фенгита;

- яшмоиды родонитовые с содержаниями гематита в пределах 5–10%, в переменном количестве присутствуют полевые шпаты (до 10–12%), амфиболы, стильпномелан, иногда браунит. Средние содержания MnO составляют от 8–13%, при значительной доле родонита, бустамита и других пироксеноидов до 20–33%;

- яшмоиды амфибол-полевошпатовые (MnO – 2–4% и гематит – до 10–15%), яшмоиды магнетит-стильпномелан-хлорит-карбонатные (MnO – от 1–2 до 5–8%). Постоянно присутствуют магнетит (3–10%) и гематит (2–10%);

- бескарбонатные яшмоиды (MnO – от 0,1–0,2%);

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

Все перечисленные типы пород характеризуются либо доминирующими густыми (вишневыми, сургучно-красными, ярко-красными – за счет увеличения доли присутствия гематита), либо более мягкими (кремовыми, розоватыми, зеленоватыми, кремово-белыми) цветовыми оттенками.

В виде линз и прослоев мощностью 0,1–0,6 м среди них присутствуют светло- и зеленовато-серые кремнистые, стильпномелан-кремнистые манганокальциты (MnO – 15–23%); буровато-зелено-серые магнетит-стильпно-мелан-кремнистые кутнагориты (MnO – 8–19%, Fe_2O_3 – 15–19%); линзовидные пласты, прослои и линзы карбонатных кутнагоритовых (Mn – до 20,57%, Fe – 2,32%) и родонит-родохрозитовых руд (Mn – до 37,6%, Fe – 1,23%); светло-серые мраморовидные кремнистые известняки и карбонатные силициты с медной минерализацией (MnO – от 0,9 до 4,5%).

Среднее содержание для горизонта яшмоидов на мощность 20 м по сумме пересечений составляет 5,1% Mn и 5,8% Fe , на основании чего А. С. Микляевым [269] была дана оценка прогнозных ресурсов марганцевых руд. Однако, несмотря на высокую зараженность марганцем, практического интереса яшмоидная пачка в целом не представляет. Собственно марганцевыми рудами являются только линзовидные пласты и прослои карбонатных руд. При этом они преимущественно бедные, кремнистые, с повышенным содержанием железа, невыдержанные по простиранию и, скорее всего, труднообогатимые.

Оруденение в силоваяхинской свите приурочено к ее нижней фаменской части и представлено линзовидными пластами и линзами черно-темно-серых кремнистых сидерородохрозитовых, родонит-родохрозитовых руд и сидерородохрозитовых силицитов, визуально сходных с вмещающими породами. Они отличаются лишь большим удельным весом и густыми индигово-черными налетами гидроокислов марганца на поверхностях выветривания. Мощность пластов и линз 0,2–1,0 м. Установленная протяженность до 50 м. Содержания MnO – 21,4–44,26%, Fe_2O_3 – от 9,86–19,4 до 34,7%. Часть пластов имеет силикатно-карбонатный состав. Наряду с родохрозитом в них установлены многочисленные силикаты марганца: родонит, тефроит, фриделит, бементит и др., которые образовались по карбонатам марганца при метаморфических преобразованиях. На карту вынесено несколько типичных проявлений (V-5-29, V-6-14, VI-5-15). Хотя выявленные на данный момент пласты и линзы маломощны, данный тип можно рассматривать как потенциально перспективный для выявления промышленного марганцевого оруденения на Пай-Хое.

Раннепермский марганценосный уровень представлен на Пай-Хое редкими прослоями (0,05–1 м) и линзами манганодоломитов в средней и верхней толщах карасиловской свиты. Содержания MnO – 2–4, редко 5–7, до 11%. На карту вынесены два типичных проявления: Лабсуяхинское (IV-3-1) и Юбилейное (V-6-6) [147]. Практического интереса они не представляют из-за низких содержаний марганца.

Эпигенетические руды марганца (формация окисных железно-марганцевых руд) известны с 20-х годов и имеют длительную историю изучения. На карте показано восемь проявлений (V-5-27, 51, 60; V-6-14, 24, 25, 26; VI-5-15) и пять пунктов минерализации (V-5-45, 48, 50, 54; VI-5-14).

Оруденение контролируется горизонтами яшмоидов громашорской свиты, приурочено к зонам интенсивной трещиноватости пород, брекчирования. Представлено густой сетью тонких (1–3 мм) прожилков, иногда прослоев оксидов марганца и железа и цементом брекчии со средними содержаниями MnO – 7–15%, редко 20–25%; по анализам штучных проб отмечаются более высокие содержания и пероксидные руды (Mn – 45–56%). Выделяются две разновидности оксидных руд: существенно марганцевые (Mn – от 10–25 до 55,8%; Fe – от 0,6–3 до 7–10%); марганцево-железные (Mn – от 4–10 до 18%; Fe – от 13–23 до 31%). Рудные минералы – пиролюзит, псиломелан, гематит; также установлены криптомелан, голландит, браунит, вернадит, гетит и др. Характерны аномальные содержания Ni , Co , Ba , Zn , As . Рудные зоны прослеживаются на 30–50 м с мощностью до 220–450 м.

К настоящему времени известны десятки зон оруденения этого типа. Так, для наиболее изученных объектов в районе р. Нядейха, где на площади 28 км² три проявления (V-6-24, 25, 26) объединяют более 20 рудных зон, прогнозные ресурсы составляют порядка 2,2 млн т. Представлены колломорфными оксидами Mn и Fe в зоне повышенной трещиноватости пород вдоль тектонических нарушений. Средние содержания Mn составляют 8,4%, достигают 20,5%.

На проявлении Едунейшорское (V-5-51) среди силицитов громашорской свиты рудная зона (1–8 м) представлена серией согласных жил (0,02–0,5 м) кварц-псиломеланового, вернадит-кварцевого и пиролюзит-криптомеланового состава. Содержания MnO во вмещающих породах 1,8–3,5%, в рудах до 8,5–20,8%.

Проявление Варкашорское (VI-5-15) также приурочено к глинисто-кремнистым сланцам громашорской свиты. Прослежены две согласные рудные зоны брекчирования пород (1,2–1,8 и 0,7 м) протяженностью 10–12 м. Цемент – псиломелан-криптомелановые руды с содержаниями MnO – 12,6–19,1%, во вмещающих породах содержания MnO не превышает 3,3–4,4%.

Генезис этих руд дискусионен. По-видимому, часть из них являются гидротермально-метасоматическими и образовались в период герцинского тектогенеза. Другая часть сформирована за счет окисления и инфильтрации при гипергенезе.

Железомарганцевые конкреции и корки. Присутствие железомарганцевых конкреций и корок установлено в донных отложениях Карского моря. Поля их развития и отдельные находки вынесены на «Литологическую карту...». Обнаруженные в результате донного опробования в 2005–2006 гг. железо-марганцевые конкреции имеют диаметр до 2 см и шарообразную форму. На вид они матовые с неровной поверхностью, темные до черного, с пятнами окисления желто-рыжего цвета. В осадке распределены равномерно, залегают глубже 15–20 см от поверхности дна. Содержание в осадке до 5%.

Районы находок ЖМК сосредоточены в северо-восточной части листа, удалены от берегов и приурочены к участкам с малой мощностью современных и новейших отложений. Плотность распределения железомарганцевых конкреций и корок на дне не превышает 1 кг/м². Эти данные

взяты из материалов работ, проводимых ранее в Карском море [235, 257]. Формирование ЖМК связывается В. И. Гуревичем с диффузионным поступлением восстановленных поровых растворов на поверхность дна.

Титан. Максимальные содержания ильменита и рутила в плиоцен-четвертичных россыпях не превышают 103 кг/т. По скв. КС-67 (р. Силоваяха, руч. Бурендашор, VI-5-19) в прибрежно-мелководных песках одной из регрессивных фаз позднеплиоценового падемейского бассейна в интервале 5,5–7,3 м содержания полезных компонентов (ильменит, рутил, циркон) составляют 14,25 и 6,48 кг/т на мощность 0,5 и 0,3 м, прогнозные ресурсы песков оценены в 3,5 млн м³ [272].

Ванадий. Пункты минерализации представлены характерной ассоциацией элементов V, Mo, Ag, типичной для черносланцевых отложений оюской (S₁–D_{1os} + Iv), силовояхинской (D₃–C_{1sl}) и карасиловской свит (C₂–P_{1ks}).

Для силурийско-нижнедевонских черносланцевых отложений оюской свиты (V-6-27) наиболее высокие средние содержания ванадия (0,07–0,1; максимальные более 0,1 %) отмечаются в прослоях черных листоватых углеродисто-кремнисто-глинистых сланцев при снижении этих параметров для углеродисто-глинисто-кремнистых (0,03–0,07 %) и углеродисто-фосфатно-глинисто-кремнистых (0,02–0,03 %) сланцев. Во всех разновидностях черных сланцев отмечаются также аномальные содержания Mo (0,001–0,007; максимальные ≥ 0,01 %) и серебра (0,6–2,0; максимальные до 6 г/т).

Наиболее высокий уровень средневзвешенных содержаний ванадия (0,09 %) регистрируется для черносланцевых отложений силовояхинской свиты (V-5-35). Для углеродисто-глинисто-кремнистых и углеродисто-кремнисто-глинистых сланцев отмечаются сходные параметры средних содержаний V (0,07–0,13; редко до 0,43 %). По средним содержаниям Mo (0,002–0,004 %; максимальные ≥ 0,01 %) и Ag (0,7–2,5; максимальные до 5 г/т) они сходны с силурийскими черными сланцами.

Черные сланцы карасиловской свиты (V-6-11, VI-6-26) при снижении средних содержаний ОВ характеризуются заметным снижением средневзвешенных содержаний ванадия до 0,04 % и неадекватными резко аномальными средневзвешенными концентрациями Mo (0,005 %) и Ag (4,2 г/т). Характерны широкие диапазоны средних содержаний V (0,02–0,06; максимальные до 0,1 %), Mo (0,002–0,01 %) и Ag (2–10 г/т).

В качестве сопутствующего компонента аномальные концентрации ванадия отмечаются в ассоциации с Cu, Zn и аморфными алюмофосфатами, где содержания ванадия иногда достигают 0,4 % [269].

ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Для Новоземельско-Уральской минерагенической провинции характерен широкий спектр проявлений меди, цинка, свинца и других цветных металлов. Минеральные ассоциации образуют самостоятельные объекты или в качестве сопутствующих входят в состав комплексных. Общей является специализация по марганцу, ванадию, фосфору и барью.

Характерно телескопирование процессов рудообразования. Выделяются руды стратиформные, колчеданные, гидротермальные и вулканогенно-осадочные (черносланцевые).

Медь, никель. На Пай-Хое установлено (впервые показал на карте В. И. Устрицкий в 1954 г.) широкое распространение кобальт-медно-никелевого оруденения, пространственно и генетически связанного с силлами и дайками габбро-долеритов, долеритов хенгурского комплекса позднего девона. Первые серьезные работы на медно-никелевое оруденение на Пай-Хое были проведены в процессе геологической съемки масштаба 1 : 50 000 Сопчинской и Нялпейской ГПСЦ [245, 246] в 1966–1970 гг. и научных исследований О. В. Заборина [248]) и Б. А. Осташенко [130].

Подавляющее большинство проявлений сосредоточено в ядре Пайхойского антиклинория: 15 проявлений (V-3-2, 7; V-4-5, 10, 14, 15, 18, 19, 22, 25, 26, 31, 34, 35, 36) и 19 пунктов минерализации (IV-2-23, 27, 33–37; V-2-1; V-3-1, 4, 6, 8; V-4-6, 7, 8, 12, 20, 28, 32, 38).

На наиболее значимых проявлениях проведены специальные поисковые работы (с детальными геофизическими, геохимическими, горными работами). Проведено поисковое бурение в объеме более 6 п. км с глубиной скважин до 340 м.

Зоны вкрапленной и прожилково-вкрапленной сульфидной (главным образом пирротиновой с халькопиритом, иногда пирит-халькопирит-пирротиновой) минерализации в связи с дифференцированными и недифференцированными диабазовыми интрузиями распространены по всему Пай-Хою. Содержание сульфидов в зонах составляет 2–10%. Но, при нередкой значительных мощностях (до первых десятков метров) и протяженностях (до 1 км), они практически не содержат рудных концентраций никеля и меди.

Собственно медно-никелевые (пентландит-халькопирит-пирротиновые) руды выявлены пока только на четырех участках, расположенных в западной периферийной части Центрально-Пайхойской площади (рудопоявления Первое, Хенгурское, Савабейское, Длинное). Все они приурочены к дифференцированным интрузиям хенгурского комплекса. Характерной особенностью интрузий этого типа является строгая стратификация дифференциатов по разрезу тел от пикритовых долеритов в подошве до относительно кислых разностей в кровле.

Проявление Первое (V-4-35) приурочено к сложнопостроенному хонолиту мощностью от 20 до 100 м. На участке рудопоявления пройдены канавы и пробурены скважины общим метражом 5665 п. м [246, 301].

Рудоносная интрузия сложена главным образом среднезернистыми лейкократовыми кварцевыми долеритами, которые через маломощную (2–15 м) полосу нормальных долеритов переходят в зоне эндоконтакта в меланократовое биотитсодержащее габбро мощностью 3–15 м. Вмещающие породы сопчинской свиты на контакте сильно дислоцированы, экзоконтактные изменения характеризуются не только процессом ороговикования, но и процессами гидротермальной переработки. Характер сочленения с расположенным южнее нормальным интрузивным телом обычного кристаллизационно-дифференцированного типа – активный. Здесь развиваются

довольно интенсивные зоны дробления, местами содержащие роговиковую брекчию, сцементированную долеритами. Все эти факты говорят о том, что хонолитообразное тело представляет собой более позднюю порцию магмы, внедрившуюся в приконтактовые ослабленные зоны уже сформировавшегося интрузива (пластовая залежь).

Интересным фактом является появление мелких (20–30 см мощностью) самостоятельных инъекций среднезернистых габбро-пироксенитов в зоне экзоконтакта со стороны лежащего бока рудоносной залежи. Самостоятельные инъекции субультраосновной магмы являются существенным доказательством абиссальной дифференциации в промежуточном очаге, откуда магма могла поступать уже дифференцированной на лейкократовую и меланократовую.

Шлирово-вкрапленное и вкрапленное пентландит-халькопирит-пирротинное оруденение характерно для меланократового метаморфизованного габбро, в котором с глубиной намечается тенденция к такситизации, но встречается и в кварцевых долеритах. Представлено оно в виде линзовидных залежей, быстро выклинивающихся по простиранию. Мощность линзовидных рудных тел 3–16 м при протяженности 30–100 м. Вещественный состав оруденения довольно постоянен и представлен [130] пирротинном (10–12%), халькопиритом (1–2%), пентландитом (е. з.), миллеритом, бравоитом. Установлено присутствие никелина, кобальтина, герсдорфита, платиновых минералов(?). Шлиры, как правило, не больше 0,3–0,5 см; сложены преимущественно пирротинном с халькопиритовой оторочкой.

Максимальные содержания в интервальных пробах достигают 0,37% Ni, 1,0% Cu и 0,05% Co, а в штучных пробах до 0,8% Ni и 3,0% Cu. Фазовыми анализами установлено, что Ni находится в основном в сульфидной форме (на 82–97%). Средние содержания в рудном сечении достигают 0,2% Ni, 0,42% Cu на видимую мощность 16 м. Здесь же установлены весовые содержания (г/т) Pt (до 0,6), Pd (до 0,5), Au (до 0,22).

Представляется важным то, что и в зоне экзоконтакта со стороны лежащего бока рудоносной залежи в связи с мелкими самостоятельными инъекциями среднезернистых габбро-пироксенитов (скв. 15, интервал 162,4–173,8 м) присутствует шлирово-вкрапленная пирит-пентландит-халькопирит-пирротинная минерализация и где содержания полезных компонентов достигают (%): Ni – 0,1–0,37, Cu – 0,24–0,42 и Co – 0,05.

В контактово-измененных породах-роговиках как на поверхности, так и на глубине (до 198,5 м) присутствует струйчатая, густопрожилковая и прожилково-вкрапленная минерализация халькопирит-пирротинного состава. Мощность зон минерализации составляет 2–5 м, они очень прерывисты, протяженность их не превышает 20–100 м. Содержания полезных компонентов низкие (%): Ni 0,07, Cu – 0,06 и Co – 0,005.

Проявление Хенгурское (V-4-31) расположено в верховье руч. Хенгурью и приурочено к юго-западному выходу интрузии Сопча-Мыль. На участке рудопроявления пройдены каналы (4306 м³) и пробурены четыре скважины глубиной 52–262 м [301]. Шлирово-вкрапленное оруденение локализовано в горизонте среднезернистых меланократовых габбро такситовой структуры в виде зонк линзовидной формы мощностью 1–1,5 м и протяженностью

25–50 м. Оруденение представлено шлировыми выделениями размером 0,5–1,0 см и вкрапленностью сульфидов. Количество сульфидов достигает 10–15%. Шлиры имеют каплевидную форму и зональное строение. Центральная часть выполнена зернистым пирротинном, периферия, иногда нижняя часть шлиров – халькопиритом.

По данным атомно-абсорбционного анализов бороздовых проб содержания полезных компонентов достигают (%): Ni – 0,15, Cu – 0,34, Co – 0,03.

Проявление Савабейское (V-4-22) расположено в районе оз. Савабей-Ты и приурочено к северо-восточному выходу интрузии Сопча-Мыльк [301]. Шлирово-вкрапленное оруденение вскрыто тремя канавами, локализовано в горизонте среднезернистых меланократовых габбро такситовой структуры в виде зоны линзовидной формы мощностью от 0,6 до 10 м и прослеженной протяженностью по простиранию 170 м. Оруденение представлено шлировыми выделениями размером 0,5–3 см и вкрапленностью сульфидов. Количество сульфидов достигает 15%. Состав оруденения: пирротин (главный по распространенности минерал), халькопирит и пентландит (второстепенные минералы), кубанит (редкий минерал). Шлиры имеют, как правило, зональное строение. Центральная часть выполнена зернистым пирротинном, периферия, иногда нижняя часть шлиров – халькопиритом.

По данным химического и атомно-абсорбционного анализов бороздовых проб содержания Ni – 0,02–0,07%, Cu – 0,11–0,31%. Содержание Co по данным спектрального анализа – 0,005–0,01%. Далее по простиранию в горизонте среднезернистых кварцсодержащих диабазов порфиroidной структуры отмечается лишь бедная пирротинная (с халькопиритом) минерализация вкрапленного типа с содержаниями (%): Ni – 0,007–0,02, Cu – 0,01–0,04 и Co – 0,003–0,007.

Пирит-халькопирит-пирротинная (преимущественно пирротинная) минерализация вкрапленного и жильково-вкрапленного типа, локализуемая в верхних горизонтах интрузии – кварцевых крупнозернистых долеритах и долерит-пегматитах, характеризуется незначительными содержаниями полезных компонентов, не превышающими (%): Ni – 0,005–0,01, Cu – 0,01–0,06 и Co – 0,003–0,007.

Проявление Длинное (V-4-5) расположено на левобережье р. Хейяга и приурочено к северо-западному флангу интрузии Длинная. На рудопроявлении пройдены 18 канав и пробурены четыре скважины общим метражом 446 п. м [246]. Является наиболее характерным примером оруденения *гравитационно-дифференцированных тел*. Оруденение шлирово-вкрапленное пентландит-халькопирит-пирротинное, локализовано в горизонте порфиroidных (пегматоидных) габбро-долеритов в виде трех зон размером 1–7 × 10–50(?) м. Форма зон прихотливая, неравномерно-прерывистая как на поверхности, так и на глубине. По данным химического анализа бороздовых проб содержания (%): Ni – 0,024–0,102, Cu – 0,15–0,90, Co – 0,017–0,04. В керновых пробах (%): Ni – до 0,102, Cu – до 0,48, Co – до 0,014.

Медь, цинк. Медное оруденение на площади листа проявлено очень широко. В формационном отношении выделяются несколько типов медной и медьсодержащей минерализации: медноколчеданный, медистых сланцев и полиметаллически-жильный.

Оруденение медноколчеданной формации установлено в образованиях верхнего рифея и позднего кембрия–ордовика. В эффузивах основного и кислого состава морозовской свиты локализованы проявления Снежное (IV-2-22), Дорожное (IV-2-25) и пункты минерализации (IV-2-1, 8, 9, 12, 15, 16, 30). К базальтам и туфоловам хенгурской свиты приурочены пункты минерализации (IV-2-18, 24, 28).

Проявление Дорожное представлено тремя субсогласными зонами сульфидной минерализации, связанными с зонами рассланцевания и гидротермальной проработки альбитофиров морозовской свиты, превращенных во вторичные сланцы [271]. Рудная минерализация представлена пиритом и халькопиритом, наблюдаются барит и борнит. Руды прожилково-вкрапленные, содержание сульфидов до 10–15%. Средние содержания меди от 0,09 до 0,9%, максимальные 1,38–2,04%.

В Оченырдыкском золото-молибден-меднорудном районе (2.1) колчеданное оруденение представлено пунктами минерализации (VI-6-15, 19, 23, 28, 32, 34, 35, 38, 40), приуроченными к базальтам, андезибазальтам и их туфам очетывисской свиты, к эффузивам кислого и среднего состава лядгейской свиты верхнего рифея–венда. Содержания меди от 0,02 до 1,42%, оруденение представлено халькопиритом, борнитом, халькозином [232].

Минерализация, относимая к типу *медистых сланцев* [269, 43], имеет стратиформный характер, приурочена к прослоям (0,1–1,2 м) кремнистых мраморовидных известняков и силицитов маркирующего горизонта яшмоидов громашорской свиты и отмечается практически во всех его выходах в Каро-Силовском фосфорит-барит-марганцеворудном узле (4.1.1). Поэтому на карте показаны только несколько типовых пунктов минерализации (V-4-4; V-6-20, 21; VI-5-6,7). Представлена тонкой вкрапленностью халькозина, реже халькопирита, борнита, иногда ковеллина с примазками малахита, реже азурита. Содержания Cu в большинстве случаев не превышают 0,1–0,3%, иногда до 1,2%, средние содержания 0,05–0,1%. Промышленного значения при таком уровне содержаний не имеет.

Гидротермальное оруденение *полиметаллически-жильной рудной формации* сосредоточено в Югорском медно-флюоритоносном районе (1.1) и Осевой-Пайхойской медно-барит-марганцевой рудоносной зоне (4.1).

В Югорском районе известно одно проявление – Северное (IV-1-6) и многочисленные пункты минерализации как меди (IV-1-7, 14; IV-2-1, 3, 5, 7, 26), так и меди с цинком (IV-1-5; IV-2-11, 17). **Рудная минерализация** приурочена к зонам дробления, к кварц-кальцитовым прожилкам мощностью от 1–2 до 5–30 см, протяженностью до 5 м. Рудные минералы – халькопирит, борнит, ковеллин. Содержания меди до 1,7%, по отдельным штучным пробам от 11,7 до 37,1%. Местами появляется сфалерит с содержаниями цинка до 1,8% [304, 43]. Вмещающие породы – эффузивы, туфопесчаники и туфосланцы, известняки и доломиты сокольнинской, морозовской и хенгурской свит, как правило, не содержат полезных компонент.

Проявление Северное представлено кварц-кальцитовыми жилами (мощностью до 2 м) в зоне дробления кислых эффузивов сокольнинской свиты. Рудные минералы: халькопирит, пирит, малахит и азурит. Содержания меди составляют от сотых долей процентов до 0,26%, в единичных пробах до 1,1% [304].

В Осевой-Пайхойской зоне в бассейне р. Хановойяха отмечены пункты минерализации (V-5-12, 21), представленные кварцевыми и кварц-кальцитовыми жилами с редкой вкрапленностью халькопирита с малахитом и азуритом, редко флюоритом [32].

Свинец, цинк. Полиметаллическое оруденение на территории листа представлено стратиформным метасоматическим и жильным гидротермально-метасоматическим типами.

Стратиформное полиметаллическое оруденение, в котором превалирует цинк, наиболее значимо на о. Вайгач, где локализуется в пределах Лямчинского полиметаллического рудного узла и приурочено к карбонатным отложениям верхнего ордовика и нижнего силура. На территории листа оно представлено месторождением Раздельное.

Месторождение Раздельное (IV-1-15) открыто в 1921 г., поисково-разведочные работы проведены к 1929 г. с попутной добычей свинца и цинка, однако в 1935 г. из-за затопления горных выработок рудник был переведен на мокрую консервацию.

Месторождение приурочено к юго-западному крылу синклинали, осложненному зонами межпластового дробления и нарушенному серией поперечных разломов. Оруденение пластовое и жильное. Вмещающие породы – доломитизированные известняки сармикской свиты верхнего ордовика. Пластовое оруденение представлено шестью рудоносными пластами мощностью до 5,5 м и протяженностью до 3 км. Отмечается повышение концентраций галенита к кровле, сфалерита – к подошве пласта. Рудные минералы – сфалерит, галенит, пирит, иногда флюорит; вторичные – церуссит, гидрогетит; нерудные – доломит, кальцит, кварц, барит. Средние содержания цинка 1,75%, свинца – 0,19%. Жильный тип менее значим, но руды более богатые: среднее содержание свинца 0,65%, цинка – 5,5%. Рудоносные жилы (мощностью 0,75–1,5 м и протяженностью до 530 м) выполнены доломитом, сфалеритом, галенитом, пиритом. Руда содержит также золото – 0,1–0,2 г/т и серебро – до 10 г/т. По запасам месторождение относится к средним. Запасы по рудному пласту № 3 по категориям В + С₁: свинца – 4,09 тыс. т, цинка – 37,722 тыс. т; по жиле № 4 по категориям А₁ + В + С: цинка – 3729 т, свинца – 441 т. Значительная часть богатой руды добыта (в основном из жилы № 4) около 10 000 т руды с суммарным содержанием свинца и цинка 30–35%. В рудах также присутствует германий, запасы которого на месторождении оцениваются в 2,4 тыс. т [237].

Проявление Крестовское (IV-2-13) также относится к метасоматическому (вероятно стратиформному) типу [211]. Приурочено к толще темно-серых известняков амдерминской свиты, в которых выделяется линза (мощностью 2 м) перекристаллизованных осветленных известняков с неравномерной вкрапленностью галенита и сфалерита. Среднее содержание цинка в линзе 1,35%, свинца – 3,51%. Видимая протяженность линзы более 3 м. Проявление, по мнению Н. П. Юшкина, является перспективным и рекомендуется для дальнейшего изучения.

Стратиформное сингенетическое оруденение (ПМ – VI-5-8, 13, 24) регистрируется также среди ураноносных углеродисто-кремнистых сланцев

силоваяхинской свиты. Пункты минерализации часто пространственно совпадают с проявлениями конкреционных фосфоритов и сопровождаются аномальными концентрациями V, Mo, Ag. Содержания Zn составляют 0,04–0,3%, единичные анализы до 0,9% [269].

Эпигенетическая жильная и вкрапленная минерализация со сфалеритом и сульванитом (V-4-1, 3; V-5-18, 26, 36, 41; V-6-15) приурочена к карбонатно-терригенным отложениям девона и карбона в Каро-Силовском рудном узле. Оруденение встречается в виде вкрапленности, гнезд и прожилков (1–10 см) или жильных зон (до 1–3 м) кварц-кальцитового, реже кальцит-кварцевого состава протяженностью от 2–5 м до первых сотен метров. Рудные минералы: сульванит, сфалерит, реже вюрцит, германит, халькопирит, самородная медь. Содержания Zn колеблются от 0,03 до 1,1%; Cu – 0,02–1,67%; V₂O₅ – 0,03–0,59%; единичный анализ штуфной пробы показал содержание Ag до 50 г/т [269, 211]. Практического значения она не имеет.

Гидротермальные, жильные полиметаллические руды широко представлены. Они локализованы: в вулканогенно-осадочных породах верхнего рифея (IV-1-1, 4, 8; IV-2-4, 21); в карбонатных отложениях ордовика, силура, девона и карбона (IV-1-10, 11, 16, 19; V-3-11; VI-5-21, 27, 29, 31). Это маломощные (до 0,5–0,7 м) кварц-кальцитовые жилы с вкрапленностью сфалерита, пирита, реже халькопирита, борнита, галенита и флюорита. Содержание цинка до 0,1–0,2%, меди до 0,1%, в штуфных пробах цинка до 6,3–11,5%, свинца до 11,2%, иногда появляется серебро до 1,8 г/т. Практического интереса они, в большинстве своем, не представляют.

Проявление Водопадное (VI-5-31) является одним из наиболее интересных объектов флюорит-полиметаллического типа. Проявление локализовано в отложениях сизимъюнкошорской толщи фамена [272]. Субвертикальные кальцитовые, флюорит-кальцитовые, флюорит-сфалерит-галенит-кварц-кальцитовые, галенит-кальцитовые жилы, мощностью от нескольких сантиметров до 1 м, образуют сложнопостроенные жильные зоны штокверкового типа мощностью до 3 м. Вмещающие породы представлены также субвертикально залегающими доломитами и известняками. Простираение штокверковых жильных зон субсогласное с простираением вмещающих пород. Рудная минерализация: флюорит, сфалерит, галенит, пирит. Содержания (%): флюорит – 1,95–17,55 (среднее 6–7); цинк – 0,35–9,5 (среднее 3–6), содержание свинца не превышает тысячных долей процента. Наличие богатой жильной минерализации в данном случае может указывать также на наличие в районе полиметаллического стратиформного оруденения.

Значительные масштабы свинцово-цинковая минерализация аналогичного типа имеет также на Буреданском флюоритовом месторождении (VI-5-25).

Алюминий. Первые бокситопроявления на р. Кара были открыты в 1972 г. В. В.Боровским (Боровский, 1973ф). Основные проявления и пункты минерализации бокситов и аллитов расположены на междуречье Силоваяха–Кара–Юнъяха, где образуют Карский бокситоворудный узел

(3.3.1), и в районе оз. Тирибейто, где образуют Тирибейский бокситоворудный узел (3.3.2). Практически везде они приурочены к верхам живетской части разреза усть-лядгейской толщи («живетский» уровень) и основанию разреза гурейтивисской толщи («нижнефранский» уровень) [43, 262, 211]. В связи с тем, что в современной стратиграфической схеме низы гурейтивисской свиты (пашийский и кыновский горизонты) относятся также к живетскому ярусу, оба уровня имеют живетский возраст.

Типичным представителем «нижнефранского» бокситоносного горизонта в основании гурейтивисской свиты является группа Карских бокситопоявлений [262], показанных на карте как одно Карское проявление (VI-6-5). Проявления представлены несколькими линзовидными телами бокситов и аллитов размерами до 10×20 м и мощностью до 5 м, расположенных на контакте светло-серых рифогенных известняков чешлавского горизонта живетского яруса верхов усть-лядгейской свиты и темно-серых известняков с прослоями углисто-глинистых, кремнисто-глинистых сланцев, относящихся к кыновскому горизонту живетского яруса в составе гурейтивисской толщи. Бокситоносный горизонт прослежен по простиранию контакта на 8 км. Бокситы диаспоровые черного цвета, с элементами бобовой и оолитовой структуры. Присутствуют хлоритоид, хлорит, в значительных количествах пирит. По содержанию глинозема руды относятся к аллитам (Al_2O_3 – 32–45 %, кремневый модуль 0,9–1,5) и бокситам (Al_2O_3 – 50–56,3 %, кремневый модуль до 6–9). Бокситы слагают центральные части линз, аллиты – периферию.

Проявления Профильное (VI-6-4), Лесьтаимшорское (VI-6-8) и Сизимюнкошорское (VI-6-11) [262] характеризуют «живетский» бокситоносный уровень. Общим для них является то, что все они вскрыты буровыми скважинами, на дневной поверхности не обнажены, по простиранию не прослежены. Поэтому истинная форма рудных тел не установлена, и они интерпретируются как прослои в живетских известняках. Наиболее значительное из них – проявление Профильное – по материалам бурения представлено тремя рудными телами, локализующимися в известняках живетского возраста. Два нижних пласта (мощностью 2,5 и 1,15 м) сложены бокситами и аллитами; по падению выклиниваются на глубине 70–80 м. Третий пласт мощностью 8,5 м состоит из известняка с линзочками, включениями и слойками боксита, распределенных относительно равномерно. Кроме того, на проявлении вскрыт пласт аллитов и бокситов, приуроченный к контакту устьлядгейской и гурейтивисской толщ мощностью 0,45–2,6 м. Бокситы и аллиты черные диаспоровые, бобовой, оолитовой и обломочной структуры, часто пиритизированные. Содержание глинозема в рудах – 11,90–58,4%; кремневый модуль 0,9–9,0.

Проявление Тирибейское (VI-6-6) представляет собой одно собственно проявление и группу сближенных пунктов минерализации (единичных пересечений бокситоносного горизонта, вскрытого канавами и скважинами). Проявление представлено рудным телом каменистых редкособово-обломочных диаспоровых бокситов серого цвета, приуроченным к контакту устьлядгейской и гурейтивисской толщ. Мощность 1–4,2 м, прослежено на 160 м по простиранию и на 70 м по падению. Кремневый модуль око-

ло единицы. В пунктах минерализации вскрыты апобокситовые глины, в скв. К-66 – каменные диаспоровые бокситы.

Изложенные выше традиционные представления о наличии двух бокситоносных горизонтов в Карском районе, по нашему мнению, неубедительны. Так называемый «живетский» уровень скорее всего связан с палеокарстом и указывает на накопление бокситов и аллитов в карстовых полостях в период предпашийского (пашийского) континентального перерыва среди живетских отложений. Другие континентальные перерывы, которые могли бы быть эпохами латеритного бокситообразования на Западном склоне Полярного Урала, в девоне неизвестны. Глубина палеокарста, по всей видимости, была значительной (десятки метров). «Франский» уровень представлен аналогичными латеритными бокситами, переотложенными в карстовых понижениях на поверхности живетских рифогенных известняков и затем перекрытыми, с началом трансгрессии в кыновское время, известняками гурейтивисской свиты. При этом часть бокситов могла быть переотложена и в базальные слои последней. Аналогичная ситуация была установлена нами при изучении проявлений аллитов и сиаллитов в районе хр. Енганепэ [239].

Прогнозные ресурсы всех выявленных объектов незначительны ввиду линзовидного характера и незначительных объемов самих линз. Общие перспективы Карского узла в результате проведенных поисковых работ [262] остались не выясненными.

За пределами Карского узла аналогичные разноуровневые бокситопроявления были установлены А. С. Микляевым на участке Аллитовый (VI-5-28) по обеим берегам р. Силоваяха ниже руч. Ховратывис. Качество бокситов здесь значительно ниже. Кремневый модуль до 2,3.

Кроме того, имеются данные [262, 43] о наличии признаков бокситоности в нижних горизонтах устьялдегейской толщи на нижнедевонском уровне (основание эмса), которые представлены линзами темно-серых аллитов ($0,2 \times 0,5 \times 2,5$ м) на руч. Сизимюнкошор (VI-6-12) и сиаллитами – известково-глинистыми сланцами (вероятно пирофиллит-хлоритоидными) на участке Лядгейский (VI-6-13). Содержания в аллитах и сиаллитах соответственно (%): Al_2O_3 – 27,3–46,2 и 23,9–32,8; Fe_2O_3 – 3,0–11,0 и 3,2–15,6; SiO_2 – 17,7–36,0 и 29,8–43,2; кремневый модуль – 1,0–1,6 и 0,7–0,8.

Мышьяк. По р. Хозяеяха наблюдались прожилки (2–5 см) пирита с зернами арсенопирита (IV-2-31), локализованные в мергелистых сланцах хенгурской толщи. Содержание мышьяка 0,05–0,08% [43, 211].

Цирконий. Ореолы рассеяния циркония, который в виде циркона присутствует в современных отложениях морского дна, выявлены на шельфе Карского моря. Они связаны с областями повышенного гидродинамического режима: прибрежной частью Северо-Югорского склона и Западно-Ямальской отмелью. Содержания циркона в этих районах составляют соответственно 4,7–7 и 4,8–10 кг/м³.

БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Самостоятельные проявления благородных металлов в пределах Пай-Хоя неизвестны. Главным образом они являются элементами-спутниками в рудах разных генетических типов. Известны содержания золота 0,1–0,2 г/т, серебра до 10 г/т в свинцово-цинковых рудах месторождения п-ова Раздельный (IV-1-15), а также среди медно-никелевых рудопроявлений до 0,22 г/т золота и до 1 г/т платиноидов – проявление Первое (V-4-35).

На Пай-Хое максимальное содержание золота (15 знаков) отмечено в шлихах р. Сырадьяха. Из 665 шлихов рек Силоваяха и Кара знаки золота содержатся в 48 [43].

Как перспективные на благородные металлы рассматриваются черносланцевые ассоциации сланцевой зоны Пай-Хоя. Однако проводившимися анализами, в том числе и при составлении ГК-1000/3, золото, как правило, не устанавливается. От следов до 0,08 г/т золото было выявлено в черносланцевых толщах: бедамельской серии [272]; хенгурской толщи и оюской свиты в бассейнах Тарипатяхи, Мал. Ою [247].

Выявлена избирательная концентрация золота в черных пиритизированных сланцах среднего и верхнего палеозоя, где содержания его (на мощность 10–15 м) составляют 0,02–0,03 г/т (р. Сибирчатаяха и руч. Мадагавож). В углисто-глинисто-кремнистых сланцах визейско-серпуховского ярусов карбона и нижней перми (р. Сибирчатаяха) отмечены содержания серебра до 3–10 г/т [211].

Золото. Установлено только в пределах Борзовско-Очетинского медно-золоторудного узла. На карту вынесены одно проявление – Диоритовое (VI-6-33) и два пункта минерализации (VI-6-37, 39), относящиеся к золото-сульфидному типу.

Проявление Диоритовое открыто в 1967 г. Карской ПСП [232], но особого внимания не привлекло, так как оценка проводилась на медь. При проведении ГДП-200 листов R-41-XXXV, XXXVI [250] на проявлении были установлены относительно высокие содержания золота, что позволило пересмотреть его перспективность.

Золото-сульфидная минерализация приурочена к зонам тектонического рассланцевания и гидротермальной проработки в метаморфизованных телах кварцевых диоритов кызыгейского комплекса и вмещающих их породах отчетывисской свиты. Минерализация в отчетывисской свите существенно пиритовая, часто сопровождается зонами окварцевания. В диоритах рудная минерализация имеет пирит-халькопиритовый, арсенопирит-халькопирит-пиритовый и аксинит-халькопиритовый состав. Расчистками вскрыты четыре рудные зоны мощностью от 0,2 до 2,3 м и протяженностью до 250 м.

Содержания золота в борздовых пробах варьируют от 1,06 до 6,56 г/т, (среднее по четырем зонам – 2,73 г/т, на суммарную мощность 6,3 м). В штуфах установлены содержания до 7,84–14,34 г/т. Шлиховое опробование элювия и делювия позволило оконтурить шлиховой ореол шириной 250 м и длиной до 500 м. В отдельных пробах содержания россыпного золота до 2000 знаков на 5–7 л.

В минеральном составе в рудах помимо сульфидов установлены сплавы золота, серебра и ртути, минералы платины и палладия: нигглиит (PtSn), паоловит (Pd₂Sn), атоцит (Pd₃Sn), рустенбургит (Pt,Pd)₃Sn. Пробность золота варьирует от 55 до 95 %.

Прогнозные ресурсы проявления оцениваются по категории P₂ в 44 т золота [250].

РАДИОАКТИВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Уран. Проявления радиоактивных элементов в Каро-Силовском рудном узле (4.1.1) были выявлены в 1942 г. В. Л. Вазбуцким и к настоящему времени известны под названиями Карского и Силовского проявлений урана, приуроченных к отложениям верхней толщи карасиловской свиты.

Среди всех черносланцевых отложений породы карасиловской свиты отличаются наиболее высокими значениями фоновой радиоактивности всех типов пород, включая существенно карбонатные и кремнистые типы пород. Сопутствующими компонентами являются Ag (5–10 г/т), Mo (5–10 г/т), а также редкие земли в конкреционных фосфоритах. При минералогических исследованиях индивидуализированные минералы урана не обнаружены, за исключением единичного случая определения налетов урановой слюдки по трещинам на проявлении Силовское-1 (VI-5-2); предполагаются варианты присутствия ураноорганических соединений или пылевидной примеси урановой смолки.

Проявления Силовское-1 (VI-5-2) и Силовское-2 (VI-5-5) объединяют 24 радиоактивные аномалии, приуроченные к основанию верхней толщи карасиловской свиты. Из-за мощного чехла покровных отложений протяженность зон аномальной радиоактивности не превышает 20–30 м, иногда достигая 130–140 м. При фоновой радиоактивности в пределах 20–40 мкР/ч часто регистрируются локальные аномалии гамма-активности интенсивностью от 50–100 до 200–300, реже 500–1000 мкР/ч, с максимальной – до 2200 мкР/ч. Установлены содержания урана в пределах от 4–10 до 50–60 г/т, максимальные до 153–961 г/т; содержания тория регистрируют на уровне 4–95 г/т.

Группа Карских проявлений (V-5-22, 25, 28; V-6-10) в принципе аналогична Силовским. Она объединяет 30 радиоактивных аномалий, приуроченных к выходам пород карасиловской свиты вдоль р. Кара на протяжении более 15 км. Практически все аномалии приурочены к выходам черных сланцев, содержащих редкие фосфоритовые конкреции или сплошные их скопления. В большинстве изученных разрезов обнаруживается их приуроченность к основанию верхней толщи карасиловской свиты. Радиоактивные аномалии имеют либо локальный характер в виде гнезд размером до 0,3×8 м, либо образуют линзовидные участки мощностью 0,5–1,0 м, протяженностью до первых десятков метров. При удовлетворительной обнаженности зоны радиоактивных аномалий иногда прослеживаются до 150–250 м. При фоновой радиоактивности черных сланцев в пределах 15–40 мкР/ч на аномальных объектах рядовые параметры интенсивности гамма-излучения регистрируются на уровне 50–300 мкР/ч, иногда

достигают 400–900, единично 1100 мкР/ч. Содержания урана составляют 20–90 г/т, максимальные до 150–800 г/т.

Технологические испытания проб весом 500 кг показали возможность извлечения урана при гидрометаллургических методах обогащения руд [296]. При содержаниях урана 0,01–0,02 % в черных сланцах с удельным весом 2,5 г/см³ прогнозные ресурсы металла для пласта мощностью 1 м при протяженности 1 км на глубину до 200 м оцениваются на уровне 50–100 т. Эти ориентировочные параметры при общей картируемой протяженности черных сланцев в пределах 30–50 км представляются недостаточными для освоения объектов в районах Крайнего Севера [269].

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ОПТИЧЕСКИЕ МАТЕРИАЛЫ

Кальцит оптический. Кальцит в виде хорошо ограненных кристаллов для Пай-Хоя не характерен. В нижнем течении р. Сопчаю в долеритах отмечена кальцитовая жила мощностью 0,8 м (V-5-1). В центральной части ее наблюдаются гнезда (до 0,3 м) полупрозрачного кальцита с участками (2×2×2 см) прозрачных разновидностей [43].

Кварц оптический. Горный хрусталь. Выявлено 11 пунктов минерализации, которая представлена маломощными (0,2–0,4 м) жилами кварцевого, кварц-кальцитового и, редко, эпидот-кварцевого состава, локализованными в породах различного возраста: долеритах (IV-1-9, 17; V-4-24), туфах основного состава (IV-2-14), песчаниках (IV-1-12) и сланцах (IV-2-29). В бассейнах рек Силоваяха (V-5-47, 55) и Кара (V-6-18) известны находки кристаллов кварца размером от 3–5 до 15–17 см. Встречаются они в полостях (до 0,5–1,0 м) среди мощных (до 2–3 м) зон жильного кварца, протяженность которых достигает 30–150 м. Перспективы площади на этот вид сырья низкие [43, 269].

ХИМИЧЕСКОЕ СЫРЬЁ

Флюорит. Новоземельско-Уральская складчатая система является флюорит-полиметаллической провинцией с промышленно значимым флюоритовым оруденением. Флюоритовая минерализация приурочена к крыльям Вайгачско-Пайхойского антиклинория с ареальным распространением флюоритового оруденения в северо-восточном крыле, в районе Амдермы, и юго-западном (междуречье Сибирчатаяха–Кара). Стратиграфические уровни флюоритонакопления – верхнерифейский-нижнепалеозойский и нижнекарбонный, находки флюорита в пермских отложениях не охарактеризованы. Литологический контроль – карбонатные породы, обогащенные стронцием. Показаны два месторождения и 46 пунктов минерализации. Флюорит после обогащения пригоден для применения в металлургической, цементной и стекльно-эмалевой промышленности.

К *стратиформному* типу флюоритового оруденения относится большинство пунктов минерализации (43). Флюорит встречается в виде тонких жилков и вкрапленности в известняках рифея и палеозоя. На мысе Чайка (IV-1-24) **центральная часть Главной жилы (1,5 × 20 м) сложена гигантокристаллическим кальцитом с включением антраксолита**; флюорит приурочен к тонкополосчатым кальцит-антраксолитовым зальбандовым оторочкам.

Максимально флюоритоносны горизонты визейско-серпуховских известняков и доломитов с жильно-вкрапленной и метасоматической минерализацией (междуречье Сибирчатаяха–Кара). Флюоритопоявления приурочены к мелким складкам, флексурным перегибам, к зонам разломов, брекчирования и межпластового дробления. Светло-фиолетовый флюорит образует редкую вкрапленность в известняках, в кальцитовых гнездах и прожилках; содержание фтористого кальция 5–7%.

К полиметаллическо-флюоритовой рудной формации отнесено среднее месторождение Амдерминское, малое месторождение Буреданское и три пункта минерализации (IV-3-7; VI-5-22, 26).

Месторождение Амдерминское (IV-2-6) расположено в зоне контакта известняков амдерминской свиты верхнего рифея и глинистых известняков хенгурской толщи. Протягивается на 22 км в глубь материка вдоль р. Амдерма. Месторождение было открыто в 1932 г. под руководством П. А. Шрубко и начиная с 1933 г. разведывалось с попутной добычей. Главная масса флюорита и сульфидов приурочена к зоне контакта – по 120 м по обе стороны контакта. Рудные тела располагаются в ядрах и на крыльях складок, имеют неправильную форму и размеры от метров до десятков метров на десятки–первые сотни метров. Всего известно 71 крупное тело и 29 групп мелких рудных тел. В состав рудных тел входят: флюорит, кварц, кальцит, сфалерит, пирит, халькопирит, иногда – галенит, блеклые руды, а их вторичных минералов – малахит, лимонит, смитсонит, азурит, ковеллин, гипс. Флюорит имеет светло- и темно-фиолетовый, светло-голубой и белый цвет. Он образует жилки, крупные кристаллы, гнезда, мелкую вкрапленность. Скопления флюорита и сульфидов в жилах с кварцем и кальцитом имеют характер жильных гидротермальных образований. Кроме того, флюорит и кальцит часто метасоматически замещают участки вмещающих пород. Для месторождения характерна светло-зеленоватая-серая порода – «амдермит», состоящая из кварца, кальцита, серицита, пирита и флюорита, представляющая собой продукт контактового метасоматоза. Элементы-примеси: скандий, свинец, галлий, германий, молибден, медь, кадмий, серебро, цинк, титан, кобальт, никель, хром, барий, ртуть. Среднее содержание фтористого кальция 32,7%, окиси кремния 31,2–31,6%. Возраст флюоритового оруденения поздне- или послепермский: радиологический возраст (К-Аг метод) вмещающих «амдермитов» 242–298 млн лет [212]. В 1957 г., вследствие выборки богатых руд и необходимости постройки флотационной фабрики, месторождение переведено на мокрую консервацию. В 1978 г. [300] в результате проведенных поисково-оценочных работ запасы флюорита для плавки по категории C₁ + C₂ составили 114 тыс. т, прогнозные ресурсы 218 тыс. т. Прогнозные ресурсы

Амдерминской рудной зоны при содержании флюорита 30% по категории $P_1 + P_2 - 3,4$ млн т, $P_3 - 10,0$ млн т.

Детальная характеристика Амдерминского месторождения и его отдельных участков дана Н. П. Юшкиным [211].

Месторождение Буреданское (VI-5-25) и сближенные пункт минерализации (VI-6-26) объединяют более 45 тел с полиметаллическо-флюоритовой минерализацией. Рудные субсогласные тела образуют два основных горизонта в перекристаллизованных известковых доломитах и известняках и прослежены почти на 2 км. Минерализация представлена различными по размерам кальцит-флюоритовыми гнездами, жилами и прожилками, густой вкрапленностью; линзо- и пластообразные тела образованы участками сплошного распространения флюорита.

Содержание (%): фтористого кальция – 5–60, сфалерита (кадмиевого) – до 15, галенита – 10. На месторождении проведены поисково-оценочные работы [272]. Прогнозные ресурсы руды по категории P_2 при содержании флюорита 5–20 и более 20% соответственно 0,14 и 0,18 млн т. Детальная характеристика Буреданского месторождения и его участков дана Н. П. Юшкиным [211].

Результаты технологических испытаний некоторых разновидностей флюорита Амдерминского и Буреданского месторождений показали их пригодность для выращивания оптических монокристаллов [211].

Бариты. Первые упоминания о находке барита на Пай-Хое сделаны в 1937 г. в отчете С. Н. Волкова. Дальнейшие находки и изучение проведены в 60–70-х годах О. П. Ушаковым, М. А. Масловым, В. П. Давыдовым, Н. П. Юшкиным и Я. Э. Юдовичем. В целом для батиальных комплексов Лемвинской зоны Юго-Восточного Пай-Хоя характерна выраженная региональная бариевая специализация – сланцев падейской свиты, отложений карской и карасиловской свит, а также локальная бариевая специализация пород сопчинской, оюской, ливановской и падейской свит в бассейне руч. Марейшор. Известны пять проявлений (V-5-32; V-6-7, 8, 9, 12) и один пункт минерализации (V-6-17).

Проявление Марейшорское (V-5-32) характеризует нижне-среднедевонский баритоносный горизонт. Переслаиваются баритосодержащие хлорит-серицит-кремнистые сланцы и доломитовые известняки основания падейской свиты. Горизонт содержит эллипсоидальные и лепешковидные конкреции длиной 2–10 см, сосредоточенные в средней части в прослоях мощностью до 3 м. Содержание сернокислого бария до 40%, уменьшается во вмещающих породах до 1–3,5%. Состав конкреций (%): барит радиально-лучистый – 95, кальцит – 3, кварц – 2, глинистый материал, пирит – до 10. В районе р. Брусъяха установлен другой баритоносный горизонт с частыми (через 0,5–1,5 м) послойными скоплениями конкреций размером 20–30, редко 40 см, иногда образующих линзовидные прослои протяженностью до 10–12 м и мощностью 8–10 м. Состав конкреций (%): барит – 34–70, кварц – 12–45, кальцит – 8–21. Из-за низких содержаний $BaSO_4$ горизонты развития баритовых конкреций не имеют промышленного значения, хотя их прогнозные ресурсы оцениваются в 1,46 млн т [269, 211].

Проявления Карское-1, -2, -3, -4 (V-6-7, 8, 9, 12) приурочены к отложениям карской свиты на протяжении 8,5 км от устья р. Силоваяха на восток вдоль р. Кара. Баритовое оруденение локализуется в двух горизонтах, в средней и верхней части свиты, среди кристаллических и органогенно-обломочных известняков с желваками и редкими прослоями кремней. Горизонты баритов прослеживаются на крыльях четырех антиклинальных структур с общим северо-северо-восточным простиранием их осевых поверхностей. Баритовые залежи согласные пластообразные, с нечеткими контактами. В составе нижнего горизонта баритов преобладают существенно баритовые и кремнисто-баритовые типы руд с содержанием $BaSO_4$ в пределах 75–94% и вариациями мощности от 1,9–2,0 до 5,0–5,6 м. Для верхнего горизонта более характерны кальцит-баритовые, кварц-кальцит-баритовые типы руд с содержаниями $BaSO_4$ в пределах 40–80%. Принятая средняя мощность (2,0 м) не исключает ее увеличения на востоке до 4,5 м (проявление Карское-3). Установлены признаки фациального замещения баритов мраморами. Минеральный состав руд: барит (85–95%), остальное кварц, кальцит, сульванит, пирит, антракосолит. Содержания Sg составляют 0,13–0,8%. Прогнозные ресурсы баритов по проявлениям Карское 1–4 составляют 34,4 млн т, в том числе по категориям (млн т): P_1 – 12,41, P_2 – 9,42 и P_3 – 12,57 [269]. Поэтому в литературе данный объект обычно рассматривается как Карское баритовое месторождение [211].

Боросиликаты. Бор концентрируется в роговиках, ороговикованных породах, кальцифирах и в кварц-карбонатных прожилках на контактах габбродолеритов хенгурского гипабиссального комплекса (V-3-3; V-4-9, 13, 23, 30). Мощность прожилков от долей миллиметра до жил 1 м, жильных зон – от 3 до 12 м. Рудный минерал аксинит ассоциирует с карбонатами, гроссуляром, сфеном, пренитом, томсонитом, рутилом. Содержание аксинита колеблется от 20 до 50%, пятиоксида бора в прожилках 0,8–3,0%, в измененных породах 0,02–1,4% [43, 211].

Фосфориты. Первые сведения о фосфатности Пай-Хоя получены при геологической съемке масштаба 1 : 50 000 М. А. Масловым в 1970 г. и А. С. Микляевым в 1970 г. К настоящему времени на Пай-Хое выделены семь сингенетических фосфатных уровней: среднеордовикский, силурийский (венлок и лудлов), нижневизейский, среднекарбонный, нижнепермский и один эпигенетический, вероятно олигоценый.

В дальнейшем А. И. Елисеевым было доказано, что среднеордовикский уровень был выделен ошибочно и относимые к нему фосфориты – силурийские.

Силурийские фосфориты представлены наиболее перспективным видом фосфатных руд – пластовыми, а карбонные и пермские – только малоперспективными конкреционными рудами. Установлено региональное распространение силурийского фосфатного горизонта по всей Лемвинской зоне Полярного Урала и Пай-Хоя на протяжении более 200 км.

В разрезе черносланцевых отложений оюской свиты (проявления V-4-27; V-5-31, 39, 40; VI-6-1) венлокская толща представлена углеродисто-

фосфатно-глинистыми сланцами мощностью 20–30 м. Лудловский уровень фосфатонакопления находится в 35–50 м стратиграфически выше и пред- ставлен прослоями (до 5–7 м) углеродисто-фосфатно-глинисто-кремнистых сланцев мощностью 30–60 м. Содержания P_2O_5 в нижнем горизонте состав- ляет 6–7%, в верхнем горизонте 4–6%. Практического значения при таких содержаниях пятиоксида фосфора силурийские фосфориты не имеют. На проявлении Седьюсское (V-5-39) в фосфатных породах характерны повы- шенные концентрации (%) V – до 0,12, Zn – до 0,04; Mo – до 0,001 [211].

Нижневизейский фосфатноносный уровень представлен конкреционными фосфоритами в отложениях верхней части силоваяхинской свиты мощно- стью около 100 м (проявления V-5-34, 58). Конкреции (3–4% общая доля) обычно имеют сферическую, реже уплощенную форму с размерами 1–10 см. Встречаются линзы и жгутовидные обособления фосфатного материала размером 1–3 на 5–40 см. Конкреции кремнисто-фосфатного и кремнисто- известковисто-фосфатного состава. Содержания P_2O_5 в конкрециях состав- ляют 23–32,6%; характерны аномальные концентрации редкоземельных элементов; цинка – 0,1–0,4%; кадмия – до 0,01%; иногда Cu – до 0,1%

Среднекарбонные конкреционные фосфориты регистрируются среди карбонатно-черносланцевой толщи (20–25 м) основания карасиловской свиты (проявление V-5-23). По форме, размерам и составу конкрецион- ные фосфориты практически идентичны их нижневизейским аналогам. Характерны стабильные содержания P_2O_5 в пределах 25,5–30%, в верхней части толщи отмечается снижение до 20–22%, аномальные содержания редкоземельных элементов, а также Zn, Cd, Cu, Ba и Sr.

Конкреционные фосфориты в верхней (асельской) части карасиловской свиты в большинстве случаев совпадают с проявлениями урана. Общая доля конкреций 3–5%, мощность отложений 30 м. Преобладают шаровид- ные конкреции 1–12 см. Содержания P_2O_5 – 12,5–22% (единично 26,5%), отмечаются аномальные содержания BaO – 0,2–2,6%; Sr – 0,1–0,2%; Zn – 0,1–0,8%; Cd – 1–7 г/т; U – до 127 г/т [269].

В Карско-Нярминском паравтохтоне среднекарбонные конкреционные фосфориты установлены Л. Я. Островским [260] в верхней части ворга- шорской свиты. Проявление Парус-Щелья-Шор (VI-6-30) представлено здесь пластом органогенно-обломочных известняков с желваками черных кремнистых фосфоритов мощностью 2,2 м, содержание фосфатных желва- ков от объема пласта 12%, содержание P_2O_5 в желваках до 30%.

Все проявления конкреционных фосфоритов также не имеют практи- ческого значения вследствие низких средних содержаний на массу породы.

Практический интерес могут представлять только эпигенетические гипергенные фосфориты предположительно олигоценного возраста, ти- пичным примером которых является проявление Очетьвисское (VI-6-22). Проявление было открыто А. В. Бабенко. Представлено зоной (шириной около 20 м вкрест простирания) элювиально-делювиальных развалов жел- то-бурых гипергенных фосфоритовых брекчий. По данным химического анализа содержание P_2O_5 в фосфоритах составляет 20,76–30,0%. По свое- му облику и высоким содержаниям фосфора данные образования очень близки к фосфоритам Софроновского месторождения на Полярном Урале.

АБРАЗИВНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Алмазы импактные. Для оценки Карской структуры на импактные алмазы в конце 70-х–начале 80-х гг. отобрано около 500 проб из зювитов, тагамитов, стекол и коптокластитов кластических даек [267, 287, 286]. В результате были выделены зерна (0,05–1,05 мм) алмазов, представляющие собой тонкие удлинённые пластинки со сглаженными углами и ребрами, реже сколки и угловатые обломки, в единичных случаях гексагональные кристаллы. Алмазы апографитовые, «попигайского типа». Содержания алмазов 1–2, до 6 знаков на пробу (IV-5-1; V-4-17, V-5-2, 3, 6, 8, 16; V-6-1, 2–5); максимальные (19–21 зн.) обнаружены в атакситовых тагамитах (V-5-4) и глыбово-агломератовых зювитах (V-5-14). При среднем весе зерен 0,007 мг содержания не превышают 0,006–1,2 карат на тонну (кар/т). Ресурсы алмазов оценены в Карской структуре в 4500 т, в Усть-Карской в 30 т [269].

Позднее выяснилось, что в Карской и Усть-Карской импактных структурах более распространены алмазы нового типа – апоугольные [56, 100]. Изучено шесть валовых проб весом от 14,6 до 103,1 кг тагамитов и зювитов (V-5-6, 15, 17, 20). Апоугольные алмазы обнаружены во всех пробах, размером от 0,18 до 2 мм (извлечение алмазов менее 0,18 мм не проводилось), средний вес алмаза 0,066 мг. Содержания от 0,5 до 52,5 кар/т, среднее 15,38 кар/т. Повышенные концентрации алмазов установлены в импактитах нижнего горизонта. При скромных параметрах принятого среднего содержания алмазов 5 кар/т и 100 м мощности импактитов, прогнозные ресурсы Карской астроблемы составляют 200 т на каждый квадратный километр структуры [269].

Для определения перспектив рыхлых отложений на россыпи импактных алмазов ближнего сноса в 1990–1992 гг. проведено мелкообъемное опробование верхнечетвертичных и современных отложений в районе рек Кара (V-5-5, 10, 11, 16), Анарога, Сопчаю и Сибирчатаяха. Всего обработано 29 проб (от 0,5 до 1,5 м³). Алмазы – апоугольные, максимальный размер зерна 4 мм, средний вес 0,78 мг, содержания до 1 кар/м³, среднее 0,15 кар/м³, при этом зерна меньше 0,5 мм не извлекались. Наиболее перспективными на россыпи алмазов являются современные аллювиальные галечники кос, отмелей и русел рек вблизи коренных выходов алмазоносных импактитов [269].

Исследованиями подтверждена алмазоносность коптогенных образований и показана принципиальная возможность образований россыпей ближайшего сноса.

Гранат. Ореолы рассеяния граната выявлены на шельфе вблизи побережья Югорского полуострова. Максимальные концентрации граната составляют 3,5–7,2 кг/м³. Гранаты относятся к группе альмандина.

ГОРНОТЕХНИЧЕСКОЕ СЫРЬЁ

Тальк. Показан один пункт минерализации (VI-6-18), представленный прожилками и гнездообразными скоплениями талька в кварц-кальцитовый жиле среди известняков девона–карбона.

Цеолиты. По р. Кара в скв. 21 (208,0–212,9 м) в импактных образованиях обнаружена [271] трещина с раздувами до 25 см, со стенками, покрытыми эффектными щетками цеолитов (V-5-7). Цеолиты (ломонтит, томсонит, морденит, десмин, анальцит) ассоциируют с апофиллитом, пиритом, кальцитом и баритом [211].

ДРАГОЦЕННЫЕ И ПОДЕЛОЧНЫЕ КАМНИ

Алмазы. На севере Пай-Хоя, в среднем течении р. Желтая (IV-2-20), в протолочке из кварцитовидных песчаников хенгурской толщи верхнего кембрия–среднего ордовика обнаружен кристалл алмаза размером $0,5 \times 0,35$ мм [304].

В редких шлихах из аллювия в бассейнах Амдермы, Б. Ою, Сибирчатаяхи, Сопчаю, верховьев Хейяги, Силовыхахи и Кары встречены единичные знаки пироба [245, 246, 266, 271, 304]. Представлены обломками (0,1–0,5 мм) зерен светло-, темно- и розово-фиолетовых цветов. Вероятный источник – кварцитовидные песчаники хенгурской толщи и падейской свиты.

Янтарь. На Югорском полуострове янтарь встречен в рыхлых мезозойских отложениях, в песках вашуткинского горизонта плиоцена–плейстоцена, в песчано-галечных аллювиальных (реки Хейяга, Лиурьяха) и пляжевых (на побережьях пролива Морозова и Хайпудырской губы) отложениях, на правом берегу р. Б. Ою в аллювии второй надпойменной террасы. В среднечетвертичных(?) песках (бассейны Тарипатяхи, Мюсертаяхи) янтарь обнаружен в количестве от 1–3 до 12 знаков на интервал 1 м бороздовой пробы.

На р. Песчаная (IV-3-3) янтареносная залежь ($0,8 \times 10$ м) залегает в 1,2 м от поверхности [209, 211]. Локализована в современных мелко-среднезернистых кварц-полевошпатовых песках, содержащих многочисленные линзочки (5–10 мм) торфоподобного растительного материала, к которым приурочены зерна янтаря размером до 2–5 мм. Степень сохранности зерен средняя, зерна с большим количеством изломов (53%), все они имеют желтовато-красную корочку окисления. По прозрачности различаются: янтарно-желтый и лимонно-желтый прозрачный янтарь (80%); соломенно-желтый, желтовато-белый полупрозрачный бастард (11%), костяной и пенистый непрозрачный янтарь (9%); в одном зерне встречается несколько разновидностей. Включения – пузырьки воздуха, тонкие нити неясной природы, кусочки коры, древесная труха, хвоинки. Выделяются два типа янтареподобных смол: прозрачные и полупрозрачные – 90% и непрозрачные, фарфоровидные – 10%. Средняя продуктивность залежи 1,73 кг/т.

Яшма. Пайхойские яшмы по декоративным и физико-механическим свойствам сходны со знаменитыми уральскими, орскими разновидностями и отличаются от последних заметным присутствием карбонатов (10–30%) в преобладающих петрографических типах, в связи, с чем принята их классификация в качестве яшмоидов. Представлены стратиграфически выдержанным горизонтом (2–35 м) в составе громашорской свиты верхнего девона. По цветовой гамме и текстурным особенностям условно выделяются три типа яшм и яшмоидов. Преобладают полосчатые разновидности с густыми сургучно-красными, ярко-красными, красновато-коричневыми цветовыми оттенками. Подчиненно встречаются яшмоиды с мягкими кремовыми, розоватыми, зеленоватыми, розовато-белыми цветовыми оттенками с полосчатой, волнисто- и пятнисто-полосчатыми текстурами. В кровле и подошве горизонта яшмоидов на мощность 2–3 м часто наблюдаются близкие к пейзажным разновидностям пестроокрашенные типы яшмоидов с широким спектром кремовых, розоватых, зеленых, бежевых, белых, ярко-красных цветовых оттенков с контрастной или расплывчатой их сменой и слоистой, линзовидно-пятнистой, пятнисто-полосчатой, иногда плейчатой текстурой.

Минеральный состав яшмоидов (%): минералы кремнезема – 50–90, карбонаты – 5–30, гематит – 1–15, серицит – 5–7; примеси биотит, пирит, лейкоксен, стильпноелан, рутил, турмалин. В переменном количестве в разных типах яшмоидов встречаются (%) родонит (до 30), амфиболы (до 20–25), полевые шпаты (до 10–15), иногда гранат, эпидот, магнетит, фенгит. Плотность 2,63–3,06 г/см³ (средняя 2,75–2,85), пористость 0,7–2,5, водопоглощение 0,1–0,3%, коэффициент размягчения и морозостойкости 0,8–0,9. Яшмоиды относятся к группам I по ГОСТ 9479-60 и III–V по ГОСТ 9479-76 [272], [269].

На р. Хейяга (V-4-33, 37) горизонт (35 м × 4 км) характеризуется [245] переслаиванием темно-красных яшмоидов и доломитовых известняков; в верхней части яшмоиды образуют линзовидные кулисообразно расположенные прослои (до 15 см). Яшмы многоцветные со струйчато-извилистыми, пятнистыми, тонкослоистыми текстурами. На р. Сибирчатаяха (V-4-39, 40) яшмоидный горизонт (15–20 м) прослежен на 25 км. На р. Сесыяю мощность вскрыши 5–10 м. Горизонт состоит из сургучно-красных, кремовых, белых, зеленых и розовых разновидностей. Общие запасы 8–10 млн м³ [272].

На р. Кара (V-5-29, 30, 33; V-6-13) мощности горизонта яшмоидов от 10 до 25 м, протяженность их выходов на дневную поверхность в районе работ первые десятки километров. При прослеженной протяженности горизонта яшмоидов от 0,3–0,5 до 2–3 км на этих объектах прогнозные ресурсы камнесамоцветного сырья до глубины 50 м оцениваются в пределах от 0,3–0,5 до 2–3 млн м³ [269].

КОЛЛЕКЦИОННЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Бирюза. Впервые выявлена А. А. Беляевым [13, 14] в левом борту р. Силоваяха (V-5-53), где среди осветленных силицитов и глинисто-крем-

нистых сланцев на протяжении 120 м выделены три зоны (до 1–3 м) с пленками и площадными (2–5 м²) налетами (1–2 мм) голубовато-зеленых сферических кристаллов бирюзы с радиально-лучистой структурой. Диагностика бирюзы подтверждена результатами химических, рентгеноструктурных, термических анализов и электронной микроскопии. Явный тектонический контроль минерализации свидетельствует о гидротермальной природе образования пайхойской бирюзы. Пржилки и корки (1–3 мм) бледно-зеленоватой бирюзы выявлены также в жильном кварце среди пестроцветных силицитов громашорской свиты в верховьях правого притока р. Силова (V-5-46). По элювиальным развалам зона окварцевания прослеживается на 10–15 м. При целенаправленных более детальных исследованиях предполагается более широкая география пунктов минерализации бирюзы на участках интенсивных складчато-разрывных дислокаций и гидротермального выщелачивания кремнистых пород громашорской и силоваяхинской свит с геохимической специализацией по фосфору и меди [269]. Также бирюза встречена в бассейне р. Песчаная (район пос. Амдерма) [43].

СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Известняк. На о. Вайгач, Пай-Хое, в Предуралье и на Урале выходы на поверхность карбонатных пород, пригодных к использованию в качестве строительных материалов, распространены весьма широко.

Декоративно-облицовочным материалом могут быть на о. Вайгач (пролив Карские Ворота) известняки нижнекарбоновые органогенные с включениями кремней, и силура – конгломератовидные; в бассейнах Силоваяхи и Б. Лядгейяхи (руч. Парус-Щельяшор) – известняки фаменские брекчиевидные. Силурийско-девонские известняки района Белый Нос (крупные месторождения IV-1-20, 21) пригодны для обжига на известь. Плотность их 2,75 г/см³, потери при истирании до 0,88 г/см², предел прочности на сжатие 1760 кг/см. Химический состав (%): SiO₂ – 0,76; CaO – 54,62; MgO – 0,24; CO₂ – 43,14; S – 0,3; FeO₂ – 0,06; Fe₂O₃ – 0,19. Прогнозные ресурсы оцениваются в несколько млн м³ [43]. Для изготовления флюса, извести, известняковой муки и портландцемента (при добавке глины) пригодны известняки амдерминской свиты [304], относящиеся по ГОСТ 5331-63 к классам А, В, Д, а также визейско-серпуховские известняки, обнажающиеся на широтном отрезке р. Кара [270], в бассейнах Силоваяхи [266] и Сибирчатаяхи [272]. Средние содержания (%): CaO – 59,92–55,16; MgO – 0,20–1,85; SiO₂, Al₂O₃ – 0,68–1,86.

Известняки девона бассейна Сибирчатаяхи и междуречья Силоваяха–Кара пригодны для изготовления воздушной извести класса А (по ГОСТ 5331-50) и цемента. Доломитизированные разности могут быть сырьем для извести класса В; содержание CaCO₃ – 68–80%, MgCO₃ – 20–35%. Вскрытая мощность их 254–400 м, протяженность до 1,5 км (руч. Гурейтывис). Аналогичные свойства имеют известняки силура и девона в бассейне Кары.

Для производства известняковой муки рекомендуются палеозойские известняки о. Вайгач; фаменские и турнейские бассейнов рек Бельковская и

Ябтояха [43]. В качестве бутового камня пригодны известняки среднего и верхнего ордовика (тальбейтывисская и сопчинская свиты); их пористость 1,5–2,2, водопоглощение 0,7%, прочность на сжатие до 2000 кг/см. Доломиты среднего ордовика о. Вайгач (мощностью 167 м), девона и нижнего карбона бассейнов Силоваяхи и Кары (мощностью 10–120 м) пригодны для производства минеральной ваты и магнезиальных вяжущих средств. Средние содержания СаО – 30–32%, MgO – 19–20%.

Запасы карбонатных пород в регионе практически неограниченны, однако ввиду значительной удаленности от промышленно развитых районов их разработку в настоящее время считают нерентабельной.

ПРОЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Антраксолит. Контролируется в районе девонско-каменноугольным стратоуровнем. Размеры гнезд достигают 3–5 см. Антраксолит концентрируется в пластовых полиметаллических проявлениях, в контактовых ореолах долеритовых тел, в зонах катаклаза карбонатных пород и в кварц-карбонатных жилах. Содержание антраксолита 3–5%, средняя плотность 1,55 г/см³. Средний состав (%): С – 81,01, Н – 2,72, О+S+N – 16,28, зола – 4,73.

Наиболее крупные скопления встречены на мысах Чайка, Пырков и Синькин Нос (IV-1-22, 23; V-1-3). На р. Талотаяха (VI-1-1,3) битумы образуют мелкую вкрапленность. Антраксолит отмечается в кварц-кальцитовых жилах; плотность его (м. Синькин Нос) 1,48 г/см³, состав (мысы Синькин Нос и Чайка) соответственно (%): С – 93,32 и 88,54; Н – 2,30 и 3,62; О+S+N – 4,38 и 7,84; зола – 6,2 [43].

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПРОГНОЗНЫХ РЕСУРСОВ

МИНЕРАГЕНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

При районировании принято, что самыми крупными минерагеническими таксонами являются минерагенические провинции, которые в основных чертах соответствуют крупным геотектоническим подразделениям. В рассматриваемом регионе традиционно выделяются три минерагенические провинции (см. Карту полезных ископаемых):

- Тимано-Печорская, соответствующая чехлу одноименной плиты;
- Новоземельско-Уральская, которая соответствует выходам на поверхность части Новоземельско-Уральской складчатой системы в пределах Урала, Пай-Хоя и о. Вайгач;
- Западно-Сибирская, отвечающая чехлу одноименной плиты.

Между Новоземельско-Уральской и Тимано-Печорской провинциями располагается Предуральская минерагеническая мегазона, соответствующая одноименной переходной тектонической мегазоне, вытянутой вдоль всего Урала и Пай-Хоя. В нефтегазовом районировании северная часть Предуральского прогиба обычно включается состав Тимано-Печорской провинции.

В составе минерагенических провинций различаются минерагенические мегаобласти и мегазоны, в основном хорошо согласующиеся с элементами структурно-формационного районирования. В мегазонах выделяются минерагенические зоны (угольные бассейны) и рудные районы, которые в одних случаях территориально совпадают со структурно-формационными зонами, в других охватывают лишь их части.

Тимано-Печорская минерагеническая провинция (А)

Таксонов более дробного минерагенического районирования не имеет, ввиду их отсутствия на территории листа R-41.

В нефтегазовом районировании в составе Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции выделяются Северо-Предуральская и Варандей-Адзвинская нефтегазоносные области (НГО). Первая пространственно отвечает северной части Предуральского краевого прогиба (Косью-Роговская и Коротаихинская впадины), вторая – Варандей-Адзвинской структурной зоне.

В составе Северо-Предуральской НГО на листе выделяется один нефтегазоносный район (НГР) – Коротайхинский. В его пределах имеются только структуры, перспективные на нефть и газ. Месторождений и проявлений, несмотря на целую серию опорных и параметрических скважин, пока не выявлено.

В составе Варандей-Адзвинской НГО на листе выделяется один Верхне-Адзвинский НГР, в пределах которого открыты четыре нефтяных месторождения: Талотинское, Западно-Леккейягинское, Северо-Сарембойское и Сарембойское, а также имеется целый ряд перспективных структур. Нефтяные залежи пластовые сводовые, стратифицированы в палеозойском разрезе в четырех нефтегазоносных комплексах (НГК): ордовикско-нижнедевонском, среднедевонском, верхнедевонском и турнейско-нижневизейском. Наиболее продуктивным на территории НГР является ордовикско-нижнедевонский НГК; при этом большая часть нефтяных залежей концентрируется в нижнедевонских отложениях хатайхинской свиты, под региональной сульфатно-доломитовой покрывкой торавейской свиты.

Предуральская минерагеническая мегазона (Б)

Главным минерагеническим таксоном на территории листа является **Печорский угольный бассейн (5.УБ,УК/Р)**, охватывающий восточный и северо-восточный борта Коротайхинской впадины Предуральского краевого прогиба, выполненный молассоидами пермско-триасового возраста и относящийся к угленосной формации краевых прогибов.

В пределах листа в составе Печорского бассейна выделяются два угольных района.

Паэмбойско-Хальмерьюский каменноугольный район (5.3УК) располагается в восточной части Коротайхинской впадины. В пределах листа здесь находится северный фланг Хальмерьюского месторождения коксующихся углей (Шараповская площадь), участок Северный Паэмбойского месторождения энергетических углей. Данный район характеризуется наибольшей мощностью (до 4000–6000 м) угленосной формации и значительной угленасыщенностью, особенно разрезов печорской серии. Следует упомянуть также, что в кунгурских отложениях и в лекворкутской свите присутствуют конкреционные горизонты анкеритов и сидеритов.

Коротайхинский каменноугольный район (5.2УК) непосредственно наращивает к северо-западу Паэмбойско-Хальмерьюский и протягивается вдоль северо-восточного борта Коротайхинской впадины до Печорского моря, в виде непрерывной цепочки прогнозируемых преимущественно крупных каменноугольных месторождений: Силовского, Нямдинского, Хейягинского, Янгарейского, Васьягинского, Талотинского.

Степень метаморфизма углей убывает в северо-западном направлении. Максимально метаморфизованы угли Хальмерьюского и Силовского месторождений, в меньшей степени – Нямдинского и Хейягинского месторождений. Здесь угли воркутской серии обладают высокой отражательной способностью витринита (до 3% и более), наиболее низким выходом летучих веществ (менее 14%), не имеют пластического слоя и по ГОСТ-25543-88

отнесены к марке А. Наименее метаморфизованы угли Талотинского и Паэмбойского месторождений, которые соответствуют марке К.

Байдарацкий (Карский) каменноугольный район (5.1УК) располагается в Карской впадине Пай-Хоя, которая фактически не относится к Предуральскому прогибу, хотя нередко и рассматривается в его составе. Поэтому нам представляется более правильным рассматривать Байдарацкий каменноугольный район как самостоятельную минерагеническую единицу вне Печорского бассейна. В районе выявлено два мелких прогнозируемых месторождения – Ерьягинское, Лиурьягинское и одно проявление – Табьюское. Все они приурочены здесь также к отложениям ранне-среднепермского возраста (табьюская и ерьягинская свиты); угли отличаются высоким метаморфизмом и относятся к полуантрацитам.

Новоземельско-Уральская минерагеническая провинция (В)

В пределах листа территориально совпадает с западной частью Полярного Урала, Пай-Хоем и о. Вайгач, относящимися к Западно-Уральской минерагенической мегазоне.

Западно-Уральская минерагеническая мегазона (В₁)

Западно-Уральская ММЗ подразделяется на две минерагенические зоны, соответствующие одноименным Бельско-Елецкой и Зилаиро-Лемвинской структурно-формационным зонам.

Бельско-Елецкая боксит-полиметаллическая минерагеническая зона (З.Рб, Сц, А1/С₃–С₃) генетически связана с отложениями мелководного шельфа. Ее минерагенический облик определяют стратиформные и стратифицированные рудные формации (стратиграфически снизу вверх): медистых песчаников в пестроцветной ордовикской терригенной формации (на листе не представлены), полиметаллического оруденения миргалимсайского типа в карбонатных отложениях среднего–верхнего ордовика–силура, карстовых позднеживетских бокситов латеритной формации (пашийский уровень), раннекаменноугольной флюорит-полиметаллической стратиформной формации.

В составе зоны на листе представлены *Югорско-Вайгачский флюоритоносный полиметаллический район* (3.1), охватывающий юго-западную часть Югорского полуострова и о. Вайгач; *Южнопайхойско-Верхнекарская полиметаллическая флюоритоносная зона* (3.2), охватывающая выходы елецких карбонатов верхнего девона–карбона на юго-восточном склоне Пай-Хоя, и *Карско-Нерусовейский бокситоносный район* (3.3), охватывающий между-речье Силоваяхи, Кары и среднее течение Кары.

Наиболее значимое полиметаллическое оруденение в пределах МЗ проявлено в пределах Югорско-Вайгачского флюоритоносного полиметаллического района, где выделяется *Лямчинский полиметаллический рудный узел* (3.1.1) со стратиформным свинцово-цинковым средним месторождением Раздельное.

Южнопайхойско-Верхнекарская полиметаллическая флюоритоносная зона характеризуется развитием как стратиформной флюоритовой минерализации, характерной для каменноугольных отложений, так и полиметаллически-флюоритовой жильной, которая наиболее значима и достигает промышленного уровня в районе малого флюоритового месторождения Буреданское.

Карско-Нерусовейский бокситоносный район потенциальный характеризуется бокситоносностью, связанной с предпашийским континентальным перерывом в конце живетского века. Наиболее значимые проявления латеритных бокситов приурочены к полям развития рифовых известняков живета Ирғизлинско-Карской подзоны и образуют Карский бокситовый рудный узел потенциальный (3.1.1). Промышленно значимых объектов в районе не установлено.

Минералогия **Зилаиро-Лемвинской золото-барит-марганцевой минералогической зоны** (4.Mn,ba,Au/С₃-P) на Пай-Хое и Полярном Урале определяется, в первую очередь, стратиформным полиметаллическим, баритовым, марганцевым (железо-марганцевым), фосфоритовым оруденением. Данная специализация является типовой для батиальных осадочных комплексов аваншельфа, континентального склона и подножия. С начальной рифтогенной стадией развития зоны связано колчеданное полиметаллическое оруденение *Талота-Байдарацкого марганец-полиметаллического рудного района* (4.2), пространственно приуроченного к Байдарацкому аллохтону. Основные рудные объекты района (месторождения и проявления филизчайского типа) находятся восточнее за пределами листа. На территорию собственно листа R-41 попадает только незначительная часть *Осовейско-Харапэшорского барит-марганец-цинковорудного узла потенциального* (4.2.1). Проявления и другие признаки рудной минерализации здесь не установлены.

Стратиформное фосфоритовое, урановое, баритовое и марганцевое оруденение характерно для силурийских, девонских и каменноугольных отложений Зилаиро-Лемвинской МЗ, сформировавшихся в стадию пассивной окраины (см. Карту закономерностей размещения...).

К центральной части Пай-Хоя приурочена *Осевая Пайхойская медно-барит-марганцевая рудоносная зона* (4.1), к Карско-Нярминскому паравтохтону – *Карско-Нярминская фосфорит-барит-марганцевая рудоносная зона* (4.3).

Стратиформное баритовое оруденение приурочено к двум уровням баритонакопления – ниже-среднедевонскому и нижекаменноугольному, максимума оно достигает в пределах *Каро-Силовского фосфорит-барит-марганцеворудного узла* (4.1.1). Бариты ниже-среднедевонского уровня локализируются в составе падейской свиты. Они имеют конкреционный характер; их скопления не достигают промышленных значений. Бариты нижекаменноугольного уровня приурочены к верхней части разреза карской свиты и образуют выдержанные пласты высококачественных баритов, прослеживающихся на десятки километров.

В Карско-Нярминской рудоносной зоне стратиформное марганцевое оруденение развито в пределах *Лядгейского потенциального фосфорит-*

марганцеворудного узла (4.3.1) и приурочено к фаменской части разреза няньворгинской свиты. Руды бедные карбонатно-силикатные.

В Осевой Пайхойской рудоносной зоне стратиформное марганцевое оруденение зафиксировано на трех уровнях: среднедевонском, верхнедевонском и нижнепермском. Максимум оно также достигает в пределах *Каро-Силовского фосфорит-барит-марганцеворудного узла*. Среднедевонский уровень представлен конкреционными горизонтами кутнагоритов, сидерородохрозитов в падейской свите. Оруденение рассредоточенное, не образует сколько-нибудь значимых промышленных скоплений.

Верхнедевонский уровень представлен выдержанными горизонтами силикатных, карбонатно-силикатных и силикатно-карбонатных, участками окисных марганцевых руд и марганцовистых пород в отложениях верхов громашорской и нижней части силоваяхинской свит. В целом содержания низкие (3–8% Mn), и лишь на отдельных участках установлены линзовидные пласты силикатно-карбонатных и карбонатных (кутнагоритовых и родохрозитовых) марганцевых руд с содержаниями 15–35% Mn, которые могут представлять интерес для дальнейшей оценки. Также до сих пор не выяснена позиция окисных руд. Они рассматриваются либо как эпигенетические гидротермальные, либо как гипергенные образования. Не исключено, что часть из них может иметь гидротермально-осадочный сингенетический характер.

Нижнепермский марганценосный уровень представлен конкреционными горизонтами родохрозитов в верхах карасиловской свиты. Хотя этот уровень и коррелируется с аналогичным рудоносным интервалом на о. Новая Земля, на Пай-Хое он не имеет практического значения.

Фосфоритовое оруденение представлено многочисленными проявлениями и пунктами минерализации осадочного типа фосфоритовой кремнисто-сланцевой формации, которые принадлежат к двум промышленным типам: микрозернистых и желваковых руд. Выделяются четыре основных фосфатноносных уровня: силурийский, связанный с черносланцевыми отложениями оюской свиты, и нижнекарбонный в силоваяхинской свите, среднекарбонный, приуроченный к черным сланцам и известняковым конглобрекциям в верхах воргашорской и в карасиловской свите, и нижнепермский – в верхах карасиловской свиты. Максимум фосфоритовое оруденение достигает в пределах *Каро-Силовского фосфорит-барит-марганцеворудного узла*. На всех уровнях оруденение представлено бедными рудами, не представляющими промышленного интереса.

Урановое стратиформное оруденение тесно связано с фосфоритовыми горизонтами в верхах карасиловской свиты и уверенно прослеживается на десятки километров. Из-за в целом низких содержаний урана и концентрации его, по всей видимости в фосфор-органических соединениях (минеральные формы не установлены), оценено отрицательно.

Особое место в Осевой Пайхойской рудоносной зоне занимает медно-никелевое оруденение *Центрально-Пайхойского медь-никелеворудного потенциального узла* (4.1.2), связанное с силлами габбро-долеритов хенгурского комплекса франского возраста. Их внедрение отражает эпоху рифтогенеза на части пассивной окраины.

Наиболее значимые проявления приурочены к дифференцированным силлам, в которых по вертикали наблюдается дифференциация сверху вниз от гранофилов и лейкодолеритов через меланократовое и оливин-содержащее габбро до биотит-оливинового габбро, пикритового габбро-норита, такситовых и контактовых долеритов. В наиболее протяженных дифференцированных интрузиях выявляется и продольная неоднородность, выражающаяся в различной степени дифференцированности, наличии или отсутствии наиболее кислых и наиболее основных, высокомагнезиальных разностей в разных сечениях интрузии. Именно к ним приурочены все известные сколько-нибудь значимые проявления медно-никелевых руд.

Центрально-Уральская минерагеническая мегазона (В₂)

Представляет собой совокупность выступов доуральских формационных комплексов (байкалит) в приосевой части Полярного Урала и на Пай-Хое, объединенных в единую ММЗ достаточно искусственно. Поэтому минерагенические различия между ними весьма существенны и являются основанием для выделения минерагенических зон.

В Полярно-Уральском секторе мегазоны выделяются Полярно-Уральская минерагеническая зона, на Пай-Хое и о. Вайгач – Вайгачско-Пайхойская минерагеническая зона. Несмотря на то что основная минерагеническая специализация данных зон обусловлена структурно-вещественными комплексам байкалит, сформированные рудные объекты испытали существенную переработку и перераспределение полезных компонентов во время каледоно-герцинского тектоногенеза, поэтому время завершения формирования зон принято пермским.

Полярно-Уральская медно-молибденово-золоторудная минерагеническая зона (2. Au, Mo, Cu/RF-P) охватывает выходы доуралитов на Полярном Урале и связана с островодужными вулканогенными формациями рифейско-вендского возраста. В пределах листа представлена частью Оченырдынского рудного района.

Оченырдынский золото-молибден-меднорудный район (2.1) отвечает выступу доуралитов на кряже Оченырда. На территории листа район представлен только своей малой частью. Здесь широко проявлены зоны пиритизации, колчеданно-полиметаллического золото-серебро-медно-цинкового и штокверкового золотого оруденения, в связи с чем выделяется *Борзовско-Очетинский полиметаллический золоторудный узел потенциальный* (2.1.1).

Вайгачско-Пайхойская полиметаллическая флюоритоносная минерагеническая зона (1. fl, Cu, Zn/RF-T) в пределах листа представлена *Югорским медно-флюоритоносным рудным районом* (1.1), охватывающим ядро Амдерминской антиклинали. Наибольшее значение здесь имеет Амдерминский флюоритоносный рудный узел (1.1.1), с одноименным крупным месторождением флюорита.

Особое место занимают на территории листа **Карский** (0.0.1) и **Усть-Карский** (0.0.2) **импактные алмазоносные узлы потенциальные**, связанные с одноименными астроблемами. В них широко проявлена алмазоносность практически во всех разновидностях импактитов и коптокластитов, а также в аллювии дренирующих их рек.

Западно-Сибирская минерагеническая (нефтегазоносная) провинция (Г)

Территория листа охватывает только южную часть Карского шельфа, относящегося к Западно-Сибирской НГП, в пределах которой выделяются две нефтегазоносные области (НГО) – Северо-Ямальская и Ямальская и одна перспективная нефтегазоносная область (ПНГО) – Западно-Карская (см. Карту прогноза нефтегазоносности).

Нефтегазоносные комплексы

По данным сейсморазведки, проведенной ОАО «МАГЭ» и СМНГ, и по результатам бурения скважин на сопредельных территориях Западно-Сибирской НГП в пределах Южно-Карской части листа выделяются нефтегазоносные комплексы (НГК): верхнемеловой, альб-сеноманский, готерив-аптский, берриас-нижнеготеривский, верхнеюрский, ниже-среднеюрский и триасовый. В пределах листа R-41 отложения отдельных НГК последовательно уменьшаются в мощностях в южном и юго-западном направлениях и выклиниваются в пределах Припайхойско-Приновоземельской моноклизы.

В качестве возможно нефтегазоносных отложений рассматриваются отложения верхнего мела, которые можно выделить в отдельный возможно нефтегазоносный комплекс (ВНГК).

Верхнемеловой ВНГК включает большую часть кампанского яруса (верхняя подсвита березовской свиты) и маастрихтский ярус (ганькинская свита) и сложен терригенными породами. Его мощность изменяется от 800 до 250 м.

Нефтегазоносность комплекса на сопредельных территориях п-ова Ямал и в акваториальной части (месторождения Ленинградское, Русановское и др.) не установлена. По аналогии с уже исследованными разрезами, можно выделить две коллекторские толщи. Одна из них выделяется в кампанском ярусе, вторая – в отложениях маастрихтского яруса. Обе коллекторские толщи сложены алевrolитами с прослоями и пластами песчаников. Предполагаемая пористость песчаников – 30–40%, проницаемость не ниже 1 мД. Покрышкой для нижней коллекторской толщи может служить пачка глинистых пород, которая выделяется в прикровельной части кампанского яруса, мощностью примерно 40–50 м. Мощность покрышки, учитывая ее преимущественно монтмориллонитовый состав, достаточна для реализации экранирующих свойств. Покрышкой для верхней коллекторской толщи могут служить алевритовые и алевритистые глины палеоцена (тибейсалинская и серовская свиты) примерной мощностью 50–100 м. Локальный или региональный характер распространения изолирующих толщ предугадать трудно, но возможно их опесчанивание в пределах Пайхойско-Новоземельской моноклинали. В структуре фазового состояния УВ в залежах, если благоприятные условия для их формирования в какой-то части листа все же возникли, предполагается доминирование свободного газа.

Альб-сеноманский НГК включает отложения от верхней части среднего альба (марресалинская свита) до низов кампанского яруса (нижняя часть верхней подсвиты березовской свиты). Предполагаемая мощность изменяется от 1000 м в северной части листа до 200 м в южном направлении. Песчаные пласты-коллекторы выделены в разрезах скважин материковой части (площади Бованенковская, Харасавей и др.) и акваториальной части (месторождения Ленинградское, Русановское и др.). Сосредоточены они в интервале от среднего альба до сеномана включительно и маркируются в акваториальной части как С, АС₁, АС₂ и т. д. Их количество и мощность закономерно убывают в южном направлении и в пределах листа R-41 не превысят трех-четырёх пластов с предполагаемой мощностью 10–30 м каждый. Коллекторы (по результатам изучения пород на соседних площадях) представлены слабо сцементированными алевролитами и песчаниками полимиктового состава с открытой пористостью 25–28% и проницаемостью менее 1 мД. Их промышленная газоносность установлена в акваториальной части на Ленинградском месторождении, где газонасыщенная мощность коллектора достигает 110 м.

В материковой части пласты-коллекторы обладают промышленной газоносностью на Малыгинском месторождении (маркируются как ПК и ХМ). Здесь их суммарная газонасыщенная мощность достигает 20 м. Покрышкой для альб-сеноманской коллекторской толщи служит кремнисто-глинистая толща туронского–нижнекампанского возраста. Изолирующая толща (по аналогии с соседними площадями) будет иметь двучленное строение. Нижняя часть сложена глинами преимущественно монтмориллонитового состава, что обуславливает надежность ее экранирующих свойств. Верхняя сложена глинисто-кремнистыми породами, которые также являются надежным флюидоупором, если не подвергались тектоническим процессам, способствующим формированию внутри кремнистой толщи разветвленной сети микротрещин, снижая тем самым надежность ее изолирующих свойств. В структуре фазового состояния УВ в ловушках комплекса предполагается доминирование свободного газа.

Готерив-аптский НГК включает отложения от верхней части нижнего готерива до нижней части среднего альба (танопчинская и яронгская свиты). Мощность комплекса изменяется от 1000–1100 м в северной части листа до 300–450 м – в южной. Коллекторская толща выделяется в объеме танопчинской свиты и сложена чередованием песчаников, алевролитов и глин. В разрезах скважин Ленинградская-1, Русановская-1 и Харасавей-1 в составе отложений танопчинской свиты присутствуют прослои углей и углефицированных пород. Не исключено их присутствие и в пределах листа R-41.

Песчаные пласты-коллекторы сложены алевритовыми мелкозернистыми песчаниками, тонкослоистыми, известковистыми, с открытой пористостью – 18–25% и проницаемостью от 0,5 до 30 мД. В акватории Карского моря пласты-коллекторы маркируются как А₁–А₇. Газоносность коллекторской толщи установлена на ряде соседних площадей. На Ленинградском месторождении вскрыт один газоносный пласт мощностью 10 м, на Русановском месторождении суммарная газонасыщенная

мощность коллекторской толщи составляет 160 м, а в материковой части на Малыгинском месторождении – 155 м. Залежи баррем-аптского НГК – газоконденсатные. Региональной покрывкой служит преимущественно глинистая толща яронгской свиты. Глины яронгской свиты имеют монтмориллонитовый состав и обладают высокими экранирующими свойствами. В структуре фазового состояния УВ в ловушках комплекса предполагается доминирование свободного газа, хотя возможно присутствие небольшой части конденсата и нефти.

Берриас-нижнеготеривский НГК включает отложения от верхнего берриасса до нижней части нижнего готерива (ахская свита). Мощность комплекса изменяется от 900–1000 м в пределах Пухучанско-Белоостровской зоны прогибов до 300–400 м в районе Припайхойской моноклинали. Комплекс характеризуется клиноформным строением. Состав пород, слагающих комплекс, преимущественно глинистый с редкими пластами мелкозернистых песчаников и алевролитов, как правило, полимиктового состава, сформированных в склоновой части шельфа. Клиноформные комплексы представляют собой осадочные тела, образованные отложениями систем подводных конусов выноса глинистого и терригенного материала. Отличительной чертой конусов выноса является их сложное строение, обусловленное линзовидным залеганием пластов-коллекторов, их изменчивой мощностью, сильными колебаниями значений пористости и частым переслаиванием с глинистым материалом. Поэтому практически во всех клиноформных образованиях разделить коллекторскую толщу и покрывку не представляется возможным. Строение таких толщ изучается по нестандартным методикам, задачей которых является выделение в пределах клиноформы ее апроксимальной (центральной) части, являющейся коллектором, и дистальной части, обрамляющей апроксимальную часть клиноформы и сложенной преимущественно глинистым материалом. Наиболее перспективными на предмет поиска литологических ловушек являются клиноформные комплексы трансгрессивного направления. Дистальная часть выше лежащей клиноформы является в них, как правило, покрывкой для апроксимальной части нижележащей клиноформы. Именно такой клиноформный комплекс выявлен сейсморазведкой в берриас-нижнеготеривском НГК на территории листа R-41.

Пористость песчаников и алевролитов в клиноформных комплексах довольно низкая и редко превышает 10–12%. Проницаемость ниже 0,01 мД. И тем не менее, в аналогичных комплексах материковой части Западной Сибири открыто не одно нефтяное месторождение. В структуре фазового состояния УВ в ловушках комплекса предполагается доминирование нефтяной составляющей. Возможно формирование залежей нефти с газовыми шапками, залежей нефти с растворенным газом, а также смешанных газонефтяных или газоконденсатных залежей с нефтяными оторочками.

Верхнеюрский НГК включает отложения от нижней части нижнего берриасса до верхней части нижнего келловоя (баженовская и абалакская свиты). Мощность комплекса довольно выдержана по площади и изменяется от 75–100 до 200 м.

Баженовская свита сложена почти черными битуминозными глинами с довольно высоким содержанием в составе породы кремнистого вещества. Высокое содержание кремнезема обуславливает двойственный характер свиты: и как коллектора, и как покрывки. Породы с высоким содержанием кремнезема обладают повышенной хрупкостью и в зонах напряжений формируют широко развитую макро- и микротрещиноватость, т. е. формируют коллектор трещинного типа. Трещинная пористость таких коллекторов обычно достигает 10–15%, проницаемость – нескольких десятков мД. Глинистая составляющая баженовской свиты представлена в основном монтмориллонитом, и поэтому в зонах отсутствия разломов свита может выступать как покрывка для нижележащих коллекторских толщ. Учитывая особенности строения баженовской свиты в материковой части Западной Сибири, можно предполагать развитие в отдельных зонах (с наименьшими палеоглубинами) карбонатов (известняков и, в меньшей степени, доломитов) водорослевого генезиса, среди которых возможно формирование вторично-порового коллектора за счет процессов выщелачивания. Вторичная пористость коллектора не зависит от глубины залегания и может быть довольно высокой. Отложения баженовской свиты обладают довольно высоким генерационным потенциалом.

Абалакская свита сложена преимущественно глинами с кальцитовыми конкрециями в нижней части, свидетельствующими о шельфовом типе седиментации. Выявленные в верхнеюрском НГК литологические ловушки, связанные с глинизацией коллектора, принадлежат к отложениям нижнего келловоя и являются шельфовыми формированиями. Коллекторские свойства алевролитов, а возможно и мелкозернистых песчаников, слагающих коллектор в таких ловушках, будут невысокими за счет большой примеси глинистого материала. Второй тип ловушек клиноформного типа, выявленный в верхнеюрском НГК, возможно, имеет ту же природу. Отложения свиты в основном будут служить покрывкой для коллекторских толщ нижележащего НГК. В структуре фазового состояния УВ в ловушках комплекса предполагается доминирование нефтяной составляющей.

Нижне-среднеюрский НГК. В акватории Карского моря комплекс бурением не вскрыт. Выделен по результатам сейсморазведочных работ и включает отложения от нижней части нижнего келловоя до границы с триасом. Мощность комплекса изменяется от 1000 м в пределах Пухучанско-Белоостровской зоны прогибов до полного выклинивания в пределах Западно-Обручевского прогиба и Припайхойской моноклинали. В соседних районах (п-ов Ямал) по данным скважин в отложениях средней юры выделяются малышевская, леонтьевская, вымская свиты, в отложениях нижней юры – лайдинская, джангодская и левинская свиты. Комплекс сложен ритмичным чередованием средне- и мелкозернистых песчаников, иногда с карбонатным цементом, алевролитов и аргиллитов. Песчаники и алевролиты полимиктового состава.

В составе нижне-среднеюрского НГК можно предположить присутствие нескольких пачек песчаников и алевролитов с удовлетворительными коллекторскими свойствами.

В составе *малышевской свиты* выделяется пачка мелкозернистых песчаников и алевролитов с прослоями аргиллитов и углистых пород. Характерной особенностью этой пачки является развитие карбонатного цемента в песчаниках и алевролитах, что создает предпосылки для развития вторично-порового коллектора, сформированного за счет выщелачивания карбонатов. Пористость такого коллектора может быть довольно высокой. Покрышкой для коллектора малышевской свиты могут служить глинистые отложения абалакской свиты.

В составе *вымской свиты* выделяется пачка, сложенная мелко- и среднезернистыми песчаниками с подчиненными прослоями алевролитов, аргиллитов и углей. Учитывая глубину погружения свиты, пористость коллектора вряд ли превысит 5–10%, проницаемость составит доли мД. Покрышкой для коллекторской толщи вымской свиты может служить аргиллитовая толща *леонтьевской свиты*.

Песчаные пласты-коллекторы средней юры вскрыты на Малыгинском месторождении п-ова Ямал, имеют маркировку Ю1-5 и содержат газоконденсатные залежи.

В составе *джангодской свиты* выделяются две коллекторские толщи. Первая выделяется в объеме *верхней подсвиты джангодской свиты* и сложена средне- и крупнозернистыми песчаниками и крупнозернистыми алевролитами, переслаивающимися с пластами аргиллитов. Учитывая глубину залегания пород, пористость коллектора вряд ли будет превышать 10%. Покрышкой для коллекторской толщи верхней подсвиты могут служить аргиллиты *лайдинской свиты*. Вторая коллекторская толща может быть выделена в отложениях *нижней подсвиты джангодской свиты* и представлена чередованием средне- и крупнозернистых песчаников, алевролитов и аргиллитов с редкими прослоями гравелитов и конгломератов. Пористость и фильтрационные свойства пород, скорее всего, будут достаточно низкими. Покрышкой для этой коллекторской толщи могут служить черные битуминозные аргиллиты *средней подсвиты джангодской свиты*. Они же могут быть толщей, генерирующей УВ.

Песчаные пласты-коллекторы нижней юры, вскрытые на Малыгинском месторождении п-ова Ямал, имеют маркировку Ю6-7 и т. д. и содержат газоконденсатные залежи.

В структуре фазового состояния УВ в ловушках комплекса предполагается доминирование газовой, конденсатной и в меньшей степени нефтяной составляющей.

Триасовый НГК бурением не вскрыт и выделяется только по сейсмическим данным. Отложения комплекса распространены в пределах Пухучанско-Белоостровской зоны прогибов, в северной части Южно-Ямальской моноклизы и частично – в пределах Шараповской ступени и Обручевского гемивала.

В пределах Пухучанско-Белоостровской зоны прогибов триасовые отложения имеют мощность до 4500–4800 м. По аналогии с разрезами материковых районов, нижнетриасовая часть может быть представлена вулканогенно-осадочной толщей. Судить о ее коллекторском потенциале сложно. Кроме того, значительная глубина погружения толщи (более

7000 м), распространение в основном в депрессиях фундамента не делает ее первоочередным объектом для поисков УВ. Средне-верхнетриасовые отложения, представленные аналогами тампейской серии, имеют мощность 1000–1500 м.

В направлении Обручевского гемивала, Шараповской ступени и Южно-Ямальской моноклизы происходит постепенное выклинивание отложений комплекса в основном за счет нижних частей разреза. Глубина погружения пород среднего и верхнего триаса в этих зонах порядка 4000–5000 м, мощность изменяется от 0 до 500 м. По аналогии с материковыми разрезами (отложения вскрыты в пределах Енисей-Хатангского прогиба) может быть представлен песчано-глинистыми образованиями. Песчаные образования могут служить коллекторами, но их емкостные свойства, учитывая глубину погружения комплекса, будут низкими. В структуре фазового состояния УВ в ловушках комплекса предполагается доминирование газовой и в меньшей степени нефтяной составляющей.

Нефтегазоматеринские толщи

В разрезе осадочного чехла можно выделить ряд нефтегазоматеринских толщ (НГМТ). Основные НГМТ – это отложения баженовской свиты позднеюрского–раннеберриасского возраста и отложения среднеджангодской подсвиты раннеюрского возраста.

Баженовская свита на сопредельных территориях характеризуется высоким содержанием органического вещества (5–20%), в составе которого преобладает сапропелевая составляющая [48, 138, 44]. На большей части территории листа отложения баженовской свиты погружены на глубины 3000–4000 м, располагаются в зоне, характеризующейся стадиями катагенеза МК₃–МК₄, и отвечают глубинной зоне интенсивного газообразования. Только в пределах южных частей Западно-Обручевского прогиба, Обручевского гемивала, Шараповской ступени и на большей части Южно-Ямальской моноклизы породы погружены на глубины 2000–3000 м и находятся в зоне «нефтяного окна». Отложения баженовской свиты в пределах Припайхойско-Приновоземельской моноклизы не прошли зону «нефтяного окна» (градация катагенеза МК₁–МК₂), но структурный подъем территории на юг–юго-запад обеспечивает развитие процессов латеральной миграции УВ и заполнение ловушек при благоприятных условиях.

Содержание $C_{орг}$ в отложениях *среднеджангодской подсвиты* не превышает 1,9% [119]. Тип органического вещества – сапропелевый [229]. На большей части территории отложения подсвиты залегают на глубинах от 3000 до 7000 м (градация катагенеза МК₃–МК₄; МК₄–МК₅ и АК) и находятся в зоне интенсивного газообразования.

Повышенным содержанием ОВ гумусового и сапропелево-гумусового состава ($C_{орг}$ 1–4,8%) характеризуются *аптские угленосные отложения*, находящиеся в верхнекатагенной зоне интенсивного газообразования [229].

Высоким содержанием ОВ характеризуются *туронские глины* ($C_{орг}$ – до 6,73%), но степень преобразованности в них ОВ невысока и достигает стадии ПК₃ [229].

Нефтегазогеологическое районирование проведено на основе структурно-тектонического районирования и с учетом литолого-фациальных и геохимических характеристик разреза осадочного чехла (см. Карту прогноза нефтегазоносности).

Северо-Ямальская НГО в структурном отношении соответствует двум тектоническим элементам I порядка: Пухучанско-Белоостровской зоне прогибов и Русановско-Скуратовской зоне поднятий. В пределы листа попадают только ее южная и западная части. В составе НГО выделяются два нефтегазоносных района: Ленинградский нефтегазоносный район (НГР) и Пухучанский перспективный нефтегазоносный район (ПНГР).

Ленинградский НГР в структурно-тектоническом отношении соответствует Русановско-Скуратовской зоне поднятий. Глубина залегания фундамента по сейсмическим данным 5–7 км. В разрезе осадочного чехла выделяются все нефтегазоносные комплексы. Перспективы НГР можно связывать с единственной оконтуренной структурной ловушкой б/н 8. Из нефтегазоносных комплексов достижимы для бурения практически все, но более перспективными следует считать альб-сеноманский НГК и готерив-аптский НГК. Их газоносность доказана на прилегающей к листу территории (Ленинградское, Русановское месторождения). Перспективы остальных комплексов несколько ниже. Плотность ресурсов в пределах НГР составляет 50–100 тыс. т/км². Прогнозные ресурсы (категория D₁) составляют 1,6 млн т у. т., из которых на газ приходится 1,44 млрд м³.

Пухучанский ПНГР в тектоническом отношении соответствует Пухучанско-Белоостровской зоне прогибов. Глубина залегания фундамента в большей части ПНГР превышает 7 км. В разрезе осадочного чехла выделяются все нефтегазоносные комплексы, но отложения триасового НГК, кроме бортовых частей прогибов, практически недоступны для бурения, поскольку залегают на глубинах 6–7 км. Перспективы нефтегазоносности Пухучанского ПНГР связаны в первую очередь с выделенными по результатам сейсмических работ структурными ловушками. Формирование залежей в пределах структур возможно во всех НГК, но наиболее перспективны альб-сеноманский и готерив-аптский НГК. С берриас-нижнеготеривским НГК следует связывать также формирование неструктурных ловушек в верхнеберриас-нижнеготеривском клиноформном комплексе. Плотность ресурсов в пределах ПНГР составляет 50–100 тыс. т/км². Прогнозные ресурсы (категория D₁) достигают 60,82 млн т у. т., из которых газ составляет 51,67 млрд м³.

Ямальская НГО в структурно-тектоническом плане соответствует Южно-Ямальской моноклизе. Большая часть НГО находится за пределами территории листа R-41. В пределах НГО нефтегазоносных районов не выделено. На ее территории за пределами листа открыты газовые, газоконденсатные и газонефтяные месторождения. В связи с этим перспективы НГО достаточно высокие и связаны как со структурными, так и с неструктурными ловушками. По результатам сейсмических работ выявлены Шкиперская и Крузенштерновская структуры, выраженные по отложениям всех НГК.

Формирование залежей возможно во всех НГК, но наиболее перспективными являются альб-сеноманский и готерив-аптский. Формирование неструктурных ловушек возможно в зоне выклинивания триасового НГК и отдельных пластов-коллекторов в ниже-среднеюрском НГК. В верхнеюрском НГК возможно формирование неструктурных ловушек УВ в келловей-нижнеберриасском клиноформном комплексе. Плотность ресурсов в пределах НГО изменяется от 50 до 100 тыс. т/км². Прогнозные ресурсы НГО (категория D₁) составляют 26,25 млн т у. т., из них на газ приходится 23,63 млрд м³.

Западно-Карская ПНГО в структурном отношении соответствует двум структурно-тектоническим элементам: Припайхойско-Приновоземельской моноклизе и Южно-Карской синеклизе. Включает несколько перспективных нефтегазоносных районов: Приновоземельский ПНГР, Мининский ПНГР, Обручевский ПНГР и Шаратовский ПНГР. Занимает большую часть территории в акваториальной части листа. Все выделенные в ее пределах нефтегазоносные комплексы залегают на глубинах, доступных для бурения.

Обручевский ПНГР в структурно-тектоническом отношении соответствует Обручевскому гемивалу, который осложнен рядом крупных и мелких структур III порядка, выявленных в результате проведения сейсмических работ. Перспективы ПНГР высокие и связаны как со структурными, так и неструктурными ловушками. В северной и центральной частях ПНГР формирование неструктурных ловушек можно связывать с выклиниванием коллекторских толщ триасового НГК. В южной части формирование неструктурных ловушек возможно в зоне выклинивания пластов-коллекторов ниже-среднеюрского НГК. В северной части ПНГР в разрезах Обручевской и Амдерминской структур присутствуют все выделенные НГК, в которых возможно формирование залежей УВ. На остальной части в разрезах структур отсутствует триасовый комплекс и постепенно выклинивается ниже-среднеюрский. В пределах Обручевского ПНГР возможно также формирование стратиграфических ловушек в зонах выклинивания базальных горизонтов юры. Плотность ресурсов в пределах ПНГР составляет 200–300 тыс. т/км². Прогнозные ресурсы (категория D₁) достигают 610 млн т у. т., из них газ составляет 439,58 млрд м³.

Шаратовский ПНГР в структурно-тектоническом плане соответствует Шаратовской ступени. По результатам сейсмических работ выделен ряд структур III порядка. Перспективы ПНГР довольно высокие и связаны как со структурными, так и неструктурными ловушками. В северной части ПНГР наблюдается выклинивание триасового нефтегазоносного комплекса и выделяется довольно протяженная зона возможного формирования неструктурных ловушек, связанных с выклиниванием пластов-коллекторов. В южной части ПНГР выделяется зона выклинивания ниже-среднеюрского НГК, которая также благоприятна для формирования ловушек УВ в зоне выклинивания коллектора. Менее заметную роль в пределах ПНГР играют зоны возможного формирования ловушек, связанных с выклиниванием базальных горизонтов юры. Плотность ресурсов в пределах ПНГР изменяется от 100 до 200 тыс. т/км². Прогнозные ресурсы (категория D₁),

связанные со структурными ловушками, составляют 113,83 млн т у. т., из них газ составляет 102,45 млрд м³.

Мининский ПНГР в структурном плане расположен в пределах Западно-Обручевского прогиба и юго-восточного окончания гемивала Минина. По результатам сейсмических работ выделен ряд мелких структур, перспективы которых не вызывают особого интереса. Их ресурсы в совокупности не превышают 11 млн т у. т. Основные перспективы ПНГР следует связывать с неструктурными ловушками берриас-нижнеготеривского НГК, выделенными в верхнеберриасском–нижнеготеривском клиноформном комплексе, и неструктурными ловушками верхнеюрского НГК, выделенными в келловейско-нижнеберриасском клиноформном комплексе. Довольно большую часть прогнозных ресурсов составляют также зоны, в которых возможно формирование ловушек, связанных с выклиниванием базальных горизонтов юры. Ресурсы в пределах ПНГР распределены неравномерно. На большей части территории листа в пределах Западно-Обручевского прогиба они изменяются от 50 до 100 тыс. т/км². В пределах гемивала Минина плотность ресурсов возрастает до 100–200 тыс. т/км². Прогнозные ресурсы (категория D₁) Мининского ПНГР составляют 720 млн т у. т., из них газ – 648 млрд м³.

Приновоземельский ПНГР в структурном отношении расположен в пределах Припайхойско-Приновоземельской моноклизы и охватывает Припайхойскую моноклинал и восточную часть Приновоземельской моноклинали. По результатам сейсмических работ выделена одна Южно-Шараповская структурная ловушка в северной части ПНГР. В разрезе структуры отсутствует триасовый НГК, выклиниваются отложения ниже-среднеюрского НГК и верхнемелового ВНГК, а остальные комплексы присутствуют в полном объеме. Основные перспективы нефтегазоносности связаны с неструктурными ловушками, формирование которых возможно в зонах выклинивания коллекторов ниже-среднеюрского, верхнеюрского и берриас-нижнеготеривского НГК. Небольшая доля ресурсов принадлежит также зонам, в которых возможно формирование ловушек, связанных с выклиниванием базальных горизонтов юры. Плотность ресурсов в пределах НГК изменяется от 30 до 50 тыс. т/км². Снижение плотности ресурсов связано с ухудшением качества коллекторов и флюидоупоров. Прогнозные ресурсы (категория D₁) Приновоземельского ПНГР составляют 440 млн т у. т., из них газовые 396 млрд м³.

ПРОГНОЗНАЯ ОЦЕНКА ТЕРРИТОРИИ ЛИСТА

Несмотря на обилие проявлений и пунктов минерализации на Пай-Хое и Полярном Урале, перспективность территории листа R-41 может быть позиционирована в той или иной степени только в отношении сравнительно небольшого круга полезных ископаемых: нефти и газа, каменного угля, марганца, медно-никелевых руд, золота, баритов и флюорита. Это объясняется преобладанием преимущественно осадочных формаций, сформированных на пассивной окраине Восточно-Европейского континента и, соответственно, осадочного и стратиформного характера большинства

полезных ископаемых, за исключением золота и медно-никелевых руд. Основные закономерности размещения полезных ископаемых в пределах листа R-41 отражены на Карте полезных ископаемых, Карте закономерностей размещения и прогноза полезных ископаемых и Карте прогноза нефтегазоносности.

Нефть и газ. Территория листа на юго-востоке частично входит в состав Варандей-Адзвинской и Северо-Предуральской НГО Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции. Северо-западная шельфовая часть листа относится к Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции.

Варандей-Адзвинская НГО представлена своим Верхне-Адзвинским НГР. Здесь выявлено четыре нефтяных месторождения: Сарембойское, Северо-Сарембойское, Западно-Леккейгинское и Усть-Талотинское. Район детально изучен современными геофизическими методами, все потенциальные структуры выявлены, большая их часть заверена бурением. Поэтому ожидать существенного прироста ресурсов нефти на территории района маловероятно. Определенный прирост может быть получен исключительно за счет глубоких горизонтов силура.

Северо-Предуральская НГО представлена Коротайхинским НГР, приуроченным к Коротайхинской впадине Предуральского краевого прогиба. Он недостаточно изучен, и его оценки являются противоречивыми. Большинство пробуренных параметрических скважин на выявленных структурах не дали притока ни нефти, ни газа; часть скважин остановлена по техническим причинам. Основные нефтегазоносные комплексы Тимано-Печорской провинции находятся здесь на значительной глубине, превышающей в центральной части впадины 7,5 км, что заведомо исключает возможность сохранения нефтяных месторождений. По аналогии с более изученной Косью-Роговской впадиной, основные ресурсы углеводородов должны быть связаны с газом.

Проведенный в результате работ (в том числе полевых) по составлению ГК-1000/3 листа R-41 анализ распределения фаций палеозойских отложений показал, что представления о значительном распространении шельфовых (елецких) фаций в поднадвиговой зоне Пайхойского аллохтона ошибочны. Смена фации проходит практически по линии Главного Пайхойского надвига или даже юго-западнее его. Это значит, что нет оснований для прогнозирования ресурсов углеводородов, связанных с традиционными нефтегазоносными комплексами Тимано-Печорской провинции, в поднадвиговой зоне и тем более в Карской впадине. Вторым отрицательным фактором припайхойских структур является отсутствие в разрезах силура-карбона, вследствие преобладания карбонатных рифогенных разрезов, глинистых и сульфатных покрышек. Практически единственной реальной покрышкой, как и в Косью-Роговской впадине, является мергелистый горизонт в основании перми.

Последняя оценка [283] неразведанных прогнозных ресурсов (категория D₂) Коротайхинского НГР составляет 383,7 млн т у. т., в т. ч. нефть и попутный газ – 48,9 млн т у. т., газ и газоконденсат – 334,8 млн т у. т.

Западно-Сибирская НГП. По Южно-Карской части территории листа R-41 геологические начальные суммарные ресурсы (НСР)

УВ оцениваются в 3823,99 млн т у. т., извлекаемые НСР составляют 3575,39 млн т у. т.

По фазовому состоянию резко преобладает свободный газ, на долю которого приходится 90% (3441,45 млн т у. т.) извлекаемых ресурсов УВ. Доля нефти в извлекаемых ресурсах значительно ниже и составляет около 10% (133,84 млн т у. т.), доля газоконденсата не превышает 0,05% (0,01 млн т у. т.).

По распределению начальных суммарных ресурсов углеводородов значимость перспективных комплексов, выделяемых в осадочном чехле, убывает в следующем порядке: альб-сеноманский, готерив-аптский, берриас-нижнеготеривский, ниже-среднеюрский, верхнеюрский, триасовый и верхнемеловой. Начальные суммарные ресурсы нефти приурочены в основном к готерив-аптскому и берриас-нижнеготеривскому ПК.

По площади листа R-41 плотности прогнозных ресурсов распределены неравномерно. Наиболее высокими плотностями (более 200 тыс. т/км²) характеризуется район Обручевского вала. В его пределах содержится 45% от всех прогнозных ресурсов листа. Наименьшими плотностями (30–50 тыс. т/км²) характеризуется район Пайхойской моноклинали.

Основываясь на результатах поисково-разведочных работ на шельфе в пределах листа S-41–43 – с одной стороны, а также в Западной Сибири – с другой, можно ожидать открытия газовых месторождений в первую очередь в пределах структурных ловушек Обручевского вала. Не исключено обнаружение нефтяных либо смешанных газоконденсатных с нефтяными оторочками залежей (по аналогии с Западной Сибирью) в клиноформных комплексах берриаса и нижнего готерива Мининского и Пухучанского ПНГР.

Наиболее низкие перспективы комплекса – в пределах Пайхойско-Новоземельского ПНГР. Объясняется это отсутствием структур (кроме Южно-Шараповской), значительным уменьшением мощностей, возможным опесчаниванием покрывки и выходами альб-сеноманских отложений на поверхность.

Прогнозные ресурсы по Южно-Карской части листа приведены в табл. 7–9.

Каменный уголь. На территории листа находится северная наиболее слабо изученная часть территории Печорского угольного бассейна. Выделяются три района: Паэмбойско-Хальмерьюский, Коротаихинский и отдельно расположенный Байдарацкий (Карский).

В 2002 г. на основании Приказа МПР РФ № 90 от 24.02.2002 г. «Об оценке, апробации и учете прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых по состоянию на 1 января 2003 г. и в последующие годы» выполнен пересчет ресурсов углей Печорского бассейна. Эта оценка является последней, и к настоящему времени оснований для ее пересмотра нет. Сведения о прогнозных ресурсах, по месторождениям и площадям приведены в табл. 10.

Черные металлы. Марганец. Проявления марганцевых руд на территории листа относятся к трем стратиграфическим уровням: верхнедевонскому, нижнепермскому и олигоценному (коры выветривания).

Таблица 7

Подсчет НСР углеводородов Западно-Сибирской НГП в пределах листа R-41 (сводная таблица)

Структуры	Нефть, млн т у. т.		Свободный газ, млрд м ³		Растворенный газ, млрд м ³		Конденсат		ВСЕГО НСР по R-41, млн т у. т.	
	Геол.	Извл.	Геол.	Извл.	Геол.	Извл.	Геол.	Извл.	Геол.	Извл.
Обручевский ПНГР, S = 6,99 тыс. км ²	139,80	48,93	1258,20	1258,20	0,00	0,00	0,00	0,00	1398,00	1307,13
Шараповский ПНГР, S = 6,61 тыс. км ²	66,1	23,14	594,9	594,9	0,00	0,00	0,00	0,00	661,00	618,04
Мининский ПНГР, S = 14,75 тыс. км ²	75,05	26,27	675,45	675,45	0,00	0,00	0,07	0,05	750,5	701,71
Пухучанский ПНГР, S = 5,09 тыс. км ²	25,45	8,91	229,05	229,05	0,00	0,00	0,02	0,01	254,5	238,00
Ленинградский НГР, S = 0,42 тыс. км ²	2,10	0,73	18,90	18,90	0,00	0,00	0,00	0,00	21,00	19,63
Приновоземельский ПНГР, S = 21,23 тыс. км ²	63,68	22,29	573,16	573,16	0,00	0,00	0,06	0,04	636,9	595,48
Ямальская НГО, S = 2,04 тыс. км ²	10,20	3,57	91,79	91,79	0,00	0,00	0,01	0,00	102,00	95,37
Всего НСР по R-41, млн т у. т.	382,38	133,84	3441,45	3441,45	0,00	0,00	0,16	0,10	3823,99	3575,39
Текущий НСР, млн т у. т.	467,81									

Подсчет прогнозных ресурсов углеводородов категории D₁ по структурным ловушкам отдельных ПНГР, НГР и НГО в пределах листа R-41 (сводная таблица)

НГП, ПНГО	ПНГР	Структуры	Площадь, тыс. км ²	Удельная плотность прогнозных ресурсов, тыс. т у. т./км ²	Прогнозные ресурсы D ₁ , млн т у. т.
Западно-Сибирская НГП, Западно-Карская ПНГО	Приновоземельский ПНГР	Южно-Шараповская	0,12	50	6
		Всего			6
	Мининский ПНГР	Б/н 1	0,013	70	0,91
		Б/н 2	0,019	80	1,52
		Б/н 3	0,05	75	3,75
		Б/н 4	0,055	85	4,68
		Всего			10,86
	Обручевский ПНГР	Обручевская	0,25	280	70
		Амдерминская	0,37	280	103,6
		Южно-Амдерминская	0,066	250	16,5
		Западно-Шараповская	0,905	300	271,5
		Б/н 5	0,02	270	5,4
		Б/н 6	0,031	250	7,75
		Б/н 7	0,049	280	13,72
		Всего			448,47
	Шараповский ПНГР	Шараповская	0,195	200	39
		Северо-Шараповская	0,194	180	34,92
		Б/н 9	0,043	120	5,16
		Б/н 10	0,016	150	2,4
		Б/н 11	0,016	150	2,4
		Б/н 12	0,14	170	23,8
		Б/н 13	0,041	150	6,15
		Всего			113,83

Западно-Сибирская НГП, Северо-Ямальская НГО	Пухучанский ПНГР	Аквармаринская	0,159	100	15,9
		Северо-Аквармаринская	0,075	80	6
		Западно-Аквармаринская	0,185	100	18,5
		Северо-Харасавэйская	0,18	85	15,3
		Б/н 14	0,007	55	0,39
		Б/н 15	0,024	55	1,32
		Б/н 16	0,063	55	3,41
		Всего			60,82
	Ленинградский НГР	Б/н 8	0,135	80	1,6
		Всего			1,6
Западно-Сибирская НГП, Ямальская НГО		Шкиперская	0,135	100	13,5
		Крузенштернская	0,061	100	6,1
		Всего			19,6
Всего по Западно-Сибирской НГП (лист R-41)					661,18

Ресурсы углей Печорского бассейна по территории листа R-41 (Состояние ресурсов на 1 января 2003 г)

Номер на КПИ	Месторождение, площадь	Марка	Кондиционные ресурсы, млн т				Некондиционные ресурсы, млн т				Всего
			P ₁	P ₂	P ₃	Всего	P ₁	P ₂	P ₃	Всего	
Паэмбойско-Хальмерьюский угленосный район											
VI-5-35	Хальмерьюское*	Всего	366	688	49	1103	228	242	83	553	1656
		К	44	152		196	56	34		90	286
		ОС	225	430	37	692	152	170	70	392	1084
		ТС	97	106	12	215	20	38	13	71	286
VI-5-34	Паэмбойское	Всего		2557		2557		2694		2694	5251
		Ж		2417		2417		1460		1460	3877
		К		140		140		1234		1234	1374
	ПАЭМБОЙСКО-ХАЛЬМЕРЬЮСКИЙ УГЛЕНОСНЫЙ РАЙОН (Республика Коми)	Всего	366	3245	49	3660	228	2936	83	5265	8925
		Ж		2417		2417		1460		2220	4637
		К	44	292		336	56	1268		2249	2585
		ОС	225	430	37	692	152	170	70	665	1357
		ТС	97		12	109	20	38	13	131	240
Коротайхинский угленосный район											
V-2-2	Талотинское	Всего			71	71			400	400	471
		Ж			71	71			191	191	262
		К							209	209	209
V-3-10	Янгарейское	Всего			787	787			446	446	1233
		Ж							29	29	29
		К			772	772			281	281	1053
		ОС			15	15			136	136	151

		А			24	24			43	43	67
	В том числе: Силовское (Ненецкий АО)	Всего			637	637			1245	1245	1882
		К			270	270			269	269	539
		ОС			61	61			255	255	316
		Т			256	256			630	630	886
		А			50	50			91	91	141
	КОРОТАИХИНСКИЙ УГЛЕНОСНЫЙ РАЙОН	Всего			4274	4274			7313	7313	11587
		Ж			71	71			220	220	291
		К			1102	1102			815	815	1917
		ОС			1711	1711			3483	3483	5194
		Т			996	996			2062	2062	3058
		А			394	394			733	733	1127
	КАРСКИЙ УГЛЕНОСНЫЙ РАЙОН	А			85	85			8	8	93
		Всего			85	85			8	8	93

*В таблице даны сведения по месторождению в целом. На территории листа прогнозные ресурсы коксующихся углей Р₂ – 244 млн т (в пределах Шарাপовской площади).

Марганцевое оруденение верхнедевонского уровня приурочено к Каро-Силовскому фосфорит-барит-марганцеворудному узлу. Оруденение имеет сингенетический характер и, вероятно, гидротермально-осадочный генезис. Проявления марганцевых руд пространственно связаны с выходами маркирующего горизонта яшмоидов громашорской свиты и слагают два уровня – в кровле громашорской и в основании силоваяхинской свиты, отвечающих фаменскому ярусу верхнего девона. Преобладающий тип – бедные силикатные и силикатно-карбонатные марганцевистые породы с содержаниями марганца 3–12%, не представляющие промышленной ценности.

При общей протяженности выходов формации на дневную поверхность до первых сотен километров на отдельных участках с хорошей обнаженностью в составе формации установлены линзы и пласты (обычно от 0,2–1,0 м, иногда до 4–5 м) кремнисто-карбонатных и карбонатных марганцевых руд с содержаниями марганца от 10–12 до 20–35%, группирующиеся в рудные залежи (иногда многопластовые) с установленной протяженностью первые сотни метров и вероятной – первые километры.

Основными рудными минералами в них являются кутнагорит, сидерородохрит, родохрит. И хотя технологические свойства этих руд не изучались, весьма вероятно, что при выявлении крупных объектов они могут представлять промышленный интерес.

В качестве эталона для оценки принимается изученное поисковыми работами с поверхности проявление Малуйседа-Восток (V-5-42) [269].

На проявлении установлена рудная пачка, сложенная кремнистыми кутнагоритами мощностью 2,6 м с содержаниями по бороздовым пробам 10,5–30,5% Mn (среднее на пласт составляет 21% Mn).

Прогнозные ресурсы рассчитываются по формуле: $C = d \times m \times l \times h \times k$, где C – ресурсы; d – объемная масса руды; m – мощность пласта; l – протяженность рудной зоны (м); h – глубина оценки (принятая 200 м); k – коэффициент достоверности = 0,4 (так как рудный пласт с содержаниями Mn > 10% установлен в двух канавах из пяти).

$$C = 2,79 \times 2,6 \text{ м} \times 1000 \text{ м} \times 300 \text{ м} \times 0,4 = 870 \text{ 480 т руды} \\ \text{с содержанием 21 \% Mn,}$$

которые можно рассматривать, как линейную продуктивность марганценосного горизонта громашорской свиты на проявлении.

Анализ опробования поисковых каналов [269], пройденных на проявлении Малуйседа-Запад (V-5-44), которое находится в 1 км по прямой (7 км по простиранию рудной пачки) западнее, также позволяет выделить здесь пачку кремнисто-карбонатных марганцевых руд мощностью 2,7 м со средними содержаниями Mn – 12,25%. Кроме того, здесь установлены выше и ниже основного еще несколько параллельных тонких пластов кутнагоритов. Это говорит об относительной выдержанности рудной пачки. При общей протяженности марганценосного горизонта между проявлением Аргишное (V-5-37) и Нядейяха-I (V-6-24) с учетом складчатости около 30 км можно оценить прогнозные ресурсы кремнистых карбонатных руд центральной части Каро-Силовского рудного узла по категории P_3 в 26,1 млн т, что отвечает параметрам среднего месторождения. Низы разреза силоваяхинской

свиты на всех проявлениях здесь не изучены. Поэтому, по аналогии с проявлениями Варкашорское (VI-5-15) и проявлением Верхне-Громашорское (V-5-31), можно предположить наличие второго марганцевого горизонта и увеличить прогноз в 1,5 раза – до 39,2 млн т.

Прогнозные ресурсы карбонатных марганцевых руд южной части узла в районе проявления Варкашорское оценены при ГДП-200 [250] по категории P_3 в 47,3 млн т, со средним содержанием Mn 21 %.

Прогнозные ресурсы других блоков узла: Средне-Силовского – между проявлениями Мадага (V-5-57) и участок № 9 (V-5-57), Нижне-Карского – между проявлениями Бол. Серью (V-5-27) и Громашорское (V-5-29), Верхне-Карского – к востоку от проявления Кара-Правобережное (V-6-14) по аналогии можно оценить по категории P_3 в 30, 20 и 10 млн т соответственно. Общие ресурсы кремнисто-карбонатных руд Каро-Силовского рудного узла по категории P_3 составят 146,5 млн т.

По природным условиям оценка и поиски марганцевых руд Пай-Хоя возможны лишь путем производства поисково-картировочного бурения. В связи с чем рекомендуется постановка поисковых работ с объемом 5000–6000 п. м бурения в пределах Каро-Силовского рудного узла. При этом наиболее перспективным и первоочередным для проведения поисковых работ рекомендуется участок Малуйседа.

Нижнепермский марганцевый уровень приурочен к верхним частям разреза карасиловской свиты и является одновозрастным с известным пермским уровнем Южного острова Новой Земли. Однако на Пай-Хое, при общем повышенном марганцевом фоне разреза свиты, он представлен в основном конкреционными горизонтами мангано-карбонатов и не представляет промышленного интереса.

Олигоценый марганцевый уровень выделяется предположительно. К нему традиционно относятся многочисленные мелкие проявления эпигенетических окисных руд марганца, представленных криптомеланом, псиломеланом и пиролюзитом, частично в ассоциации с окислами железа. Максимальные содержания Mn достигают здесь 35–55 %. Локально развиты пероксидные марганцевые руды. Средние содержания по отдельным рудным зонам на мощность до 6–7 м составляют 14–15 % Mn, что с учетом хорошей обогатимости данного типа руд позволяет прогнозировать выявление мелких месторождений высококачественных окисных руд с прогнозными ресурсами 0,5–1 млн т руд каждое. Общие прогнозные ресурсы окисленных марганцевых руд для Каро-Силовского рудного узла по категории P_3 методом экспертной оценки оцениваются в 12 млн т (на карту вынесено 12 наиболее значимых проявлений, фактически их больше).

Объекты данного типа могут быть выявлены также попутно при поисках карбонатных марганцевых руд. Однако нельзя исключить, что по крайней мере часть окисных проявлений имеет гидротермально-метасоматический генезис, в этом случае параметры объектов на глубину могут оказаться значительно больше. Дискуссионность проблемы связана с полным отсутствием бурения на проявлениях окисных руд.

Верхнеордовикский марганцевый уровень, представленный в Лемвинской зоне Полярного Урала Парнокским марганцевым месторождением,

при проведении прогнозно-минерагенических исследований на Пай-Хое не установлен, что отчасти может быть связано с ограниченным объемом полевых работ, сопровождавших составление ГК-1000/3, и слабой обнаженностью контактов сопчинской и оюской свит.

Цветные металлы. Медь, никель. Перспективность Пай-Хоя на сульфидное медно-никелевое оруденение предположительно норильского типа определяется рядом факторов.

В геотектоническом плане рассматриваемый район расположен в краевой части платформы. Накопление раннепалеозойских осадочных (карбонатных, терригенных, часто углеродсодержащих) образований происходило в условиях прогиба. Многочисленные интрузии габбро-долеритов, откартированные в поле раннепалеозойских отложений, представлены в основном согласными, в разной степени дифференцированными залежами мощностью 50–150, реже до 250–300 м и протяженностью в северо-западном направлении до 10–15 км. В эндоконтактах интрузий развиты роговики мощностью до 50 м и более, а также присутствуют скарные зоны мощностью до нескольких метров.

В наиболее полно дифференцированных интрузиях по вертикали наблюдается дифференциация сверху вниз от гранофиоров и лейкодолеритов через меланократовое и оливинсодержащее габбро до биотит-оливинового габбро, пикритового габбро-норита, такситовых и контактовых долеритов. В наиболее протяженных дифференцированных интрузиях выявляется и продольная неоднородность, выражающаяся в различной степени дифференцированности, наличии или отсутствии наиболее кислых и наиболее основных, высокомагнезиальных разностей в разных сечениях интрузии.

В целом наиболее крупные, полнодифференцированные и магнезиальные интрузии (содержание MgO в дифференциатах достигает 21,6%) тяготеют к нижним частям вскрытого разреза нижнего палеозоя и расположены на Центрально-Пайхойской площади. При общей низкой хромоносности вскрытых интрузий максимальные содержания хрома (0,07%) также зафиксированы в интрузиях, залегающих на более низких стратиграфических уровнях.

Анализ всего комплекса имеющихся геологических и геофизических материалов (в том числе результатов площадных геохимических работ и шлихового опробования) показывает, что обнаружение достаточно крупных промышленных месторождений, выходящих на дневную поверхность либо под чехол четвертичных отложений, маловероятно. Изученные дифференцированные тела габбро-долеритов хенгурского комплекса по петрохимии соответствуют лишь зоне перехода от мафической бессульфидной и слабосульфидоносной ($MgO < 8$ мас. %) серии к мезомафической сульфидоносной ($MgO = 8–33$ мас. %) серии. При этом даже наиболее высокомагнезиальные интрузии района (Сопча-Мыльк, Северная) характеризуются средневзвешенным содержанием MgO порядка 10%, а для габбро-долеритовой формации интрузий норильского типа средневзвешенное содержание $MgO = 10–15$ мас. %. Результаты шлиховой съемки, петрографических и геохимических исследований в районе показывают также вероятное отсутствие среди эродированных и вскрытых интрузий хромитсодержащих

разностей (для рудоносных интрузий характерны хромит и хромосодержащий авгит).

Количественная оценка прогнозных ресурсов известных проявлений медно-никелевых руд до настоящего времени не проводилась. Прогнозные ресурсы на участке наиболее масштабного и наиболее изученного рудопрооявления Первое по результатам поисковых работ [301] могут быть оценены следующим образом.

Обнаженность на участке фрагментарная. Канавами № 1567 и 1569, пройденными на расстоянии 200 м друг от друга, вскрыты две зоны шлирово-вкрапленного оруденения горизонтальной мощностью 16 и 24 м (при истинной порядка 12 и 19 м). Истинная протяженность этих зон по простиранию достоверно неизвестна, но, с учетом безрудной промежуточной канавы № 1568, вряд ли превышает 50–100 м. Непосредственно на участке пробурено 20 наклонных скважин по семи профилям. В шести скважинах вскрыто по одной зоне и в одной скважине вскрыты две зоны шлирово-вкрапленного оруденения. Судя по положению рудных сечений в скважинах и расстояниям между скважинами по профилям (50–100 м), протяженность этих зон по падению также не превышает 50–100 м. Мощности зон по стволу скважины колеблются в пределах 1,7–24 м, составляя в среднем около 9 м, при средней истинной порядка 7,5 м. Максимальная глубина вскрытых зон 283 м.

Ресурсы рудной зоны, вскрытой канавой № 1567, рассчитываются исходя из следующих параметров.

Протяженность по простиранию – 50 м
Протяженность по падению – 50 м
Мощность – 12 м
Объемный вес – 3 т/м³
Среднее содержание меди – 0,41 %
Среднее содержание никеля – 0,21 %
Ресурсы руды: $50 \times 50 \times 12 \times 3 = 90$ тыс. т
Ресурсы меди составят 370 т
Ресурсы никеля составят 190 т

Учитывая то, что на участке площадью 400×250 м выявлено 10 аналогичных зон, общие прогнозные ресурсы категории P_1 на участке до глубины 300 м оцениваются в 4 тыс. т меди и 2 тыс. т никеля. По качеству руды бедные и убогие.

Если предположить, что другие известные проявления Центрально-Пайхойского рудного узла имеют аналогичные параметры, по крайней мере, на глубине (так как фактически установленные на дневной поверхности – ниже), то ресурсы категории P_2 в пределах узла, исходя из наличия 15 проявлений с коэффициентом достоверности 0,5, составят около 30 тыс. т меди и 15 тыс. т никеля.

В то же время можно предполагать, что на более низких горизонтах многоярусной магматической системы района имеют место более основные, более магнезиальные и хромитсодержащие интрузии, близкие к рудоносным норильским интрузиям. В пользу этого говорит приуроченность

наиболее магнезиальных (и дифференцированных) интрузий к более низким частям стратиграфического разреза, а также значительная мощность разреза, насыщенного основными интрузиями, в очаговой зоне.

При явно непромышленном характере известных рудных зон по качеству руд намечается важная закономерность в изменении их вещественного состава, в направлении от северо-западного фланга Центрально-Пайхойской площади к центральным частям ее. В частности, среднее отношение Ni:Cu в рудах рудопроявления Длинное составляет 1:8,7; в рудах рудопроявлений Савабейское, Хенгурское, Первое оно составляет соответственно 1:3,6; 1:2,9; 1:2,3.

Отмеченная направленность в изменении состава интрузий и сульфидного оруденения позволяет предполагать, что основные промышленные перспективны связаны со скрытым оруденением глубоких горизонтов в основном на Центрально-Пайхойской площади.

При анализе гравиметрических данных [222] было выделено аномалиеобразующее пластовое тело в центральной части Пайхойского антиклинория. Аномалиеобразующим фактором является утяжеление разреза палеозоя внедрившимися в него гипабиссальными телами основного состава. Здесь, по расчетам В. И. Аведисяна, мафическими интрузиями насыщена значительная мощность разреза, вплоть до глубин 1500–2000 м. Рудопроявления Первое, Хенгурское и Савабейское расположены в западной периферийной части аномальной области, а рудопроявление Длинное – за ее пределами (к северо-западу).

Оценивая Пай-Хой как металлогеническую зону, перспективную на медно-никелевое оруденение, следует выделенную на Центрально-Пайхойской площади область гравитационного максимума, сопряженного с региональной аномалией магнитного поля, рассматривать как центральную часть потенциально рудного района, являющуюся очаговой зоной магматизма. Площадь аномалиеобразующего объекта 1100 км², общая же площадь потенциально рудного района шире – порядка 1500–2000 км².

В свете вышеизложенного основное оруденение в районе ожидается на глубинах более 0,3 км (в интервале 0,3–1,5 км).

Количественная прогнозная оценка базируется на следующих принципах. В первом приближении металлогенический потенциал Центрально-Пайхойской площади сопоставим с потенциалом среднего рудного района. При площади потенциально рудного района в 2000 км², ориентируясь на среднюю удельную продуктивность ряда зарубежных районов (0,9–0,15 тыс. т/км² никеля), металлогенический потенциал площади можно оценить в 1000 тыс. т Ni и 2000 тыс. т Cu. Оценка прогнозных ресурсов катешлоии Р₃ на данном этапе изучения, по нашему мнению, без проведения глубокого бурения, основываясь только на геофизических параметрах, нереальна.

Поэтому как первоочередной этап в дальнейшем изучении района предлагается выполнение гравиметрических работ м-ба 1:50 000 м и затем проходка минимум трех скважин глубиной 2 км.

Благородные металлы. Золото. Проявления золота приурочены к прогнозируемому Борзовско-Очетинскому золоторудному узлу Оченырдынского

рудного района. Прирост прогнозных ресурсов получен в результате работ по ГДП-200 листа R-41-XXXV, XXXVI. Объекты рудного узла расположены в пределах центральной части Оченырдынского антиклинория. Золоторудная минерализация приурочена к зонам тектонического расщепления и гидротермальной проработки в метаморфизованных телах кварцевых диоритов кзылгейского комплекса, а также во вмещающих их вулканитах отчетливой свиты позднерифейского возраста, образующих прогнозируемое Диоритовое рудное поле. Минерализация представлена в основном кварцевыми жилами с пирит-халькопиритовой или арсенопирит-халькопирит-пиритовой минерализацией, однако обильная сульфидная минерализация прослеживается и в самих диоритах (содержание Au до 14,34 г/т).

Прогнозные ресурсы Диоритового рудного поля по результатам ГДП-200 [250] оцениваются следующим образом.

На проявлении выявлены четыре рудные зоны, данные по которым являются исходными для подсчета прогнозных ресурсов. Длина зон составляет 250 м, суммарная мощность 4,5 м, глубина оценки 200 м (пробы с золотом в коренных породах и элювии выявлены от водораздела до уреза ручья, что дает превышение 200 м). При сравнении схемы рудных зон и карты распределения россыпного золота в элювии и делювии наглядно видно, что они хорошо совпадают (по ореолу рассеяния). Интерполируя данные аналитики и полевые наблюдения по четырем рудным зонам, также основываясь на результатах анализов по бороздовым и штупным пробам, взятым в интервалах между рудными зонами, длина прогнозируемого рудного поля может быть оценена в 500 м, ширина в 250 м, что принимается за исходные параметры расчета прогнозных ресурсов категории P_2 .

Средняя плотность пород (как диоритов, так и вмещающих вулканогенных пород) составляет $2,5 \text{ г/см}^3$. Среднее содержание золота по четырем рудным зонам составило $2,94 \text{ г/т}$. Если принять коэффициент рудоносности (удельной продуктивности) равным $0,4$ (в пределах прослеженного интервала по простиранию этих зон среднее содержание в этом случае составит $0,6 \text{ г/т}$) и коэффициент достоверности $0,6$, то прогнозные ресурсы золота прогнозируемого месторождения золота на проявлении Диоритовое по категории P_2 методом прямого расчета составят:

$$P_2 = 500 \text{ м} \times 200 \text{ м} \times 250 \text{ м} \times 2,5 \text{ г/см}^3 \times 2,94 \text{ г/т} \times 0,4 \times 0,6 = 44 \text{ т.}$$

Ввиду того, что в районе проявления закартирована целая серия мелких тел кварцевых диоритов, они включаются в прогнозируемое Диоритовое золоторудное поле. Его общая продуктивная площадь составляет 17 км^2 . Площадь собственно проявления Диоритовое составляет $0,125 \text{ км}^2$. С учетом благоприятной геологической ситуации (рудоносные кварцевые диориты, залегающие в вулканогенно-осадочных породах отчетливой свиты) можно предполагать наличие еще как минимум двух аналогичных по масштабу золоторудных объектов (рудопроявлений) в пределах оцениваемой площади. Прогнозные ресурсы категории P_3 в этом случае составят 88 т золота. Достоверность прогноза обосновывается еще и тем, что непосредственно за рамкой листа к югу находится аналогичное по типу,

приуроченное к кварцевым диоритам кызыгейского комплекса, проявление Западно-Борзовское с оцененными прогнозными ресурсами P_2 – 11 т золота [194].

Таким образом, прогнозируемое Диоритовое золоторудное поле представляет значительный интерес и рекомендуется для постановки детальных поисковых работ.

Других золоторудных рудных объектов в пределах рудного узла на листе R-41 ожидать трудно ввиду локального развития диоритов. Однако выявление данного объекта существенно увеличивает перспективы золотоносности к востоку на листе R-42.

Бариты. Карская баритоворудная зона протягивается вдоль северо-восточного борта Пайхойского шарьяж-антиклинория, у границы с Карской впадиной, и приурочена к северному борту Силовой синклинальной зоны. Оруденение имеет стратиформный характер и локализуется в верхах разреза карской свиты визейско-серпуховского возраста близ контакта с карсильской свитой башкирско-ассельского возраста. Известняковая пачка, вмещающая пласты баритов, сложена полидетритовыми известняками с градационным распределением обломочного материала, кремнистыми спикуловыми известняками с прослоями силицитов и кремней; по определению конодонтов и фораминифер имеет серпуховский возраст. Перекрывающая карсильская свита сложена углисто-кремнистыми сланцами. Вся ассоциация пород несет признаки осадочного формирования в глубоководных условиях. На их фоне выделяются пласты белых мраморизованных известняков и мраморов с признаками гидротермального генезиса (повышенные содержания стронция, бария, аномальный изотопный состав кислорода), которые по простирацию обычно замещаются пластами баритов.

Выявленные стратифицированные горизонты баритов прослеживаются на крыльях четырех антиклинальных структур с общим северо-северо-восточным простираем их осевых поверхностей и погружением шарниров в северных румбах. Антиклинали асимметричны, опрокинуты на запад, с крутыми и субвертикальными падениями слоев на западных крыльях и более пологими (50 – 70°) – на восточных. При широких (300 – 500 м) выходах в ядре относительно компетентных кремнисто-карбонатных пород карской свиты отмечаются устойчивые линейные простираения антиклинальных структур с «предсказуемыми» вариантами прослеживания характерных ассоциаций пород.

Установленная мощность баритовых пластов на изученных участках $0,8$ – $2,3$ м. Средние содержания $BaSO_4$ 52 – 82% . Суммарные прогнозные ресурсы барита категории P_1 и P_2 на опоскованных участках $21,8$ млн т [269].

При работах по листу R-41 произведена прогнозная оценка барита по категории P_3 северо-восточного фланга зоны, основанная на линейной продуктивности баритового горизонта. Прирост прогнозных ресурсов по категории P_3 составил 28 млн т.

Флюорит. Флюоритоносные объекты приурочены к двум районам: Югорскому, где находится известное Амдерминское месторождение, и

Южнопайхойско-Верхнекарскому, где располагается Буреданское месторождение. На обоих проводились специализированные поисково-оценочные работы, а на Амдерминском – также разведочные работы и добыча флюорита. Поэтому прироста прогнозных ресурсов в результате работ по ГК-1000/3 в этих районах ожидать маловероятно. Новых перспективных объектов флюорита также ожидать трудно ввиду высокой изученности потенциально перспективных территорий геологосъемочными работами м-ба 1:50 000.

Фосфориты. Несмотря на обилие стратиграфических фосфатоносных урвней и многочисленные проявления микрозернистых и желваковых фосфоритов в пределах Зилаиро-Лемвинской МЗ на Пай-Хое и Полярном Урале, все они относятся к типам бедных и убогих руд. Прогнозные ресурсы известных проявлений микрозернистых фосфоритов вследствие низких содержания P_2O_5 и отсутствия в их составе лимонорастворимых фосфатов, что исключает их использование в качестве фосфоритовой муки, учету не подлежат. Практический интерес пока представляют только эпигенетические фосфориты (гипергенный тип), установленные в пределах Лядгейского фосфорит-марганцеворудного узла на проявлении Очетывисское (VI-6-22), которые отличаются высоким качеством и весьма близки к известному на Полярном Урале месторождению Сафроновское.

Прогнозные ресурсы проявления Очетывисское по категории P_2 оцениваются следующим образом. Предполагаемая мощность рудной зоны 20 м. Глубина по падению, по аналогии с месторождением Сафроновское, 200 м. Протяженность по простиранию предполагается 500 м, при средней плотности 2,5 г/т. Прогнозные ресурсы руды составят в этом случае: $200 \times 500 \times 20 \times 2,5 = 5$ млн т руды со средним содержанием 25–30% P_2O_5 .

Прогнозные ресурсы Лядгейского узла оцениваются с учетом того, что за пределами листа к северу известно аналогичное проявление гипергенных фосфоритов Няминское. Протяженность потенциально продуктивных для образования гипергенных фосфоритов фосфатсодержащих пород харотской свиты в пределах узла – 20 км. С учетом коэффициента достоверности 0,1 прогнозные ресурсы категории P_3 составят 20 млн т руды.

ГИДРОГЕОЛОГИЯ

Гидрогеологические условия территории листа R-41 характеризуются большим разнообразием, которое определяется его геологическим строением, геоморфологией, историей геологического развития, характером распространения многолетней мерзлоты и другими факторами. Территория листа принадлежит к трем главным гидрогеологическим таксонам: Тимано-Печорской артезианской области, Новоземельско-Уральской гидрогеологической складчатой области и Западно-Сибирской артезианской области (рис. 22).

Среди природных факторов, влияющих на гидрогеологические условия названных областей, наиболее значимым является климат. Континентальность его возрастает с удалением от побережий Карского и Печорского морей в глубь территории: амплитуда годовых колебаний температуры воздуха закономерно увеличивается с 25–34 до 31–43 °С. Среднегодовые значения температуры понижаются в северо-восточном направлении от –5–8 до –10–12 °С. Продолжительность зимнего периода 8–9 месяцев. Годовая сумма атмосферных осадков около 400–600 мм; примерно половина их выпадает в июне–сентябре в виде длительных морозящих дождей. С поверхности тундры испаряется около 100 мм влаги. Соотношение приходной и расходной частей ее обуславливает избыточное увлажнение территории. Интенсивная ветровая деятельность вызывает существенное перераспределение мощности снежного покрова и соответствующие колебания влагозапасов и его отепляющего влияния. На обдуваемых возвышенных участках Урала и на большей части площади п-ова Ямал мощность снежного покрова составляет 5–20 см, а в понижениях рельефа и на подветренных склонах может достигать 3–4 м.

Специфика гидрогеологических условий региона определяется развитием многолетнемерзлых пород (ММП); поэтому все гидрогеологические структуры относятся здесь к категории криогенных, а воды разделяются на надмерзлотные, межмерзлотные и подмерзлотные. Последние вскрыты только в отдельных гидрогеологических структурах, где проводилось глубокое бурение.

ММП в пределах Тимано-Печорской артезианской области и Новоземельско-Уральской гидрогеологической складчатой области имеют температуру –3–5 °С и сплошное распространение, прерываемое редкими таликами: подрусловыми, подозерными, иногда радиационно-тепловыми гидрогенными и инфильтрационными на участках разгрузки и питания

подземных вод. Талики обычно несквозные, глубиной до 10–20 м. Под мелкими (до 1,0–1,5 м), промерзающими зимой до дна, водоемами талые породы отсутствуют. В нижних течениях крупных равнинных водотоков, сохраняющих зимой сток (реки Коротаиха, Кара, Морею, Силоваяха, Хейяга), мощности таликов достигают, по-видимому, 50 м и более. Сквозные талики возможны под наиболее крупными глубокими озерами (Б. Тоинто, Сейхасрето, Вашуткиными озерами и др.), а также на морском побережье.

Мощность ММП в регионе колеблется от первых десятков до 700 м; наибольшие значения (500–700 м) характерны для Пайхойского кряжа и Полярного Урала; мощности в 300–500 м являются обычными для Тимано-Печорской плиты и Коротаихинской впадины. Меньшие величины (около 100–200 м) присущи морскому побережью, а также площадям неглубокого залегания карбонатных пород Талотинского вала, вмещающих карстовые воды, и внутреннего борта Коротаихинской впадины. В последней глубокому промерзанию пород препятствует интенсивная циркуляция развитых здесь трещинных, пластово-трещинных и трещинно-жильных вод. Разрез ММП прерывается межмерзлотными таликами – локальными и региональными.

Непосредственно под ММП морского побережья залегает ярус охлажденных пород, вмещающих криопэги – отрицательно температурные воды с минерализацией 10–140 г/дм³. Его мощность 150–200 м на побережье Печорского моря и 400–700 м на Карском побережье Пай-Хоя.

Сплошное распространение ММП при избыточном увлажнении территории обуславливает повышенный объем поверхностного стока (л/с × км): во время весеннего половодья 40–200, в осенний паводок 5–35, летнюю межень 0,5–5,0, в первую половину зимней межени 0,05–0,5 и в конце ее от 0 до 0,1. Весьма малые объемы стока зимнего периода свидетельствуют об очень «скромных» естественных ресурсах подземных вод, локализующихся в редких, обычно маломощных таликах. На реках равнинной части региона распространены наледи подземных вод сезонноталого слоя, имеющие мощность льда 0,2–0,5 м, площадь 0,001–0,01 км². В районах складчатого сооружения ресурсы надмерзлотных вод существенно выше, чем на платформе. На реках хр. Пай-Хой, о. Вайгач и внутреннего борта прогиба (Силоваяха, Хальмерью, Нямдою) отмечаются наледи глубоко промерзающих русловых таликов: цвет льда голубой, изумрудный, мощность его до 1,0–1,5 м, площадь до 0,1–0,3 км².

Тимано-Печорская артезианская область (I)

Согласно Карте гидрогеологического районирования Северо-Запада Российской Федерации [285], область представлена на территории листа северо-восточной частью Печорского артезианского бассейна I порядка.

Печорский артезианский бассейн (I–A) на площади листа представлен Северо-Большеземельским криоартезианским бассейном III порядка (I–A1¹), входящим в Большеземельский криоартезианский бассейн II порядка (I–A1) [125].

Северо-Большеземельский криоартезианский бассейн (I–A1¹) характеризуется мощностью осадочного чехла более 5 км. Мерзлота развита

повсеместно, ее мощность возрастает от 100 м (Усть-Талотинское месторождение) на побережье Печорского моря до 500 м (Сарембойское месторождение) в глубь материка.

В бассейне в связи с разведкой и поисками нефтяных месторождений пробурено значительное количество глубоких скважин (3500–4500 м), изучены надмерзлотные, межмерзлотные и подмерзлотные воды.

Под мощным криогенным водоупором порово-пластовые и трещинно-порово-пластовые воды формируют гидравлически взаимосвязанные, как правило, субкриогенные водоносные и слабоводоносные горизонты и комплексы. Регионально развитые пресные подземные воды в бассейне отсутствуют вследствие его глубокого промерзания; они существуют в некоторых несквозных подрусовых и подозерных таликах, сложенных грубозернистыми отложениями. Подмерзлотные воды солоноватые и соленые (фоновая минерализация 3–10 г/дм³), с температурой до –1°С. Пьезометрическая поверхность их залегает ниже уровня моря (абсолютные отметки минус 10–40 м, глубины – до 150–180 м), погружаясь от бортовой и прибрежной зон бассейна к его центральной части, характеризующейся наименее благоприятными условиями инфильтрационного питания подземных вод вследствие наибольшей мощности и сплошности мерзлотного покрова.

На рассматриваемой площади, в пределах Северо-Большеземельского криоартезианского бассейна, распространены следующие гидрогеологические подразделения.

Неоген-четвертичный криогенно-таликовый водоносный комплекс распространен повсеместно и представлен озерными, ледниковыми, ледово-морскими, аллювиально-морскими и аллювиальными отложениями различного литологического состава.

Наибольшее гидрогеологическое значение имеют аллювиальные отложения, выполняющие долины современных рек Морею и Талотаяха, где достигают мощности 20–30 м. Водовмещающими породами являются пески с коэффициентом фильтрации (K_f) 0,58–0,68 м/сут, супеси и суглинки. Подземные воды комплекса безнапорные, поровые. Питается он на всей площади распространения за счет инфильтрации атмосферных осадков и речных вод. Разгрузка происходит в речную сеть на уровне низких пойм, где отмечаются многочисленные источники с дебитом 0,05–0,1 л/с. Водообильность отложений определяется дебитом скважин, пробуренных в долине среднего течения р. Морею. Она варьирует от 0,003 до 0,05 л/с, достигая 0,1–0,4 л/с, при понижении уровня до 3,6–4,2 м. Воды пресные, с минерализацией 0,2–0,8 г/дм³, по составу гидрокарбонатные магниевые-кальциевые.

Водовмещающими породами, приуроченными к приозерным пойменным таликам наиболее крупных озер, являются пылеватые пески, супеси, суглинки.

Дебит скважин, пробуренных на пойменных участках озер, составляют от 0,04–0,05 л/с при понижении уровня на 5,7–6,2 м. Мощность водоносного горизонта меняется от 5–7 до 10–15 м. Воды пойменных таликов гидрокарбонатные магниевые-кальциевые, пресные, с минерализацией 0,3–0,4 г/дм³, умеренножесткие (3,0–4,2 мг-экв/л).

Локально-водоносный (водоупорный) субкриогенный нижнеюрско-меловой терригенный комплекс распространен на всей площади бассейна и представляет собой регионально выдержанную мерзлую толщу меловых и юрских пород различного состава, мощностью 170–600 м, с отдельными несквозными межмерзлотными таликами [255]. Преобладают слабо-литифицированные песчаники и алевролиты с прослоями песков и глин. В гидрогеологическом отношении комплекс слабо изучен. В пределах вала Гамбурцева комплекс является межкриогенным.

Водоносный субкриогенный пермско-триасовый терригенный комплекс распространен на всей площади бассейна. Водоносность комплекса изучена слабо. Водовмещающими являются пачки переслаивающихся песчаников, алевролитов и аргиллитов. Подземные воды напорные, трещинные, пластово-трещинные. До глубины 200–250 м перспективны для организации централизованного хозяйственно-питьевого водоснабжения.

Водоносный среднеордовикско-верхнекаменноугольный терригенно-карбонатный комплекс распространен на всей площади бассейна.

Воды комплекса, приуроченные к силурийским, девонским и каменноугольным отложениям, вскрыты и опробованы на глубинах 1300–3500 м в районах нефтяных месторождений Сарембой-Леккейгинского вала. Породы комплекса представлены здесь трещиноватыми известняками, часто битуминозными, содержащими линзы кремней и известняковых песчаников, прослои аргиллитов и алевролитов. Водоносный комплекс разделен на отдельные водоносные горизонты серией водоупорных покрышек, сложенных глинистыми известняками и аргиллитами, сульфатно-доломитовыми породами.

Воды повсеместно напорные, карстово-трещинные хлоридные натриевые и кальциево-натриевые, сильносолоноватые, с минерализацией – 155–189 г/дм³.

Состав растворенных газов метаново-азотный и метановый. Рассолы бассейна могут оказаться промышленными по содержаниям брома (300–600 мг/дм³), йода (10–20 мг/дм³) и других компонентов.

На вале Гамбурцева воды в отложениях девона термальные, их температура от 49–53 до 73–86 °С.

Полярно-Северопредуральская система артезианских бассейнов (II)

Полярно-Северопредуральская система артезианских бассейнов приурочена к Предуральскому краевому прогибу. На рассматриваемой территории, согласно Карте гидрогеологического районирования Северо-Запада Российской Федерации [285] в составе Полярно-Северопредуральской системы артезианских бассейнов выделяется **Коротайхинский артезианский бассейн** (II–А), **Талотинско-Черновский наложенный адмассив** (II–А1) и **Припайхойский адартезианский бассейн** (II–А2), которые вследствие слабой изученности описываются совместно.

Вся территория характеризуется сплошным развитием вечной мерзлоты. Мощность ММП в пределах территории по данным бурения свыше 600 м.

Неоген-четвертичный таликово-криогенный водоносный комплекс имеет повсеместное распространение и представлен озерными, ледниковыми, ледово-морскими, аллювиально-морскими и аллювиальными отложениями различного литологического состава. Мощность комплекса изменяется от 2–5 до 280 м. Водовмещающими являются пески, песчано-гравийно-галечные и галечные образования полигенетического комплекса осадков (аллювиальных, флювиогляциальных, озерно-аллювиальных, аллювиально-морских и др.). Для суглинистой толщи гидрогеологического разреза, на участках таликов, характерно наличие обводненных линз и прослоев песчано-гравийно-галечного состава.

Химический состав вод комплекса в естественных условиях преимущественно гидрокарбонатный магниевый-кальциевый, натриево-кальциевый с минерализацией 0,3–0,8 г/дм³.

Водовмещающими породами, приуроченными к приозерным пойменным таликам наиболее крупных озер, являются пылеватые пески, супеси, суглинки (по скв. 6, пробуренной на пойменном участке оз. Ванюкты) [254]. Дебит 0,4–0,5 л/с при понижении 1,0–1,3 м. Воды пойменных таликов гидрокарбонатные магниевый-кальциевые, пресные, с минерализацией 0,3–0,4 г/дм³, умеренножесткие (3,0–4,2 мг-экв/л).

Триасовый субкриогенный водоносный комплекс в пределах Кортаихинской впадины изучен недостаточно. Сложен песчаниками, алевролитами; перекрыт неоген-четвертичным относительно водоупорным комплексом. Воды трещинные, пластово-трещинные. Водоносность невысокая, дебиты скважин в зависимости от глубины опробования изменяются от 0,1 до 2,3 л/с. В верхней гидрохимической зоне воды гидрокарбонатные смешанные по катионам с минерализацией 0,3–0,7 г/дм³. Из-за незначительной водообильности и удаленности от вероятных потребителей комплекс практического значения для целей водоснабжения не имеет.

Пермский подмерзлотный водоносный комплекс имеет преимущественное распространение на площади и является наиболее изученным на данной территории. Водовмещающие породы комплекса представлены терригенной толщей переслаивающихся песчаников, алевролитов и аргиллитов с прослоями конгломератов, гравелитов и углей. Подземные воды преимущественно напорные. Величины напоров измеряются единицами–десятками метров, в зависимости от глубины вскрытия обводненных зон. В междуречьях и в долинах рек уровни подземных вод залегают на глубинах от 0 до 60 м, скважины нередко фонтанируют с высотой напора до 20 м.

Различное соотношение содержаний литологических разностей в отложениях стратиграфических подразделений перми и характер трещиноватости пород обусловили неоднородность их фильтрационных свойств в разрезе и плане. Наиболее водообильными являются отложения силовской, талатинской свит и аячягинской подсвиты лекворкутской свиты, в разрезах которых преобладают песчаники. В основании комплекса залегают относительно водоупорные терригенно-карбонатные отложения (аргиллиты, мергели) нижнегусиной подсвиты и сезымской свиты.

Водоносные зоны пермского комплекса пород имеют незначительную водообильность. Наиболее водообильными являются зоны, встреченные на

глубине от 100 до 200 м. Максимальный удельный дебит равен 0,34 л/с, минимальный 0,03 л/с.

Воды пресные, гидрокарбонатно-кальциевые, гидрокарбонатно-натриево-кальциевые с минерализацией от 0,2 до 0,42 г/дм³. Общая жесткость колеблется от 0,30 до 3,93 мг-экв./л, водородный показатель от 7,2 до 7,9. Реже встречаются воды хлоридно-натриевого состава с минерализацией до 3,1 г/дм³.

В целом подземные воды пермского комплекса по химическому составу (слабая минерализация, умеренная жесткость, отсутствие аммиака, азотной и азотистой кислот) и бактериологическим показателям пригодны для питьевого водоснабжения и технических нужд. Отрицательными обстоятельствами при этом являются крутые падения пластов и сложная тектоника, неблагоприятные мерзлотные условия.

Верхнеордовикско-нижнекаменноугольный водоносный комплекс в основном залегает на значительных глубинах, лишь на антиклинальных структурах поднятия Чернова выходит под маломощные четвертичные отложения, здесь он является субкриогенным, надмерзлотным и изучен в скважинах. Водовмещающими являются известняки и доломиты с прослоями алевролитов, аргиллитов и углисто-глинистых сланцев. В верхней части разреза, до глубины 300–500 м, развиты в основном карстово-трещинные воды, ниже карбонатные породы вмещают пластово-карстово-трещинные воды.

Свободная и пьезометрическая поверхность вод залегает на глубинах от 2 до 40 м. Водообильность карбонатных пород изменчива по площади и разрезу. Дебиты скважин изменяются от 0,1 до 13,3 л/с, удельные дебиты от 0,01 до 3,7 л/с. В целом фильтрационные свойства карбонатных пород верхней части разреза высоки и характеризуются средними значениями водопроницаемости 150–300 м²/сут.

Химический состав вод верхней гидрохимической зоны гидрокарбонатный кальциевый и магниевый-кальциевый с минерализацией 0,2–0,4 г/дм³. На участках разгрузки глубинных вод по зонам разломов состав вод становится хлоридно-гидрокарбонатным или сульфатно-гидрокарбонатным натриевым, кальциево-магниевым нередко с повышенным содержанием сероводорода; минерализация увеличивается до 1,4 г/дм³. На глубинах 300–400 м воды соленые и крепкорассольные, хлоридного натриевого состава [281].

Пресные подземные воды комплекса перспективны для среднего и крупного водоснабжения, но при этом следует учитывать его естественную незащищенность.

Новоземельско-Уральская гидрогеологическая складчатая область (III)

На территории листа в ее составе выделяются Западно-Уральская система адмассивов, массивов и адартезианских бассейнов (III–А) и Новоземельско-Пайхойская система массивов, адмассивов и адартезианских бассейнов (III–Б), которые в свою очередь разделяются на ряд структурно-гидрогеологических районов второго и третьего порядков (рис. 22),

вмещающих различные скопления вод: от поровых до трещинно-карстовых. Все структуры в разной мере криогенно преобразованы, что определяет специфику их гидрогеологических характеристик. Оценка гидрогеологических структур выполнена с учетом критериев, разработанных во ВСЕГИНГЕО (Н. В. Роговская, 1983 г.) и МГУ (Н. Н. Романовский, 1983 г.).

Западно-Уральская система массивов, адмассивов и адартезианских бассейнов (Ш–А) включает Енганэпэйско-Оченырдынский массив (Ш–А1) и Талотинско-Пайпудынский адартезианский бассейн (Ш–А2).

Енганэпэйско-Оченырдынский массив представлен западной частью горного кряжа Оченырды. С запада он ограничен Карским разломом. Подвержен наиболее сильному промерзанию; мощность многолетнемерзлых пород здесь достигает 700 м [280]. Массив сложен преимущественно метаморфизованными вулканогенными породами рифея–венда и в основном вмещает жильные и трещинные воды, приуроченные к сквозным и несквозным гидротенным таликам, тяготеющим к долинам. Глубина залегания трещинно-жильных вод, в зависимости от мощности ММП, изменяется от 700–900 м на дренированных промороженных водоразделах и до нескольких метров в долинах крупных рек. Для массива характерно совпадение участков инфильтрационного местного питания и распространения подземных вод, разгружающихся в гидрографической сети. Типичной формой местной разгрузки вод являются крупные наледи. Прослеживается также разнонаправленный латеральный сток по разломам глубокого заложения. Пьезометрическая поверхность фиксируется на глубинах от 100–200 м (возможно более) до 0 м и выше – в наиболее глубоковрезанных долинах. Водообильность зон трещиноватости, в зависимости от литологии и степени деструкции водовмещающих пород, изменяется в широких пределах: дебит источников от 0,02 до 10,0 л/с, скважин – от 0,05 до 5,0 л/с. Удельные дебиты скважин от 0,3 до 1,5 л/с. Воды ультрапресные и пресные гидрокарбонатные кальциево-магниевые, реже натриевые, с минерализацией от 0,05 до 0,5 г/дм³. Перспективны для целей водоснабжения.

Талотинско-Пайпудынский адартезианский бассейн представлен на листе западной частью Байдарацкого наложенного адмассива (Ш–А2¹) третьего порядка, совпадающего с одноименным аллохтоном.

Мощность сезонноталого слоя (СТС), в зависимости от литологии пород, геоморфологического положения, экспозиции склонов и микрорельефа, высоты снежного покрова и других факторов, изменяется от 0,2–0,5 до 3,0–4,0 м. Характерные глубины протаивания на участках, сложенных суглинками, составляют 0,6–1,2 м; супесями – 1,2–1,5 м; песками – 1,5–1,8 м; валунно-гравийно-галечными грунтами – 2,5 м.

Чешуйчатое строение надвиговых структур массива с многочисленными разрывными дислокациями обуславливает развитие трещинно-жильных вод.

С учетом криогенного фактора и литологического состава водовмещающих пород в пределах площади выделены следующие гидрогеологические подразделения.

Неоген-четвертичный таликово-криогенный водоносный комплекс имеет повсеместное распространение и представлен ледниковыми, ледово-

морскими, аллювиально-морскими и аллювиальными отложениями различного литологического состава. Мощность комплекса изменяется от 2–5 до 60 м. Воды весьма пресные с минерализацией до 0,1 г/дм³ гидрокарбонатные кальциевые, магниевые-кальциевые. Надмерзлотные подземные воды подрусловых и подоцерных таликов пригодны для хозяйственно-питьевых целей.

Горизонт межмерзлотных и подмерзлотных соленых вод (криопэггов) развит на побережье Байдарацкой губы в современных морских осадках. Межмерзлотный региональный криогенный талик вскрыт на рассматриваемой площади несколькими скважинами на глубинах от 4 до 35 м. Пьезометрическая поверхность вод устанавливается примерно на уровне моря. Воды высокоминерализованные (минерализация до 140 г/дм³), по составу хлоридные натриевые, очень жесткие (общая жесткость от 80 до 390 мг-экв/л).

Палеозойская серия водоносных субкриогенных зон разломов имеет преимущественное распространение в пределах надвиговых структур Байдарацкого аллохтона. Чешуйчатое строение тектонических покровов с многочисленными разрывными дислокациями обуславливает развитие серий водоносных зон с трещинно-жильными водами. Подмерзлотные подземные воды развиты на глубинах более 500–700 м, т. е. ниже зоны многолетнемерзлых пород. И только на участках сквозных таликов, приуроченных к зонам крупных разломов, глубина их распространения, по аналогии с прилегающей с востока площадью, может значительно уменьшаться – до 10–100 м.

По результатам пробных откачек в восточной части адмассива (за пределами листа) дебиты скважин в интервале 600–750 м (алевролиты, алевросланцы, окварцованные песчаники) составляли 0,3–0,5 л/с; удельные дебиты – 0,002–0,01 л/с. С увеличением глубины до 300–350 м подземные воды приобретают напор, измеряемый десятками и первыми сотнями метров. Их пьезометрическая поверхность располагается на глубинах около 10–20 м. При вскрытии водоносных зон на глубинах более 600 м уровни устанавливались в интервале 100–150 м.

Подмерзлотные подземные воды преимущественно гидрокарбонатные, сульфатно-гидрокарбонатные кальциевые, натриево-кальциевые, пресные с минерализацией 0,1–0,3 г/дм³.

Новоземельско-Пайхойская система массивов, адмассивов и адартезианских бассейнов (III–Б) включает Приоченырдско-Южнопайхойский адмассив (III–Б1), Югорско-Вайгачский массив (III–Б2), Пайхойский наложенный адмассив (III–Б3), Карский адартезианский бассейн (III–Б4), в составе последнего: наложенные Карский (1) и Усть-Карский массивы (2) третьего порядка.

Приоченырдско-Южнопайхойский адмассив относится к области сплошного распространения мерзлоты. Температуры пород на подошве слоя годовых теплооборотов (примерно на глубине 15 м) колеблются на данной территории от минус 0,5 °С до минус 3,5 °С. Для температурного разреза района по данным бурения [272] характерно наличие отрицательного геотермического градиента, либо значений его, близких к нулю, до глубин

100–150 м. В связи с этим расчетная мощность мерзлой зоны оценивается в 500–600 м.

Широкое развитие на данной территории мощной мерзлой зоны предопределяет ограниченность распространения подземных вод. Встречены и опробованы лишь надмерзлотные воды, подмерзлотные воды не были вскрыты скважинами из-за большой глубины их залегания. Надмерзлотные подразделяются на воды: деятельного слоя и несквозных таликов. Соответственно первые распространены повсеместно, но вмещающие их породы весьма ограничены по мощности, как правило, около 1 м. Вторые встречаются реже, обычно в долинах водотоков, акваториях озер, зато мощность их горизонтов значительно больше – от первых метров до, возможно, 100 м и более. Весьма многочисленные на данной площади тектонические разломы практически не влияют на гидрогеологическую обстановку из-за глубокой промороженности недр и потому – отсутствия питания или разгрузки подземных вод по указанным разломам.

По типам скоплений подземных вод выделяются четыре водоносных комплекса: неоген-четвертичных отложений (N–Q); **терригенных отложений** молассы (P₁); кремнисто-сланцевых пород (S–C) и карбонатных пород (S–C).

Неоген-четвертичный таликово-криогенный водоносный комплекс характеризуется в основном поровым типом скопления вод, лишь вблизи контакта мерзлых пород с тальми возможен трещинно-поровый. Воды, как правило, грунтовые либо с незначительными напорами. Водовмещающими являются пески разномерные, преимущественно мелкозернистые и пылеватые, супеси, дресвяно-щебнистые и гравийно-галечные отложения. Мощность отдельных водоносных горизонтов комплекса измеряется метрами, реже первыми десятками метров. Мощность самого комплекса в целом также весьма изменчива: на значительной площади близка к 0, увеличивается до 40–60 м на некоторых частях территории, достигая местами (над зонами разломов) 100–200 м. На территории отмечены водопроявления, представленные участками высачивания подземных вод и источником. Последний является восходящим, дебит его, ориентировочно, 2 л/мин. Вода источника без цвета, запаха и вкуса с минерализацией 250 мг/дм³, состав ее хлоридно-гидрокарбонатный натриевый.

Областью разгрузки подземных вод комплекса служат озера, долины водотоков. Областью питания подземных вод здесь и ниже рассматриваемых комплексов являются редкие несквозные талики на водоразделах и их склонах. Для использования в целях водоснабжения комплекс значения не имеет в связи с малой водоотдачей водовмещающих отложений и спорадичностью их распространения среди литологических и криогенных водоупоров.

Водоносный комплекс пермских терригенных отложений развит весьма ограниченно. Тип скоплений подземных вод – трещинный, местами возможно порово-трещинный. Воды безнапорные либо слабонапорные. Вмещают воду горизонты и пачки разномерных песчаников, конгломератов, гравелитов, реже – алевролитов. Мощность горизонтов и водоносных слоев первые метры, местами – первые десятки метров, мощность всего

комплекса – многие сотни метров. Водопроявлений, связанных с комплексом, не отмечено, что вероятно обусловлено почти сплошным распространением многолетнемерзлых пород.

Водоносный комплекс кремнисто-сланцевых пород распространен в полосе Карско-Нярминского паравтохтона. Тип скоплений подземных вод – трещинный. Воды слабонапорные, приурочены к зонам региональной трещиноватости, развитым в сланцах и кремнистых породах. Мощность комплекса – многие сотни метров.

Воды комплекса пресные с минерализацией 0,1 г/дм³. Химический состав воды гидрокарбонатный кальциевый. Водоотдача не изучена.

Водоносный комплекс силурийско-каменноугольных карбонатных пород наиболее широко распространен на территории адмассива. Тип скоплений подземных вод – трещинно-карстовый, реже карстовый или трещинный. Водовмещающие породы представлены кавернозными известняками, реже доломитами и карбонатизированными сланцами. Средняя пористость карбонатных верхнесилурийско-верхнедевонских пород – 1,5%, нижнекаменноугольных известняков – 2,7–20%. Особенно кавернозны и трещиноваты породы в зонах разломов. Мощность комплекса – многие сотни метров.

Соответственно воды комплекса – карстово-трещинные, карстовые, изредка трещинные и карстово-пластовые скопления вод.

Среди многочисленных проявлений отмечаются две разновидности: собственно источники подземных вод с дебитами 0,2–6,0 л/с, выходящие в нижних частях склонов либо из карстовых воронок, и карстовые ручьи, вновь появляющиеся на дневной поверхности после прохождения части пути подземными каналами. Ручьи появляются и непосредственно в русле и в карстовых воронках, приуроченных к нему. Дебиты этих проявлений, по самым скромным подсчетам, колеблются в пределах 10–150 л/с.

Наиболее водообильные проявления приурочены к наименее метаморфизованным породам комплекса – каменноугольным, и пачкам, которые сложены преимущественно чистыми известняками.

В целом модуль подземного стока в летнюю межень на площади развития комплекса, по данным гидрометрических замеров на реках Буреданью и Сизимьюнкошор, составляет 0,74–1,21 л/с × км² [280].

Минерализация подземных вод описанных источников составляет в летний период 0,1–0,3 г/дм³. Химический состав вод гидрокарбонатный кальциевый, кальциево-натриевый. Ни по одному из показателей макрокомпонентного состава ПДК не превышены.

Условия питания подземных вод существенно отличаются от описанных выше комплексов. Первое отличие заключается в приуроченности областей питания здесь нередко к долинам водотоков, на участках уже отмечавшихся выше пропадающих карстовых ручьев. Только зафиксированные дебиты потерь стока колеблются от 10 до 70 л/с. И несомненно (что нередко) могут измеряться многими сотнями л/с. Об этом свидетельствует, в частности, то обстоятельство, что здесь отмечаются даже пропадающие в отдельные годы озера с площадью зеркала одного из них в 0,1 км² [272].

Второе отличие заключается в особо благоприятных условиях питания на водораздельных склонах, благодаря развитию здесь карстовых воронок,

колодцев, щелей. Глубина их достигает 5–15 м при сравнительно крупном поперечнике (20×40 м).

Водоносный комплекс является по водоотдаче слагающих его пород, по условиям питания и площади распространения подземных вод наиболее перспективным для целей водоснабжения не только мелкого, но и крупного.

Югорско-Вайгачский массив охватывает о. Вайгач и юго-западную часть Югорского полуострова, которые сложены преимущественно карбонатными породами палеозоя. Сухопутная часть массива полностью проморожена. Проливом Югорский Шар он разделяется на два блока. Изученность массива слабая. Достоверные сведения по гидрогеологии имеются только по шахте и скважинам на свинцово-цинковом месторождении Раздельное в бухте Варнека на о. Вайгач.

Мерзлота на о. Вайгач сплошная. Наиболее низкая температура (–5,8 °С) отмечена у верхней границы мерзлоты. Вниз по разрезу температура постепенно увеличивается. Геотермический градиент, по данным П. В. Виттенбурга, –0,016 °С, геотермическая ступень 62,5 м. В шахте № 1 отмечены температуры до глубины разработки 75 м: от –3,6 до –3,1 °С.

В бухте Варнека при бурении было установлено, что вечная мерзлота под дном моря существует на расстоянии 80–100 м от берегов. Мощность деятельного слоя здесь составляет около 50 м. Ниже следует зона отрицательных температур, близких к 0 °С.

По типам скоплений подземных вод выделяются два водоносных комплекса: криогенно-таликовый неоген-четвертичных отложений (N–Q) и ордовикско-каменноугольных карбонатных пород (O–C).

В пределах водоносного ордовикско-каменноугольного карбонатного комплекса (O–C) выделяются три типа подземных вод: 1) надмерзлотные, 2) межмерзлотные, 3) подмерзлотные.

К надмерзлотным водам относятся только воды деятельного слоя. Это воды карбонатно-кальциево-магниевого типа.

Межмерзлотные воды были встречены при разведке свинцово-цинкового месторождения Раздельное.

В верхних горизонтах многолетней мерзлоты до глубины 150 м воды находятся в твердом состоянии. При достижении горизонтов, где температура повышается до –3,2 °С, появляются межмерзлотные соляные растворы. Соленость такой воды достигает 65–67‰, в то время как морской воды в проливе Югорский Шар – 35–37‰. Межмерзлотные воды характеризуются хлоридно-сульфатным магниевым составом с минерализацией 37,5–38,3 г/дм³.

В верхнюю зону толщи многолетней мерзлоты по тектоническим трещинам и зонам дробления попадают морские воды нормальной солености и температуры, отвечающей температуре воды на дне бухты Варнека и пролива Югорский Шар. Эти воды непосредственно связаны с морским бассейном. И в 1935 г. свинцово-цинковое месторождение Раздельное было затоплено именно этими водами, что доказано многочисленными химическими анализами и замерами температур. Приток воды в момент затопления достигал 150 м³/ч.

Подмерзлотные воды появляются ниже абсолютной отметки 150 м. В нижней зоне многолетней мерзлоты с температурой -3°C воды также находятся в жидкой фазе. Эти воды характеризуются несколько более низким содержанием солей (54–60%), по сравнению с верхней зоной, но почти в 2 раза большим, чем в нормальной морской воде. Характерно, что эти воды напорные и находятся под гидростатическим давлением моря. На глубине 132,6 м ниже уровня моря одна из скважин фонтанировала с давлением 6,4 атмосфер.

Подмерзлотные воды на тех глубинах, которые были достигнуты горными выработками и буровыми скважинами, представлены морской водой, аналогичной воде пролива Югорский Шар. Химический состав морской воды характеризуется хлоридным кальциево-магниевым составом с минерализацией 34,8 г/дм³.

Пайхойский наложенный адмассив. Гидрогеологическая закрытость адмассива определяется сплошным и преимущественно сплошным распространением ММП. Первое характерно для площади, охватывающей водоразделы и склоны, второе – для долин и депрессий, отличающихся повышенной (5–10%) площадью озер. По результатам бурения имеются данные лишь о вскрытой мощности ММП. В Кара-Силовском районе она превышает 287 м. Нижняя граница мерзлоты на месторождении Амдерма находится на глубине 400 м. Температура мерзлых грунтов в зоне мерзлоты на глубинах до 215 м не опускается ниже минус 4–5 $^{\circ}\text{C}$.

Сквозные талики в условиях столь большой мощности ММП, как правило, отсутствуют. Они не исключаются лишь под руслами нижних течений Кары, Силоваяхи, Сибирчатаяхи, Талотаяхи и др. О существовании надмерзлотных таликов свидетельствуют, в частности, сравнительно высокие температуры донных отложений озер Егорты и Кыкпесаты (от +1 до +3 $^{\circ}\text{C}$) в критический зимний период (март–начало апреля).

Межмерзлотные талики по данным бурения отмечаются на глубинах от 7 м до максимально прослеженной глубины в 275 м; их мощность 3–40 м. Эти талики, как правило, обводнены, и их мощность обычно напрямую связана с размерами интервала залегания водовмещающих пород.

Кровля ММП повсеместно, кроме таликов, залегает непосредственно под сезонноталым слоем (СТС). Мощность его зависит от степени грубозернистости отложений и макрорельефа. На склонах северной экспозиции максимальная за год средняя глубина протаивания суглинков составляет 79 см, супесей – 93 см, а на плоских вершинах – 101 и 121 см соответственно. Максимальные значения мощности около 1,5 м и приурочены к песчаным, супесчаным грунтам, залегающим на малоснежных (а потому наиболее длительно протаивающих) вершинах и в наиболее заснеженных (а потому и наименее охлажденных) депрессиях.

Изложенные сведения о распространении, мощности и строении ММП позволяют провести гидрогеологическую стратификацию разреза с учетом мерзлотного фактора и выделить следующие гидрогеологические подразделения.

Неоген-четвертичный таликово-криогенный локально-слабоводоносный (водоносный) комплекс имеет почти повсеместное распространение, кроме

субаквальных непромерзающих участков рек и озер и связан в основном с сезонноталым слоем и редкими таликами. Залегает первым с поверхности и 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.

В качестве водовмещающих выступают самые различные отложения: от валунно-гравийно-галечных и песчаных до скальных, суглинистых и заторфованных.

Дебиты источников – в пределах 0,02–0,25 л/с, у групповых – 0,3–0,5 л/с; притоки в каналы от 0,2–1,5 до 2,5–4,0 л/с [266, 270].

Воды – ультрапресные, минерализация около 0,1 г/дм³. Состав – гидрокарбонатный, хлоридно-гидрокарбонатный, гидрокарбонатно-хлоридный кальциевый, магниевый-кальциевый, натриево-кальциевый, натриевый с повышенным содержанием органики с наличием иона аммония почти во всех пробах [266].

Регулярная перемерзаемость горизонта при малой мощности (в среднем около 1,5 м), незначительность срока его функционирования – лишь в течение максимум одного месяца при условии дождливого лета и на слабодренированных участках, экологически неблагоприятное качество вмещаемых им вод – все это не позволяет рекомендовать к использованию воды горизонта СТС для целей хозяйственно-питьевого водоснабжения.

Водоносный криогенно-таликовый позднелицен-голоценовый аллювиальный комплекс распространен в долинах Кары, Силоваяхи, Сибирчатаяхи, Хейяги, Бол. Ою и др. и имеет мощность до 5–10 м. Сложен в основном гравийно-галечными и валунными грунтами, в меньшей мере – песками, в пойме отмечаются и суглинистые отложения. Залегает повсеместно, кроме непромерзающих русел, под горизонтом СТС. Вмещает поровые грунтовые воды, располагающиеся у дневной поверхности. По отношению к ММП является надмерзлотным.

Водообильность комплекса составляет 0,3–0,4 л/с (данные по источникам). Воды ультрапресные, с минерализацией 0,1 г/дм³, гидрокарбонатные магниевый-кальциевые. Температура вод комплекса в начале зимы составляет 2,0–3,5 °С.

В случаях, когда в комплексе разгружаются воды других гидрогеологических объектов, состав и минерализация описываемых вод могут приобретать черты поступающих. Так, например, с поступлением в комплекс вод других гидрогеологических подразделений следует связывать и повышенное, более чем в 2 раза и превышающее ПДК, содержание титана; восьмикратное превышение ПДК по железу в русловых водах р. Нядейяха, р. Пэтаркаяха.

Питание вод комплекса осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков, фильтрации речных вод и перетекания вод, разгружающихся из подстилающих комплексов. Зимой, при промерзании аллювия, формируются наледи аллювиальных вод.

На отдельных участках водоносный комплекс может быть рекомендован для организации централизованного хозяйственно-питьевого водоснабжения.

Слабоводоносный локально-водоносный раннеордовикско-раннепермский субкриогенный комплекс занимает до 80% площади. Залегает от дневной поверхности или перекрыт относительно маломощными неоген-четвертичными гидрогеологическими комплексами. Комплекс слагают преимущественно сланцы (кремнистые, глинистые, углеродисто-кремнистые, филлитовидные, карбонатно-глинистые), а также кремнистые (силициты, фтаниты, яшмы), карбонатные и терригенные отложения, долериты, суммарной мощностью около 1,5–2,0 км. Породы, преимущественно сланцы, пиритизированы почти по всему разрезу; содержат порой карбонаты железа и марганца, кристаллики гипса. Углеродистые сланцы карасиловской свиты (С₂–Р₁) радиоактивны. Породы обычно сильно литифицированы, метаморфизованы: средняя пористость основных литологических разностей колеблется в пределах 1,0–3,6%. Однако в водовмещающей толще нередко прослой пористых (средние значения 18–19%) углеродисто-глинисто-кремнистых сланцев и кремнистых пород. В соответствии с коллекторскими особенностями разреза, толща вмещает в основном трещинные воды, а также жильные – зон разломов, карстово-трещинные – в карбонатных разностях и трещинно-порово-пластовые – в упомянутых прослоях.

Комплекс представлен поэтажно залегающими обводненными зонами (горизонтами – в случаях прослоев пористых пород), числом до 3–5 в зависимости от глубины вскрытия толщи (максимальная глубина до 300 м). Мощность зон – в пределах 2–18 м, в среднем 7 м.

Воды обычно напорные, зафиксированные значения напоров колеблются от 5 до 250 м и могут быть, вне сомнения, существенно больше. Уровни воды в скважинах залегают на глубинах 4–27 м; судя же по наличию источников, местами повышаются до поверхности и выше ее. Водоотдача пород в целом небольшая. Данные по источникам подтверждают такой вывод: из шести источников только один имеет дебит 1,9 л/с, у остальных пяти он равен 0,02–0,10 л/с. Сходное заключение можно сделать и по результатам опробования канав. В двух из них приток составлял 0,2–1,6 л/с, в одной – 6 л/с; и это в условиях весенне-осенней их проходки, при максимально возможном дополнительном притоке приповерхностных вод. Температура воды в источниках составляла 0,5–4,0 °С при температуре воздуха 9,0–12,5 °С [269].

Специфика вмещающих пород (метаморфизованность и пиритизированность их; наличие вторичных образований, содержащих растворимые соли серы, железа, марганца и др.) придает своеобразие водам комплекса. В том случае, когда к ним не примешаны воды других гидрогеологических комплексов, состав их сульфатный магниевый-кальциевый, магниевый-натриево-кальциевый, кальциевый-натриевый и даже железисто-натриевый. При этом содержание сульфатов колеблется в пределах 50–96 экв- %, минерализация – 0,1–3,1 г/дм³; наибольшие значения отмечены в источнике на руч. Флюоритовый. При больших содержаниях сульфатов воды становятся кислыми: рН опускается менее 4,0–3,5. На левом берегу Кары, ниже устья Силоваяхи, в подземных водах фиксировалась повышенная концентрация урана, достигавшая 0,12–0,27 мг/дм³.

В водах комплекса нередко значительно превышены предельно допустимые концентрации (ПДК) отдельных компонентов, регламентируемых с экологических позиций.

Минерализация воды и содержание сульфатов в ней по некоторым пробам превышает ПДК. По ряду пунктов общая жесткость воды составляет 1,2–2 ПДК, рН на 2–3 единицы выходит за пределы ПДК, концентрация железа от 3–8 до 34–637 ПДК. По некоторым источникам отмечаются повышенные содержания марганца – до 35 ПДК, титана и бария – соответственно 6 и 12 ПДК. Таким образом, воды на ряде участков неблагоприятны в экологическом отношении.

Пьезометрическая поверхность вод комплекса располагается на водоразделах и в верхней части их склонов ниже уреза многих ручьев, озер; поэтому эти объекты гидрографической сети служат областью питания подземных вод.

О местном питании вод комплекса свидетельствует и нисходящий характер движения последних, который фиксируется по снижению статических уровней по мере увеличения глубины вскрываемых водоносных зон. Областью разгрузки подземных вод служат глубокооврезанные речные долины. Разгрузка осуществляется в виде источников и в результате перетекания вод в смежные гидрогеологические комплексы, чаще всего – в аллювиальный комплекс и в горизонт СТС.

Учитывая невысокую в целом водоотдачу пород комплекса, нередкие экологические противопоказания по питьевому использованию ее вод, последние не могут оцениваться как перспективные для целей организации хозяйственно-питьевого водоснабжения.

Слабоводоносный, локально-водоносный субкриогенный комплекс поздне-рифейско-вендских терригенно-вулканогенных отложений выделяется в пределах ядра Амдерминской антиклинали. Залегает с дневной поверхности или перекрыт маломощными неоген-четвертичными гидрогеологическими комплексами. Комплекс сложен вулканогенными эффузивными породами, известняками, песчаниками и алевросланцами.

Воды преимущественно жильные и трещинные. Состав вод комплекса опробован лишь в ручьях, дренирующих его: воды ультрапресные (сухой остаток 20–22 мг/дм³) гидрокарбонатно-сульфатные кальциевые. Дебиты родников, судя по данным соседних районов, измеряются от тысячи до первых десятых долей л/с.

В прибрежной зоне трещинные воды сообщаются с морем. По скважинам и горным выработкам на месторождении Амдерма установлено, что фильтрующиеся воды имеют температуру и соленость морской воды, по мере углубления соленость повышается, что является следствием вымерзания и концентрации солей. Высокоминерализованные воды остаются в зоне вечной мерзлоты подвижными.

В остальной части бурение не проводилось, данные по гидрогеологии отсутствуют. Практического значения для водоснабжения комплекс не имеет.

Карский адартезианский бассейн приурочен к Карскому синклинию, который выполнен терригенными породами пермского возраста. В гидрогеологическом отношении практически не изучен.

Залегающие первыми от поверхности четвертичные и неоген-четвертичные водоносные горизонты идентичны по своим характеристикам, описанным выше для Пайхойского наложенного адмассива. Особенностью вертикального строения мерзлой зоны района является достаточно широкое развитие пластовых инъекционных льдов и линз остаточного глетчерного льда в моренных отложениях. Льды залегают в толще суглинков, на глубинах обычно 10–20 м.

Слабоводоносный (локально-водоносный) пермский субкриогенный комплекс, сложенный аргиллитами, алевролитами, песчаниками общей мощностью более 1 км, располагается под неоген-четвертичными отложениями. Аргиллиты нередко пиритизированы. Средняя пористость пород от 0,7–1,8 до 14%. Они вмещают трещинные, жильные, изредка порово-трещинно-пластовые воды.

Гидрогеологическая характеристика комплекса практически отсутствует. Можно предполагать, судя по литологическому составу слагающих пород, невысокую, в целом, их водоотдачу. Надмерзлотный сток, разгружающийся летом в долинах рек, имеет минерализацию 0,1–0,3 г/дм³ и гидрокарбонатно-сульфатный, сульфатно-гидрокарбонатный магнево-кальциевый состав.

Имеющаяся по комплексу информация не позволяет считать его воды перспективными для целей хозяйственно-питьевого водоснабжения.

Внутри Карского адартезианского бассейна выделяются *наложенные гидрогеологические бассейны третьего порядка Карской и Усть-Карской астроблем*. В обоих бассейнах развит однотипный коптогенный комплекс пород ударно-метаморфического генезиса. Он почти повсеместно перекрыт тонким чехлом неоген-четвертичных гидрогеологических комплексов, аналогичных описанным для Пайхойского наложенного адмассива.

По соотношению площадей талых и многолетнемерзлых пород (на долю последних приходится 95%) территория Карской астроблемы относится к области сплошного распространения мерзлоты. Сквозные талики здесь развиты, по-видимому, лишь в русле р. Кара, а также, возможно, местами в руслах нижних течений наиболее крупных рек и под некоторыми крупными и глубокими озерами. В пойме р. Кара мощность мерзлоты, по геофизическим данным, колеблется от 60 до 260 м [264]. В центральной части Карской астроблемы она составляет 400–600 м.

Скважиной ГГК-7, на площади распространения Карского бассейна, вскрыт межмерзлотный талик, существование которого, по всей вероятности, обусловлено отепляющим действием талика, развитого в центральной, наиболее глубокой части озера.

Усть-Карская астроблема находится в прибрежной зоне, и здесь, по-видимому, аналогично другим прибрежным частям Байдарацкой губы, развиты горизонты межмерзлотных и подмерзлотных соленых вод (криопэггов).

Слабоводоносный позднемеловой–раннепалеогеновый локально-водоносный субкриогенный коптогенный комплекс Карской и Усть-Карской астроблем слагается аллогенными брекчиями, зювитами, тагамитами общей мощностью до 1,5–2,0 км. Породы обладают обычно высокой средней пористостью (около 20%) и вмещают поровые, трещинные, порово-трещинные воды. Судя по литологическому составу образований, в разрезе

комплекса преобладают слабоводоносные и водоупорные породы, хотя локально могут быть встречены и достаточно водообильные. В случаях, когда комплекс не проморожен полностью, он вмещает подмерзлотные напорные воды.

Подмерзлотные воды встречены в центральной части Карской депрессии, в ордовикских алевролитах, сланцах, а также в мелкообломочных сильно разрушенных туфобрекчиях и в трещиноватых мелкозернистых долеритах. Откачкой опробована скв. ГГК-2: при понижении 57 м дебит скважины составил 0,4 л/с. Динамика подземных вод определена наличием в районе мерзлой зоны, исключаяющей современное инфильтрационное питание подмерзлотных вод, вследствие чего пьезометрическая поверхность этих вод залегает ниже уровня моря, на абс. отметках минус 22–27 м (скважины ГГК-2, ГГК-4). Характерно, что наивысшие отметки уровней подземных вод фиксируются в скважинах, расположенных на наиболее высоких отметках рельефа. Таким образом, пьезометрическая поверхность подмерзлотных вод, по всей вероятности, является унаследованной от пьезометрической поверхности, существующей 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 слабосоленоватые (сухой остаток до 1,5 г/дм³). Сухой остаток подземных вод постепенно уменьшается с глубиной (в отличие от нормальной гидрохимической зональности) от 5 г/дм³ на 44,0 м до 0,35 г/дм³ – на 708 м.

Западно-Сибирская артезианская область (IV)

Южно-Карский артезианский бассейн (IV–А) представляет собой северный опущенный край Западно-Сибирской артезианской области. В разрезе артезианского бассейна выделяются три гидрогеологических этажа: нижний, сложенный метаморфизованными образованиями архея–протерозоя и дислоцированными породами палеозоя; средний, образованный эффузивно-осадочной терригенной толщей триаса–юры; верхний, представленный мел-кайнозойскими терригенными породами. На рассматриваемой площади выделяются два гидрогеологических района (бассейна II порядка): Западно-Карский (IV–А1) и Пухучанско-Белоостровский (IV–А2).

Нижний гидрогеологический этаж слагают кристаллические сланцы, кварциты, известняки, доломиты, песчаники, аргиллиты, базальты, характеризующиеся трещинно-жильным типом скопления подземных вод, минерализация которых не превышает 25 г/дм³ [3]. Наиболее водообильны трещиноватые известняки и кавернозные доломиты (прогнозируемые дебиты скважин 34–77 м³/сут); пластовые давления предположительно сверхгидростатические.

Средний гидрогеологический этаж включает скопления подземных вод преимущественно трещинно-пластового, пластово-трещинного и трещин-

но-жильного типов, как правило, с весьма низкими удельными дебитами скважин. Воды гидрокарбонатно-натриевого состава с минерализацией до 50 г/дм³. В пределах среднего гидрогеологического этажа на площади листа выделяются триасово-нижнеюрский и юрско-валанжинский водоносные комплексы (табл. 11).

Триасово-нижнеюрский водоносный комплекс включает недислоцированные терригенные и вулканогенно-терригенные отложения, содержащие, как правило, трещинные и порово-трещинные воды. Основу водоупора составляют, по всей видимости, морские отложения тампейской серии, широко развитые в Южно-Карском артезианском бассейне и представленные однородными аргиллитами с редкими прослоями алевролитов и песчаников. В Пухучанско-Белоостровском гидрогеологическом районе эти отложения носят песчанистый характер. На отдельных разбуренных участках прибрежной суши водонапорные горизонты и пласты, залегающие в подошве юрских отложений, гидродинамически связаны с поровыми и трещинными водами доюрских пород [87].

Юрско-валанжинский водоносный комплекс имеет мощность до 1500 м и более, сложен юрскими водовмещающими песчано-алевритовыми отложениями, перекрытыми верхнеюрско-нижневаланжинским водоупором. Пластовые давления, судя по данным бурения на Ямальском и Гыданском полуостровах, предположительно весьма высокие, не ниже 45–50 МПа. Воды преимущественно гидрокарбонатно-натриевого типа с минерализацией до 10 г/дм³, редко выше; могут содержать сульфаты (5–400 мг/дм³), отличаются невысокими концентрациями кальция (80–140 мг/дм³) и значительным количеством гидрокарбонатов (до 2–3, иногда до 4–6 г/дм³).

Верхний гидрогеологический этаж общей мощностью до 4,5 тыс. м представлен терригенными породами мелового и кайнозойского возраста – аргиллитами, алевролитами, глинами, песчаниками, характеризующимися порово-пластовыми, трещинно-пластовыми и пластово-поровыми типами скоплений подземных вод. В пределах верхнего гидрогеологического этажа на площади листа выделяются меловой–палеогеновый и палеоген-четвертичный водоносные комплексы.

Меловой–палеогеновый водоносный комплекс состоит из проницаемых пластов песчано-глинистой верхневаланжинской толщи, готерив-барремской песчано-алевритовой водонапорной толщи, верхнеаптско-нижнеальбской песчано-алевритовой водонапорной толщи, верхнеальбско-сеноманских отложений (пески, песчаники, алевролиты), перекрытых турон-палеогеновым водоупором. Коллекторские свойства отложений комплекса весьма высоки: пористость может составлять 15–30%.

Развиты воды хлоркальциевого и гидрокарбонатно-натриевого типов (по В. А. Сулину) с минерализацией 3–35 г/дм³ (3–18 г/дм³ – на суше), повышенным содержанием гидрокарбонатов (до 60%-экв).

Палеоген-четвертичный (плиоцен-четвертичный, на площади отсутствия палеогеновых отложений) водоносный комплекс, сложенный морскими песками, суглинками, супесями, илами, в наибольшей степени характеризуется не столько строением и соотношением в разрезе различных литологических

Гидрогеологическая стратификация мезозойских и кайнозойских отложений Южно-Карского артезианского бассейна [Козлов, 2004]

Номер водоносного комплекса	Характер пласта	Возраст	Тип отложений	Максимальная пористость песчаных (алевритовых) пород, %	Типы скоплений подземных вод	Минерализация, г/дм ³	Химический тип вод по В.А.Сулину
I	Коллектор (водоносный пласт)	P-Q (N ₂ -Q)	Алеврито-песчаные, глинисто-песчаные, песчаные	15-35	Поровые	0,05-35	Гидрокарбонатно-натриевый, хлорнатриевый
II	Водоупор	K ₂ t-P ₁	Глинистые				
	Коллектор (водоносный пласт)	K ₁ v-K ₂ s	Песчано-алевритовые, песчаные, песчано-глинистые	15-30	Поровые	3-35	Хлоркальциевый, гидрокарбонатно-натриевый
III	Водоупор	J ₃ -K ₁ v	Глинистые				
	Коллектор (водоносный пласт)	J	Песчано-алевритовые	9-12	Поровые	3-10	Гидрокарбонатно-натриевый
IV	Водоупор	J ₁ (?)	Глинистые (аргиллиты?), вулканогенные				
	Коллектор (водоносный пласт)	T	Алевролитовые, песчаные	?	Трещинные, порово-трещинные	> 10	Гидрокарбонатно-натриевый (хлоркальциевый?)

компонентов, сколько мощностью и строением многолетнемёрзлой толщи. Сведения о наличии многолетнемёрзлых пород (ММП) в субаквальной части Южно-Карского артезианского бассейна получены экспедициями «Севморгеология», АМИГЭ, ВНИИморгео, «Ленгипроспецгаза» и других организаций. Сплошная зона ММП, развитая на Югорском полуострове, продолжается на шельфе Карского моря, где она сменяется прерывистой и островной.

ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

ХАРАКТЕРИСТИКА ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЧАСТИ ЛИСТА

Климат и рельеф

Природные условия рассматриваемой территории достаточно разнообразны. Климатические особенности района и контрастность геоморфологического строения территории обуславливают поясность ландшафтных подразделений, типов почв и растительности, отвечающих смене природных условий от преобладающей полярной тундры до горной тундры. Существенную роль в формировании климата играет также открытость территории воздействию воздушных морских масс – холодного арктического воздуха с Северного Ледовитого океана. Атмосферные осадки региона ультрапресные со смешанным катионным составом, кислотность их средняя и слабая (рН выше 5,0), в санитарно-гигиеническом отношении практически не загрязнены [124]. Зональность почвенного покрова наиболее явно проявляется в автоморфных незаболоченных почвах. На Крайнем Севере в зоне тундры развиты болотно-тундровые глеевые мерзлотные почвы. В центральной части располагается Пайхойский кряж с сочетанием тундровых и глееподзолистых почв. Достаточно обширную распространённость имеют торфяно-подзолисто-глеевые и торфяно-подзолисто-глееватые почвы. Аналогичная, но высотная поясность отмечается и в направлении от гор к равнинам от гольцово-горно-тундровых условий со щебнистыми горно-тундровыми мерзлотными почвами и мохово-лишайниковой растительностью до подзолистых, торфяно-болотных почв с небольшими кустарниками. На равнинах значительные площади занимают также болотные тундровые мерзлотные почвы. В поймах и на террасах крупных рек – пойменные аллювиальные подзолистые и дерново-подзолистые почвы с лугово-кустарниковой растительностью.

Основная часть территории относится к площадям с практически ненарушенными естественными ландшафтами. Техногенно нарушенные ландшафты приурочены к району пос. Амдерма, а также к тракторным дорогам и нефтяным месторождениям. Незначительная техногенная нагрузка на территории листа связана с проведением геологических исследований, поисковая стадия которых включала горно-буровые работы.

Сухопутная часть территории листа полностью располагается в области многолетнемёрзлых пород (ММП), которые оказывают существенное

влияние на характер и развитие экзогенных процессов (ЭГП). На площадях сплошного распространения ММП развиты надмерзлотные талики, которые приурочены к долинам крупных рек, акваториям неперемежающихся зимой озер, а также к зонам обводненных тектонических разломов. Мощность сезонномерзлого слоя (СМС) возрастает в северном направлении; мощность сезонноталого слоя (СТС) убывает так же в северном направлении. Температура ММП изменяется в соответствии с широтной зональностью и высотной поясностью климатических условий. В пределах сухопутной части листа температура мерзлых пород снижается в северном и восточном направлении и с повышением абсолютных отметок рельефа, а затем повышается при приближении к акваториям Печорского и Карского морей. На горных вершинах Полярного Урала, на территории сплошного распространения ММП, температура варьирует в пределах минус 7–11°С. Мощность МПП по данным глубокого бурения достигает 600–700 м и закономерно уменьшается при приближении к морским акваториям Печорского и Карского морей. Вся территория листа относится к сейсмически стабильной зоне.

На территории листа выделяются крупные морфоструктурные области: Пайхойское поднятие, Уральское складчатое сооружение и Кортаихинская низменность, а также морские и надпойменные террасы, которые обусловлены новейшими геологическими процессами. Они разделяются по их роли в формировании экологической обстановки на три экодинамические группы: области денудации, области аккумуляции, области транспортировки.

Области денудации разделяются на горные (Полярный Урал), грядово-увалистые (Пай-Хой) и равнинные (фрагменты цокольных педиленов предгорий Урала и Пай-Хоя).

Области аккумуляции подразделяются по морфологии на равнины и долины рек. Среди равнинных в масштабе карты выделяются холмисто-западные ледниковые равнины и прибрежно-морская террасированная равнина. К долинам рек приурочены аллювиальные террасы. К внемасштабным относятся области озерно-болотной и техногенной аккумуляции.

Области транспортировки подразделяются на речные, ледниковые, морские и эоловые. К ним относятся поймы и русла рек, современные пляжи и лайды, современные каровые ледники, эоловые гряды и дюны. В масштабе схемы они не показаны.

С учетом геоморфологической характеристики, генезиса и литологии рельефообразующих пород, растительной поясности, распространения и интенсивности ЭГП, на территории листа выделено шесть природных ландшафтов.

Горы средние, низкие (I). Ландшафт приурочен к зоне Уральского горного сооружения и выделяется в интервале абсолютных отметок 460–1375 м. Ему отвечает среднегорный массив Оченырды, среднерасчлененный с денудационно-экзарационными образованиями на интрузивно-вулканогенных, вулканогенно-терригенных породах. Вершины плоские, склоны крутые и средней крутизны, покрытые элювиальными, элювиально-десерпционными, делювиально-солифлюкционными, коллювиальными, коллю-

виально-десерпционными отложениями. Характеризуется сплошным распространением ММП. Мощности мерзлых пород изменяются в пределах 500–700 м, температура пород от –3 до –5 °С. Хребты наиболее охлаждены при крутизне склонов более 15–20°. Мощность сезонноталого слоя (СТС) зависит от высотных отметок, экспозиции склонов, мощности и состава рыхлых отложений, снежного покрова. В рыхлых отложениях мощность СТС изменяется от 2 до 5 м; в скальных породах, обладающих повышенной теплопроводностью, мощность СТС от 3–4 до 9 м. Растительность представлена накипными корковыми лишайниками, мохово-лишайниковым покровом и кустарниками угнетенной горной тундры. Почвы гольцовые, щебнистые, горно-тундровые. Основными ЭГП являются криогенные (курумообразование), гравитационные (осыпи, сели), морозное выветривание. Степень пораженности ЭГП составляет 50–70%. Поэтому геодинамическая устойчивость ландшафта низкая. Геохимическая устойчивость – высокая.

Гряды, увалы (2). Грядово-увалистые участки, холмисто-грядовые участки структурно-денудационного рельефа приурочены к полям развития коренных карбонатно-терригенных, вулканогенно-терригенных и интрузивных образований в осевой зоне Пайхойского кряжа. Превышение гряд над окружающим рельефом достигает 30–80 м. Склоны гряд средней крутизны, реже крутые, покрыты курумами и делювиально-солифлюкционными отложениями. Поверхность характеризуется сплошным развитием ММП мощностью 500–700 м. Мощность сезонноталого слоя (СТС) составляет от 0,5 до 3 м. Почвы гольцовые, щебнистые, горно-тундровые, мерзлотные. Растительность представлена накипными корковыми лишайниками, мохово-лишайниковым покровом и кустарниками угнетенной горной тундры. Из ЭГП преобладают курумы и заболачивание в межгрядовых понижениях. Пораженность ЭГП высокая (до 75%). Ландшафт характеризуется низкой геодинамической и средней геохимической устойчивостью.

Денудационная равнина (3) оконтуривает участки грядово-увалистого рельефа Пай-Хоя и представляет собой откопанный цокольный педиplen, сформированный на карбонатных, терригенно-карбонатных и терригенных отложениях. Характеризуется денудационно-эрозионным рельефом, с многочисленными каньонами, врезанными в коренные породы. Мощность сезонноталого слоя (СТС) составляет от 1 до 5 м. Почвы тундровые (мерзлотные) оподзоленные. Растительность – кустарники горной тундры. Ведущими ЭГП являются криогенные (солифлюкция и в меньшей степени курумообразование). Пораженность ландшафта ЭГП – от 35 до 50%, поэтому геодинамическая устойчивость ландшафта оценивается как средняя. Геохимическая устойчивость высокая.

Холмисто-западинная денудационно-аккумулятивная ледниковая равнина (4), сформированная в результате отступания последнего покровного ханмейского оледенения, занимает значительную часть сухопутной территории листа. Сложена ледниковыми валунными суглинками, песками, флювиогляциальными песками и песчано-гравийно-галечными отложениями. Характерно сплошное развитие ММП. Широко развиты пластовые льды. Почвы тундровые (мерзлотные) оподзоленные. Растительность – тундровые кустарники, в понижениях ивняки. Ведущими ЭГП являются

заболачивание, криогенное пучение, термокарст, солифлюкция, полигональные грунты, оползание склонов по мерзлоте, на участках развития песков – дефляция (выдувание). Пораженность ландшафта ЭГП 75–90%. Геодинамическая устойчивость ландшафта низкая. Геохимическая устойчивость ландшафта низкая.

Прибрежно-морская аккумулятивная террасированная равнина (5) приурочена к прибрежной зоне Печорского и Карского морей. Представлена плоскими участками аккумуляции морских террас на коренных породах, ледниковых валунных суглинках, более древних песчаных толщах, прибрежно-морских отложений. Сложена преимущественно морскими песками, реже суглинками и глинами. Зона ММП относительно маломощная, до 50–100 м, уменьшается к побережью. Отмечается наличие пластовых льдов. 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.

Около 45% бровок террас составляют абразионные и абразионно-денудационные уступы, выработанные в скальных породах. И около 55% – абразионные и термоабразионные уступы, выработанные в рыхлых породах. Основными ЭГП являются абразия на современном побережье, интенсивное заболачивание, полигональные грунты, солифлюкция, термокарст, термоабразия, дефляция, повсеместное развитие оползания склонов по мерзлоте, особенно на абразионных уступах и склонах долин, прорезающих равнину рек и ручьев, выработанных в рыхлых породах. Пораженность ландшафта ЭГП до 75%. Геодинамическая устойчивость ландшафта низкая. Геохимическая устойчивость вследствие песчаного состава отложений высокая.

Долинно-террасовые участки эрозионно-аккумулятивного рельефа (6) представлены полого-наклонными поверхностями пойм первой и более высоких надпойменных террас (не расчлененных). Характеризуются накоплением аллювиальных отложений различного литологического состава. Растительность – кустарники по долинам рек. Почвы подзолистые, дерново-подзолистые. Ведущими ЭГП являются криогенные, в меньшей степени оползни, заболачивание. Пораженность ландшафта ЭГП – от 25 до 50%, поэтому геодинамическая устойчивость ландшафта оценивается как средняя. Геохимическая устойчивость – высокая.

Эколого-геохимическая обстановка

Исходные для геохимического анализа материалы представляют собой разнородный набор геохимических данных. В целом территория листа относится к малоисследованной территории с ненарушенными природными ландшафтами. Аналитические данные для определения геохимической специализации взяты из опубликованных работ [206, 207, 124], работ по международному проекту «Экогеохимия Баренцева региона» и из отчета А. С. Микляева по крупномасштабной геологической съемке [269].

Недостатком этих работ является редкая сеть опробования. Например, по «Баренцпроекту» количество точек опробования на лист масштаба 1 : 1 000 000 в среднем составляет около 83 точек. А «сборные» геохимические пробы у Я. Э. Юдовича [207] состоят из 1, 3–4, максимум 7–8 проб. Так как дубликаты проб отсутствуют, нельзя провести метрологический контроль, проверить правильность и воспроизводимость результатов (особенно по Se, As, В, Hg) использованных аналитических данных.

По результатам этих работ большая часть территории листа в целом с точки зрения превышения предельно допустимых концентраций (ПДК) характеризуется фоновыми содержаниями большинства элементов. На общем фоне повышенными до 2–5 ПДК содержаниями в почвах многих элементов (Cd, Ni, Ba, Mn, Zn, As, Pb, U) существенно выделяется грядово-увалистая зона Пай-Хоя, что вероятно связано с близостью коренных пород, обогащенных этими элементами. В природных водах этого ландшафта отмечены источники с опасными концентрациями Cd и Ni в бассейне р. Бол. Ою, Cd, U – в бассейне р. Хейяга [124]. Отмечаются повышенные значения по окисляемости до 1,5–3 ПДК. В природных водах тундровых ландшафтов обычно наблюдается повышенное содержание Fe и Mn [85].

Высокая степень опойскованности Урала и Пай-Хоя способствовала выявлению многочисленных локальных природных источников загрязнения геологической среды, представленных месторождениями и проявлениями (более 200). Всеми методами геохимических поисков выявлено более 60 перспективных геохимических аномалий [291], элементный состав которых отражает основные типы оруденения (марганцевое, полиметаллическое, медно-никелевое, золотое и др.). Распространение природных источников загрязнения по площади указывает на многоочаговый характер их распределения по всем литокомплексам в пределах ландшафтов (1–3) Уральского горного сооружения и Пай-Хоя. В районах проявлений марганцевых руд, баритовых руд, медно-никелевых руд, полиметаллов, фосфоритов, флюорита отмечаются связанные с ними точечные аномалии, достигающие опасных и чрезвычайно опасных концентраций отдельных элементов. Оценка их геоэкологической значимости и опасности (в том числе с точки зрения ПДК) каждой из них в масштабе 1 : 2 500 000 не представляется возможной.

Естественная радиоактивность обусловлена присутствием в слагающих регион геологических комплексах радиоактивных изотопов различных элементов. Основная доля излучения связана с радиоактивным распадом U, Th и K⁴⁰. Слабо повышенный уровень связан с геохимически специализированными геологическими формациями, в которых концентрации U и Th иногда превышают 2,5 кларка. Известно, что ионизирующее излучение усиливает воздействие элементов-канцерогенов [93].

Локальное загрязнение происходит на площадях с месторождениями нефти [77, 134]. В юго-западной части листа выявлено загрязнение почв, связанное с разработкой нефтяных месторождений. Техногенное загрязнение, связанное с добычей нефти, проявляется в виде выбросов нефти, загрязнения буровыми сточными водами, глинистыми растворами с бари-

том и химреагентами, бытовыми отходами, размещения складов ГСМ и химреактивов. Площадь загрязненных почв вокруг скважин достигает 2 га, главный элемент-загрязнитель – барий (3,8–12,9 ПДК). В зумпфах скважин велика концентрация органических загрязняющих веществ: СПАВ – 3–8 ПДК, нефтепродуктов – 80–300 ПДК, ХПК – 3–140 ПДК.

Оценка эколого-геологической ситуации

Техногенно нарушенные ландшафты на территории листа приурочены только к промышленным районам: пос. Амдерма, где располагается карьер по добыче флюорита и бывший военный аэродром, а также к тракторным дорогам и месторождениям нефти. Техногенная нагрузка, связанная с проведением геологических исследований, поисковая стадия которых включала горно-буровые работы, точечная и особого значения не имеет. Вездеходно-тракторные дороги наносят определенный вред окружающей среде, вскрывая растительный покров, для восстановления которого требуется около 25 лет. Ширина наиболее значимых дорог от г. Воркута до поселков Каратайка и Усть-Кара на отдельных участках достигает 500 м и более. Однако альтернативы им в настоящее время не видно.

Вся сухопутная часть территории листа относится к зоне кочевого оленеводства. Здесь осуществляется выпас стад оленей как местных крупных оленеводческих хозяйств, базирующихся в поселках Каратайка и Усть-Кара, так и частников-ненцев. Кроме того, в летний период к побережью с юга приходят многочисленные стада оленей из оленеводческих хозяйств Интинского, Воркутинского районов Республики Коми, а на Урале – из Ямало-Ненецкого округа. Поэтому хозяйственная нагрузка на тундру на отдельных участках, особенно на Полярном Урале, весьма значительна и может привести к деградации пастбищ.

Большая часть территории листа относится к естественным природным ненарушенным ландшафтам, в реках и озерах в изобилии водится рыба, в том числе ценных видов (сиг, чир, хариус, пелядь, нельма, кумжа, голец и др.), по крупным рекам на нерест поднимается голец. Поэтому в целом эколого-геологическая обстановка большей части территории листа, несмотря на широкое проявление неблагоприятных ЭГП, оценивается как удовлетворительная.

Эколого-геологическая обстановка в пределах грядово-увалистого ландшафта Пай-Хоя оценивается как напряженная, что связано с проявлением здесь многочисленных экологически неблагоприятных природных объектов и процессов, к которым относятся повышенные концентрации тяжелых металлов в почвах и местами в водоносных горизонтах, широкое развитие неблагоприятных ЭГП. Также как напряженная, эколого-геологическая обстановка оценивается в контурах нефтяных месторождений, где возможны разливы нефти, химреактивов, ГСМ и др.

ХАРАКТЕРИСТИКА ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ МОРСКОЙ ЧАСТИ ТЕРРИТОРИИ ЛИСТА

Основой для геоэкологической схемы акватории листа R-41 послужил фактический материал, полученный в ходе комплексной геоэкологической экспедиции на НИС «Академик Карпинский» в 1991 г. [51, 236]. Привлечены результаты морской геологической съемки масштаба 1:1 000 000, выполненной МАГЭ в 2005–2006 гг. (НИС «Геофизик»), и подробные картографические обобщения по загрязнению Байдарацкой губы, приведенные в отчете В. В. Николаева [277]. Кроме того, учтены все доступные нам на настоящее время фактические данные из печатных и фондовых работ [2, 50, 51, 236, 79, 105, 104, 101, 277, 140].

Общее количество станций комплексного опробования с различным набором аналитических определений составило 212. Объемы и виды анализов приводятся в табл. 12. Исследования выполнялись в МОАРК АНИИ и ВНИИОкеангеология по гостированным методикам.

Геоэкологическая схема составлена в масштабе 1:2 500 000 на основе изучения и обобщения большого числа абиотических, биотических и техногенных параметров. Рассматриваемая акватория листа R-41 расположена на юго-западе Карского моря и частично захватывает северную мористую часть Байдарацкой губы. Южная половина листа занята Югорским полуостровом, а недалеко от восточной границы планшета находится п-ов Ямал.

Ландшафтное районирование акватории

Ландшафтное районирование является неотъемлемой частью при экологическом изучении акватории, так как ландшафт формируется под влиянием совокупности абиотических, биотических и техногенных факторов.

Основой для построения итоговой ландшафтной схемы по листу R-41 послужили геоморфологическая карта, литологическая карта поверхности морского дна, карта четвертичных отложений. Особенности распространения донных сообществ на акватории составлены по литературным источникам [11, 103, 176, 88, 54].

При классификации ландшафтов первыми признаками выделения комплексов выступают их приуроченность к крупным морфоструктурам и интервалам глубин. Кроме того, каждый тип ландшафта должен характеризоваться единым гидродинамическим режимом и, следовательно, сходными процессами седиментации осадков и однородностью сочетания биоценозов.

Южно-Карский шельф представляет собой подводную равнину с холмисто-котловинным рельефом. Глубокие впадины здесь разделены поднятиями относительной высотой более 100 м. В восточной части листа изученная акватория представляет собой мелководную выровненную равнину (углы наклона 5–15'), ограниченную 50-метровой изобатой. Рельеф центральной и северной части акватории усложнен системой палеоврезов древней речной сети. В Югорской впадине глубины до 240 м. Гидродинамический режим моря складывается из постоянных и приливо-отливных течений, волнения и сгонно-нагонных течений. В целом по акватории в составе

осадков доминируют пелитовые фракции. Пелитовые осадки занимают наибольшую площадь в глубоководной части данного района в Югорской и Пучуханской впадинах. Содержание гравия в осадках на большей части акватории менее 1%. Лишь вдоль абразионного берега о. Вайгач и на Северо-Югорском склоне содержание гравия в осадке достигает 21%.

Песчаные осадки в основном приурочены к возвышенным частям рельефа (Западно-Ямальская отмель, Байдарацкая равнина, Северо-Югорский склон). Береговая зона п-ова Ямал и о. Вайгач является заповедной территорией [140]. Более подробное описание геоморфологических и литологических характеристик акватории представлено на соответствующих картах.

Основным индикатором ландшафтов является совокупность биоценозов в определенных районах. Для подводных ландшафтов, при мелкомасштабном картировании, картировочным признаком биотической составляющей ландшафта выступает трофическая группировка.

Неподвижные сестонофаги приурочены преимущественно к районам прибрежных мелководий с активной гидродинамикой и крупнозернистыми (гравийно-песчаными) грунтами с большим содержанием каменного материала (Северо-Югорский склон, Печороморская ступень), где наиболее высоки концентрации взвеси у дна, а донные осадки содержат мало органического вещества.

Подвижные сестонофаги поселяются в условиях достаточно высокой подвижности придонных вод, когда процессы переноса мелких фракций и органической взвеси над дном преобладают над процессами их оседания. Значительная часть пищевого материала находится во взвеси – в стадии переноса (Байдарацкая равнина, Северо-Югорский склон, Западно-Ямальская отмель).

Собирающие детритофаги поселяются обычно в районах с относительно слабой гидродинамикой, где процессы оседания взвеси преобладают над процессами ее переноса и получают распространение мелкозернистые, алевритовые и алеврито-глинистые осадки (Южно-Карский свод, возвышенность Литке, Югорская и Пучуханская впадины).

Грунтоеды населяют понижения и впадины с максимально ослабленной гидродинамикой и процессами накопления мягких мелкозернистых осадков и органики (Югорская и Пучуханская впадины).

Совокупность вышеперечисленных критериев позволила на изученной акватории выделить следующие типы ландшафтов.

Ландшафты прибрежных склонов. В течение длительного времени года прибрежная зона полностью или частично покрыта льдами. Суровые климатические условия способствовали формированию здесь многолетне-мерзлых пород.

Абразионные склоны на глубинах до 50 м сложены морскими и ледниково-морскими отложениями. Крутая (с углами наклона от 30' до 3°) часть склона (7а) характеризуется стабильной интенсивной гидродинамикой вод (складывающейся из вдольбереговых, волновых и приливных течений) и процессами размыва. В данных условиях формируются гравийно-песчаные и алеврито-песчаные осадки, что способствует поселению здесь неподвижных сестонофагов, где доминируют усоногие раки (*Balanus*

Состав лабораторных исследований

Виды определений	Придонная среда	Число проб
Количественное определение тяжелых металлов (Ni, Zn, Co, Pb, Mn, Fe)	Осадок	13
Спектральный приближенно-количественный анализ на 27 элементов	Осадок	230
Определение нефтяных углеводородов и хлорорганических поллютантов (НУ, фенолы, Σ ГХЦГ, Σ ДДТ, ПХБ)	Осадок	12
Определение биогенных компонентов (NO_3 , NO_2 , PO_4 , $\text{P}_{\text{общ}}$)	Осадок	14
Химический анализ солянокислых и содовых вытяжек (P_2O_5 , SO_3 , Al_2O_3 , SiO_2 и др.)	–	14
Определение удельной активности радионуклидов (Q^{137} , Th^{232} , Ra^{226} , K^{40})	–	212
Количественное определение тяжелых металлов (Cu, Ni, Co, Zn, Cd, Pb, Fe, Mn, Sn)	Вода	12
Определение НУ, ПАУ, фенолов	Вода	7
Определение хлорорганических поллютантов (Σ ГХЦГ, Σ ДДТ, ПХБ)	Вода	7
Определение биогенов и СПАВ	Вода	7
Количественное определение тяжелых металлов (Zn, Cd, Pb, Fe, Cu)	Бентос	13
Определение хлорорганических поллютантов (Σ ГХЦГ, Σ ДДТ, ПХБ)	–	7
Определение удельной активности радионуклидов Q^{137} , Th^{228} , Ra^{226} , K^{40}	–	7

balanus + *Balanus crenatus*) и подвижных сестонофагов, среди которых преобладают двустворчатые моллюски (*Serripes groenlandicus* + *Ciliatocardium ciliatum*, *Astarte crenata*). Более пологая (с углами наклона $15'-1^\circ$) часть склона (7б) отличается нестабильной интенсивной гидродинамикой вод с процессами транспортировки, размыва и, частично, аккумуляции, с накоплением пелито-алевритовых и крупнообломочных миктитов. Здесь преобладают подвижные сестонофаги: двустворчатые моллюски *Serripes groenlandicus* + офиура (*Stegophiura nodosa*).

Абразионно-аккумулятивные склоны на глубинах до 50 м с углами наклона до $15'$ сложены также морскими и ледниково-морскими отложениями, с развитием мерзлотных явлений. По составу осадков и гидродинамике среды подразделяются на два вида. Первый (8а) – склоны, сложенные пелито-алевритовыми осадками, формирующимися в условиях нестабильной, преимущественно слабой гидродинамики, с преобладанием процессов транспортировки и частичной аккумуляцией. Второй (8б) – склоны,

сложенные крупнообломочными миктитами, формирующимися в условиях интенсивной или умеренной гидродинамики с преобладанием процессов размыва и транспортировки. Трофические группировки бентоса, распространенные в их пределах – подвижные сестонофаги.

Общая биомасса в пределах склоновых ландшафтов составляет 100–200 г/м².

Ландшафты подводных равнин. Мелководные равнины с глубинами 10–50 м простираются в юго-восточной части Карского моря (Байдарацкая губа и акватория, прилегающая к западному побережью Ямала) и на востоке Баренцева моря.

Морские равнины, сложенные морскими и аллювиально-морскими отложениями (9а), с развитием мерзлотных явлений, характеризуются углами наклона 5–15°. К ним относятся Байдарацкая равнина и западная часть Западно-Ямальской отмели, где в условиях нестабильной, преимущественно умеренной гидродинамической активности, складывающейся под воздействием ветровых, волновых и приливных течений, с преобладанием процессов транспортировки, отлагаются мелкообломочные миктиты и алевроитовые пелиты. На западном участке Западно-Ямальской отмели наблюдаются скопления ракуши и ракушечного детрита. Простая структура (малое число видов, входящих в сообщество), неустойчивость и быстрые темпы регенерации при восстановлении более благоприятных условий существования являются наиболее характерными особенностями биоценозов. Донное население представлено подвижными сестонофагами: двустворчатыми моллюсками (*Serripes groenlandicus*, *Tridonta borealis*) и грунтоедами: полихетами (*Spiochaetopterus typicus*). Доминирующими видами являются двустворчатые моллюски. Биомасса макробентоса составляет 100–400 г/м² [140].

Морские равнины, сложенные морскими и ледниково-морскими отложениями (9б), приурочены к глубинам моря до 15 м. К этим равнинам относятся Печороморская равнина и восточная часть Западно-Ямальской отмели. Основным типом осадков здесь являются пески и алевроитовые пески, которые формируются в условиях стабильно умеренной гидродинамической активности с преобладанием процессов транспортировки и размыва. Преобладающим населением являются подвижные сестонофаги, представленные двустворчатыми моллюсками (*Serripes groenlandicus*, *Tridonta borealis*, *Macoma calcarea*, *Ciliatocardium ciliatum*). Биомасса макробентоса – 200–300 г/м².

Зона пролива Югорский Шар (10) с морскими, ледниково-морскими отложениями отличается глубинами 10–15 м, углы наклона поверхности дна 5–15°. Дно покрывают гравийно-песчаные и песчаные осадки, формирующиеся в условиях стабильно интенсивной гидродинамической активности с преобладанием процессов транспортировки и размыва. Группировки бентоса представлены неподвижными сестонофагами: усоногими раками (*Balanus balanus* + *Balanus crenatus*) и подвижными сестонофагами: двустворчатыми моллюсками (*Serripes groenlandicus* + *Ciliatocardium ciliatum*). Общая биомасса бентоса составляет 50–100 г/м².

Ландшафты возвышенностей (Южно-Карский свод, возвышенность Литке). *Привершинные части на глубинах 90–110 м (11)* с углами наклона до 15' сложены морскими, ледниково-морскими отложениями. Преобладающие осадки – мелкообломочные миктиты, которые формируются в условиях нестабильной, преимущественно слабой гидродинамической активности с процессами транспортировки. В трофических группировках преобладают подвижные сестонофаги: двусторчатые моллюски (*Astarte crenata*, *Bathyarca glacialis*) и собирающие детритофаги: иглокожие (*Ophiopleura borealis* + *Ophiocten sericeum*). Общая биомасса макробентоса 50–100 г/м².

Эрозионные, абразионные и абразионно-аккумулятивные склоны и террасы (12) по сравнению с прибрежным склоном более пологие (крутизна склонов 15–30°), находятся вдали от берега на глубине моря до 150 м, сложены морскими, ледниково-морскими отложениями. В условиях нестабильной, преимущественно слабой гидродинамической активности с преобладанием процессов транспортировки и аккумуляции, формируются алевритовые пелиты. Доминирует фауна собирающих детритофагов: иглокожих (*Ophiopleura borealis* + *Ophiocten sericeum*). Общая биомасса бентоса 50–100 г/м².

Ландшафты впадин. На акватории листа расположены две впадины: в южной части – Югорская и в северо-западной части – Пухучанская.

Днища впадин, сложенные морскими нефелоидными отложениями, выстилают пелитовые осадки с содержанием пелитовой фракции 75–85%, формирующиеся в условиях стабильно слабой гидродинамической активности с преобладанием процессов аккумуляции. Днище Пухучанской впадины (*13а*) располагается на глубине моря 150–170 м. Донное население представлено подвижными сестонофагами: двусторчками (*Astarte crenata*, *Bathyarca glacialis*) и грунтоедомы, общая биомасса которых составляет 50–200 г/м². Днище Югорской впадины (*13б*) располагается на глубине более 200 м. Эти условия способствуют бедному видовому разнообразию биоценозов. В основном это грунтоеды: полихеты (*Spiochaetopterus typicus*, *Scolesoma fragilis*, *Scoloplos armiger*), общая биомасса которых составляет 100–200 г/м².

Эрозионные, абразионные и абразионно-аккумулятивные склоны впадин, сложенные морскими, ледниково-морскими и морскими нефелоидными отложениями. На склонах преобладают процессы транспортировки и аккумуляции; в условиях нестабильной, преимущественно слабой гидродинамики формируются пелиты и алевритовые пелиты.

Склоны Пухучанской впадины (*14а*), расположенные на глубинах 100–150 м, с углами наклона до 15', населяют собирающие детритофаги: иглокожие (*Ophiopleura borealis* + *Ophiocten sericeum*) и грунтоеды: полихеты (*Spiochaetopterus typicus*). Общая биомасса составляет 50–100 г/м².

На склонах Югорской впадины (*14б*), которые расположены на глубинах 100–200 м и характеризуются средней крутизной до 30', в донной фауне господствуют подвижные сестонофаги: двусторчки (*Tridonta borealis*) и собирающие детритофаги: иглокожие (*Ophiopleura borealis* + *Ophiocten sericeum*). Общая биомасса составляет 100–200 г/м².

Основные различия между рассмотренными впадинами заключаются в глубине их днищ, крутизне склонов, удаленности от берега (наиболее удалена Пухучанская впадина), в содержании пелитовой фракции, в видовом составе фаунистического комплекса.

В заключение можно констатировать, что структура бентоса тесно связана с процессом осадконакопления и опосредованно с рельефом дна и динамикой вод. Животные с определенной пищевой адаптацией занимают на дне моря участки, где формы пищевого материала соответствуют типу их питания [152]. По количественному развитию донной фауны Карское море относится к относительно малопродуктивным арктическим водоемам гумидной зоны. Свойственная ему трофическая структура донного населения сформировалась на фоне сравнительно низких показателей биомассы донной фауны. Вследствие присущего арктическим морям тяжелого ледового покрова, снижающего волновую активность вод и абразию береговой зоны, максимально активные воды имеют ограниченное распространение. В результате и грубозернистые донные осадки, и поселяющаяся на них фауна распространены намного меньше, чем, например, в Баренцевом море [11].

Характеристика загрязнения придонных сред

Согласно выводам многих исследователей, степень загрязнения придонных сред Карского моря, по сравнению с Баренцевым, гораздо ниже. Однако рассматриваемая акватория не изолирована от поступления поллютантов, разнос которых, в частности, связан с перемещениями водных масс. Морские течения из Баренцева моря по проливам Карские Ворота и Югорский Шар способствуют распространению загрязняющих веществ из Печорского бассейна, антропогенная нагрузка на который достаточно велика. Так, по данным В. В. Мотычко [117], концентрация Zn, Cu, Co, Hg в водах Печорского моря в период 1994–1995 гг. превышала уровень ПДК. Очевидную угрозу представляют захоронения радиоактивных отходов в бухтах восточного побережья арх. Новая Земля [105]. С буровыми работами на углеводородное сырье и удручающим состоянием буровых площадок, подъездных путей, причальных сооружений связано поступление в изучаемую акваторию тяжелых металлов Cu, Pb, Zn, Ba, Sr и нефтяных углеводородов [101]. Кроме того, несмотря на небольшое количество населенных пунктов, известны отдельные районы, в частности, поселки Амдерма, Харасавэй, где побережья превращены в свалку металлолома и других бытовых отходов, в том числе пластмасс. Последние способствуют распространению в море таких ксенобиотиков, как хлорированные углеводороды [67]. К общей массе поллютантов добавляется и загрязнение радионуклидами. При этом следует напомнить, что береговая зона п-ова Ямал и о. Вайгач является заповедной территорией [277].

Таким образом, в настоящее время акватория листа R-41 испытывает пресс техногенного воздействия. Его интенсивность будет расти в связи с освоением месторождений углеводородного сырья как на море (газоконденсатные супергиганты Русановское и Ленинградское), так и на п-ове Ямал

(Харасавэй и др.), а также – в связи с намечаемым строительством магистрального газопровода по дну Байдарацкой губы.

Для оценки степени загрязнения придонных морских сред изученного региона мы опирались на рассчитанные В. И. Гуревичем [51] фоновые содержания большого числа компонентов природного и техногенного загрязнения для обширнейшего Западно-Арктического шельфа, в целом пока еще мало затронутого процессами антропогенного воздействия, а также – сравнение аналогичных параметров с данными по смежному листу S-41–43.

Типизация техногенных компонентов в соответствии с их составом и характером транспортировки выполнена по В. И. Гуревичу [51].

Полигенное загрязнение акватории

Тяжелые металлы. В изученной акватории тяжелые металлы имеют природное, техногенное или смешанное происхождение. За счет размыва коренных пород Полярного Урала, о-ва Вайгач, арх. Новая Земля, где широко развито полиметаллическое оруденение, поступают Cu, Pb, Zn, Co. Сугубо техногенными являются Ba, Sr, Cd, которые попадают в море при стоках с буровых площадок, сильно загрязненных цементом, буровым раствором, химическими реагентами. Кроме того, такие металлы как Ni, Cu, Zn, Pb могут привноситься в бассейн в составе аэротехногенных дымов. Естественно, при оценке общей геохимической ситуации мы рассматриваем суммарное количество каждого металла.

Содержание и статистические параметры распределения тяжелых металлов в придонных средах акватории листа R-41 приведены в табл. 13. Небольшое число станций с количественными анализами не позволяет применять стандартные методы математической статистики. Поэтому за фоновые концентрации мы принимаем средние значения, а к аномальным относим удвоенные или утроенные средние, что хорошо согласуется с данными В. В. Николаева по Байдарацкой губе [277].

Практически все тяжелые металлы образуют многоточечные контрастные аномалии в Пухучанской впадине к северу от м. Харасавэй, где они связаны с пелитовыми осадками, которые, как известно, характеризуются хорошими сорбционными свойствами. Кроме того, переуглубления в днище этой впадины с абсолютными отметками –150 м и более, вероятно, могут служить седиментационными ловушками (промежуточными или конечными депоцентрами) для осадочного материала, поступающего как с размываемых берегов п-ова Ямал, так и в составе нисходящего литодинамического потока из кутовой, более загрязненной части Байдарацкой губы. Контаминанты, которые связаны с подобными ловушками, формируют здесь вторичные ореолы рассеяния.

В осадках Пухучанской впадины отмечены максимальные для изученной площади концентрации (мкг/г) Co (31), Zn (110) и Pb (94), что для Co и Zn в 2–3 раза превышает фоновые значения, а для свинца это превышение составляет почти 6 раз. Здесь же, по данным В. В. Николаева [277], зафиксированы максимальные концентрации никеля (до 67 мкг/г).

Содержание тяжелых металлов в придонных средах территории листа R-41

Поллютант	Число проб	В акватории листа R-41				В акватории листа S-41–43			Среднее по Западно-Арктическому шельфу (Гуревич, 2002)	Кларковые содержания (Виноградов, 1967)	ПДК для морских водоемов
		min	max	Ср. арифм.	Аномальное	Закон распределения	Среднее	Аномальное			
Донные осадки, мкг/г											
Co	13	4	31	16,8	33,6	ЛН	28	55	8,2	10 ¹ /20 ²	–
Zn	13	4	110	39,5	80	Н	96	170	52	80 ²	400 ⁴
Pb	13	7	94	16	32	ЛН	48	404	13	20 ²	200 ⁴
Ni*	76	10	67	30	62	Н	45	111	22	581/95 ²	100 ⁴
Cu*	76	5	31	13	27	ЛН	84	–	35	301/57 ²	400 ⁴
As*	76	1	100	12,1	46	–	40	–	–	6,62	–
Придонная вода, мкг/дм³											
Ni	12	<0,1	<0,2	0,14	0,28	ЛН	0,18	0,43	0,06	2 ³	10 ⁵
Cu	12	0,1	0,3	0,2	0,4	ЛН	0,28	0,80	0,12	3 ³	5 ⁵
Pb	12	0,2	0,6	0,41	0,82	Н	0,55	0,97	0,12	0,03 ³	10 ⁵
Co*	43	0,01	0,06	0,02	0,06	–	0,04	–	–	0,5 ³	5 ⁵
Zn*	43	0,3	10,5	1,7	3,7	Н	2,2	5,6	1,8	10 ³	50 ⁵
Cd*	43	0,01	3,4	0,26	1,0	ЛН	0,033	0,09	0,015	0,1 ³	10 ⁵
Макробентос, мкг/г сухого веса											
Cd	13	0,4	5,5	–	–	ЛН	–	–	0,83	–	–
Cu	13	2,0	33,0	–	–	ЛК	–	–	1,6	–	–
Pb	13	1,0	6,5	–	–	ЛК	–	–	1,4	–	–
Zn	13	2,0	416,0	–	–	ЛН	–	–	72	–	–

Примечание: Кларковые содержания приводятся по А. П. Виноградову (1967): ¹ для глинистых осадков морей; ² для осадочных пород; ³ для воды современных океанов. ПДК приводятся: ⁴ по Gerlach, 1981; ⁵ по ОБУВ, 1990; * сведения взяты из работы В. В. Николаева, 2003.

Край крупной весьма контрастной аномалии с высокими содержаниями Pb и Zn в пелитах расположен в северо-западном углу планшета. Концентрации металлов быстро увеличиваются по направлению к Восточно-Новоземельской впадине и за пределами листа R-41 достигают 243 мкг/г свинца и 170 мкг/г цинка.

Несколько слабоконтрастных и контрастных аномалий отмечены в пелитовых и алевроито-пелитовых осадках Югорской впадины в центре планшета [277]. Эти ореолы имеют северо-западное простирание и включают группу металлов (Zn, Ni, Cu) с содержаниями, не превышающими два стандартных отклонения (табл. 13). Здесь обращает на себя внимание значительная концентрация As (до 100 мкг/г), что более чем в 2 раза превышает экологические критерии [277]. Это обстоятельство, вероятно, требует дополнительной проверки, однако мы сочли необходимым указать такие сведения на геоэкологической схеме, т. к. мышьяк аккумулируется живыми организмами, хоть и в нетоксичной форме As^{5+} .

В придонных водах акватории листа R-41 тяжелые металлы практически не образуют даже слабоконтрастных аномалий. Исключением является свинец, максимальное содержание которого – 0,6 мкг/дм³ – отмечено в воде пролива Югорский Шар, что может быть связано с поступлением свинца из зон полиметаллического оруденения арх. Новая Земля и о-ва Вайгач. Отметим, что, по данным В. В. Николаева [277], повышенные концентрации кобальта и кадмия наблюдались в придонных водах мористой части Байдарацкой губы (0,06 и 3,4 мкг/дм³ соответственно). Эти аномалии мы также сочли необходимым вынести на геоэкологическую схему.

Сопоставление фоновых концентраций тяжелых металлов в придонных средах рассматриваемого района с рассчитанными В. И. Гуревичем соответствующими характеристиками для всего Западно-Арктического шельфа [51], а также – с кларками и уровнями предельно допустимых концентраций показало некоторое превышение фона по территории листа R-41.

Интегральная картина суммарного загрязнения придонных сред акватории листа R-41 показала, что зоной наибольшего концентрирования практически всех тяжелых металлов являются донные пелитовые осадки Пухучанской впадины. Эти аномалии, очевидно, имеют природное происхождение, так же, как и прочие локальные слабоконтрастные ореолы, отмеченные на геоэкологической схеме листа R-41. В целом распределение тяжелых металлов в рассматриваемом бассейне обусловлено литологическим составом донных осадков, близостью областей сноса, геоморфологической позицией и гидродинамикой водной среды.

Таким образом, в настоящее время как фоновые, так и аномальные содержания практически всех металлов в придонных средах листа R-41 в несколько раз ниже существующих пределов допустимых концентраций для морских вод и ориентировочных показателей загрязнения – для донных осадков. Закартированные аномалии представляют лишь геохимический интерес, а акватория листа может считаться свободной от загрязнений тяжелыми металлами.

Заметим, что, по литературным данным [140], уровни загрязнения металлами придонных сред рассматриваемого района за период с 1982 по 1991 г. изменились очень немного.

Гидротехногенное загрязнение детергентами. К числу исключительно техногенных поллютантов относятся *синтетические поверхностно-активные вещества* (СПАВ), распределение которых в придонных водах изучалось на семи станциях. Максимальное содержание (23 мкг/дм³, табл. 14) отмечено у пос. Амдерма, что, очевидно, связано с антропогенным загрязнением прибрежных вод при стоках бытовых отходов. ПДК для морских водоемов равно 100 мкг/дм³ [126].

Дендротехногенное загрязнение. При гниении древесины в подводных условиях образуются фенолы, которые относятся к числу весьма токсичных техногенных поллютантов. По данным В. В. Николаева [277], зона повышенных содержаний фенолов в донных отложениях акватории листа R-41 протягивается вдоль северного берега Югорского полуострова. При фоновом 0,1 мкг/г разброс значений составляет 0,01–0,49 мкг/г. По нашим сведениям, в придонной воде фенол в количестве 1,55 мкг/дм³ обнаружен на одной станции в составе комплексной слабоконтрастной аномалии у выхода из прол. Югорский Шар. Очевидно, появление фенолов в осадках и придонных водах связано с локальными участками скопления и разложения древесных остатков.

Петролетехногенная контаминация. Опасность загрязнения акваторий компонентами нефти и нефтепродуктов возрастает с началом разведки и разработки месторождений углеводородного сырья на море и прибрежной суше. Поэтому необходимой является оценка фоновых показателей нефтяного загрязнения придонных сред пока еще, очевидно, «чистой» акватории.

Статистические параметры распределения нефтяных углеводородов (НУ) в донных отложениях и придонных водах приводятся в табл. 14. Содержание НУ в осадках варьирует от 8,1 до 159,8 мкг/г при фоновом 67,8 мкг/г.

Высокие концентрации связаны с двумя обширными комплексными аномальными зонами: одной – в Пухучанской впадине, где вблизи, в районе Харасавэя, находятся нефтяные скважины, и второй – в прол. Югорский Шар.

Здесь, по данным В. В. Николаева [277], наблюдается максимальное для изученного региона содержание НУ – 185 мкг/г. Этот автор отмечает также небольшое увеличение концентраций НУ в осадках Югорской впадины.

Нефтяные углеводороды в придонных водах присутствуют в весьма малых количествах – от 0,5 до 7,2 мкг/дм³ при среднем 3,2 мкг/дм³, что во много раз ниже предельно допустимого уровня [126]. Все эти цифры вполне сопоставимы с аналогичными параметрами по смежному листу S-41–43 [44]. Следует отметить, что выполненные на акватории наблюдения за общим содержанием НУ в водах за период с 1985 по 1993 г. показали несколько повышенные значения, по сравнению с нашими данными [140], но существенного изменения в уровнях концентрации не произошло. Эти же авторы подтверждают отсутствие крупных источников прямого поступления НУ в морскую среду.

Содержание техногенных компонентов и радионуклидов в придонных средах территории листа R-41

Загрязнитель	Число проб	Размерность	В акватории листа R-41				В акватории листа S-41–43			Среднее по Западно-Арктическому шельфу (Гуревич, 2002)	ПДК для морских водоемов
			min	max	Средне-арифм.	Аномальное	Закон распределения	Среднее	Аномальное		
Донные осадки											
НУ	12	мкг/г	8,1	159,8	67,8	135,6	ЛН	32	677	340	3000
ДДТ	12	нг/г	0,0	0,12	–	Появление	Н	0,14	0,7	0,03	–
Придонная вода											
НУ	7	мкг/дм ³	0,5	7,2	3,2	6,4	П	2,3	11,1	1,0	50
ГХЦГ	7	нг/дм ³	0,30	1,04	0,67	1,35	Н	0,29	1,0	0,3	Отсутствие
Фенол	7	мкг/дм ³	0,0	1,55	–	–	ЛК	0,36	–	0,2	1
СПАВ	7	мкг/дм ³	8	23	14,7	29,5	П	4	19,8	3,1	100
Макробентос											
ГХЦГ	7	нг/г	0,0	1,00	–	–	П	–	–	8,2	–
ДДТ	7	нг/г	0,0	8,52	–	–	П	–	–	7,8	–
ПХБ	7	нг/г	0,0	3,59	–	–	ЛН	–	–	0,24	–
Радионуклиды в донных осадках											
137Cs	199	Бк/кг	0	7,1	7,20	30	Н	–	–	7,8	–
228Th	199	Бк/кг	0	24	55	100	Н	–	–	16	–
226Ra	199	Бк/кг	0	66	9,5	50	Н	–	–	6,8	–
40K	199	Бк/кг	0	970	468	850	ЛН	–	–	300	–

Примечание. Уровень ПДК для воды приводится по «Обобщенному перечню..., 1990». Уровень ПДК для осадков приводится по зарубежным данным.

В целом можно сделать вывод о благополучной экологической обстановке в регионе с точки зрения нефтяной контаминации.

Загрязнение хлорорганическими углеводородами. Хлорированные углеводороды (ХУ) являются одним из сугубо антропогенных высокотоксичных поллютантов, широко распространенных в природных средах. К этому виду загрязнителей относятся ксенобиотики ДДТ и ГХЦГ.

В пределах рассматриваемой акватории присутствие Σ ДДТ в количестве 0,12 нг/г обнаружено лишь в одной пробе донных осадков из аномальной зоны Пухучанской впадины. Появление этого поллютанта скорее всего связано с загрязнением побережья изделиями из пластмасс, бытовыми стоками, техногенными выбросами промышленных предприятий. Кроме того, ДДТ входит в состав еще одной контрастной аномальной зоны, край которой занимает северо-западный угол планшета, но основная часть этой зоны располагается вне границ бассейна на смежном листе S-41–43 [44].

Гексахлорциклогексановые соединения не обнаружены в донных осадках акватории листа R-41, но присутствуют практически во всех пробах придонной воды, хоть и в небольших количествах. Статистические параметры распределения ГХЦГ и ДДТ приводятся в табл. 14. Разброс значений ГХЦГ составляет от 0,3 до 1,04 нг/дм³ при фоновом 0,67 нг/дм³, что в два раза выше по сравнению с соответствующими параметрами на смежном листе S-41–43 и Западно-Арктическом шельфе. ГХЦГ образует лишь одну слабоконтрастную аномалию в районе пос. Амдерма. Еще один активный высокотоксичный ксенобиотик ПХБ (полихлорированные бифенилы) отсутствует в изученной акватории.

По литературным данным [140], наблюдения, выполненные в 1985–1993 гг., показали, что содержания ХУ в придонных средах юго-западной части Карского моря в разные годы примерно одинаковы. При этом фоновые и аномальные значения близки к нашим параметрам, а концентрации всех поллютантов в воде летом ниже, чем зимой. Отметим также, что максимальные содержания хлорорганических загрязнителей зафиксированы в донных осадках пелитового состава.

Хлорированные углеводороды являются наиболее опасными среди всех рассмотренных поллютантов. Широкое распространение их в природных экосистемах должно обращать на себя внимание. Важно, что по «Обобщенному перечню...» [126] предполагается отсутствие этих ксенобиотиков в водах рыбохозяйственных водоемов.

Радиотехногенное загрязнение. К радионуклидам природного происхождения относятся ⁴⁰K, ²³²Th, ²²⁶Ra. Распространение их в донных отложениях контролируется в основном природными факторами: литологическим составом осадков, петрографическими и минералогическими особенностями пород областей сноса, гидродинамикой акватории, донным рельефом.

Радиоэкологические исследования, выполненные МАГЭ в 2005–2006 гг. на НИС «Геофизик», позволили выяснить уровень и закономерности распределения удельной активности радионуклидов в донных осадках акватории листа R-41. Статистические параметры приведены в табл. 14.

Концентрации ⁴⁰K варьируют от 68 до 970 Бк/кг, фоновое составляет 468 Бк/кг. Ореол повышенной активности этого изотопа (более 850 Бк/кг)

отмечен в алевроитовых пелитах Западно-Ямальского склона на глубинах 100–120 м. Вторая небольшая по площади зона связана с миктитами западного края террасы Литке. Можно предположить, что хотя этот изотоп относится к природным радионуклидам, его локальные аномалии содержат слабую наложенную техногенную компоненту.

Фоновая и аномальная удельные активности ^{232}Th (55 и 100 Бк/кг соответственно, табл. 14) примерно аналогичны рассчитанным В. В. Николаевым [277] для донных осадков Байдарацкой губы. Единственная зафиксированная аномалия по ^{232}Th связана с пелитами террасы Литке на глубине 140–160 м. В северной части акватории отмечены два слабоконтрастных ореола по радионуклиду ^{226}Ra (более 50 Бк/кг, максимально 66 Бк/кг).

Таким образом, повышенные значения удельной активности природных радионуклидов связаны в основном с тонкозернистыми осадками и в целом не представляют опасности с точки зрения радиоактивного загрязнения морских придонных сред. Поэтому на геоэкологическую схему эти аномалии не вынесены.

К числу искусственных радионуклидов, которые создают основную радиационную опасность для живых организмов, относится ^{137}Cs . Источниками техногенного радиоактивного загрязнения в Арктике являются:

- радиоактивная пыль от атмосферных и подводных ядерных взрывов в районе арх. Новая Земля;
- хранилища ядерного оружия, ядерного топлива, радиоактивных отходов и списанных атомных подводных лодок, сливы в море жидких радиоактивных отходов;
- нештатные аварийные ситуации.

Кроме того, новоземельская радиоактивная пыль 1950–1960-х годов, осевшая на морское дно, водными потоками могла возвращаться назад к архипелагу, увеличивая концентрацию радиозагрязнителей в воде и донных отложениях акватории.

С начала 60-х годов максимальный уровень выпадения радиоактивных аэрозолей из атмосферы в северных районах страны был зарегистрирован в Амдерме в 1962 г.: 877 мКи/км² в сутки, что в 11 000 раз превышало тогдашние фоновые величины [103, 105]. Изучением распределения ^{137}Cs в северных морях занимались многие исследователи [50, 51, 104, 105, 106, 107, 277]. В 1992 г. В. И. Гуревичем [51] были рассчитаны фоновые концентрации ^{137}Cs в донных осадках Западно-Арктического шельфа (табл. 14).

Результаты определения удельной активности ^{137}Cs , полученные при радиоэкологических исследованиях МАГЭ в 2005–2006 гг. на НИС «Геофизик», показали сравнительно невысокий уровень загрязненности донных отложений акватории листа R-41. Концентрация цезия варьирует от 0,2 до 37,1 Бк/кг, а фоновая составляет 7,2 Бк/кг. Сходные цифры приводит и К. Риссанен [105]. По данным В. В. Николаева [277], для Байдарацкой губы аналогичные параметры в два раза ниже.

На геоэкологическую схему вынесены три аномалии по ^{137}Cs . Первые две аномалии, с максимальными содержаниями до 37,1 Бк/кг в пелитовых и алевроито-пелитовых осадках, расположены на террасах центральной

части Южно-Карского свода с глубинами 110–120 м. Третий ореол в южной части бассейна приурочен к чистым пелитам в переуглублениях (свыше 200 м) днища Югорской впадины. Здесь концентрация ^{137}Cs составляет 31 Бк/кг [105].

В целом в донных осадках акватории удельные активности ^{137}Cs распределены согласно нормальному закону, а повышенные значения приурочены, как правило, к отложениям существенно пелитового состава. Несмотря на то, что для изученного района характерен значительный разброс содержания изотопа Cs, общая степень распространения на площади листа R-41 этого техногенного радионуклида в основном соответствует природному фону. Однако существуют локальные ореолы с аномальными концентрациями ^{137}Cs , что однозначно говорит о необходимости постоянного контроля за радиационной обстановкой в изученном регионе.

Геоэкологическая оценка состояния придонных сред

Для интегральной оценки поликомпонентного загрязнения придонных сред акватории листа R-41 были обобщены результаты по всем видам природного и, возможно, техногенного воздействия. По геоморфологической принадлежности можно выделить два типа областей с приуроченными к ним аномальными зонами. Слабое загрязнение отмечается в прибрежных районах Югорского полуострова. Обширные и более контрастные аномалии связаны с переуглублениями в днищах Пухучанской и Югорской впадин, которые, вероятно, служат конечными депоцентрами для загрязняющих веществ.

Выполненные картографические обобщения показали, что для большинства загрязнённых участков характерно присутствие целого комплекса поллютантов. По степени полигенной контаминации на изученной акватории выделены три типа областей: слабо загрязнённые, весьма слабо загрязнённые, практически чистые.

К областям слабого загрязнения (контрастные аномалии по 2–4 и более компонентам) относится, в первую очередь, крупная контрастная многокомпонентная аномальная зона на северо-востоке планшета, приуроченная к Пухучанской впадине. Здесь в донных осадках зафиксированы аномалии практически по всем тяжёлым металлам (Zn, Co, Ni, Pb) и нефтяным углеводородам с превышением фона в 2–3 раза, а для свинца – почти в 6 раз. Северо-западный угол акватории занят краем крупной комплексной контрастной аномалии по Pb, Zn и ДДТ, уходящей за границу листа. Кроме того, ещё две небольшие аномальные зоны расположены на склоне Южно-Карского свода, где отмечаются загрязнения по Cu, Zn, Ni – в осадках и Ni, Zn, Cd – в придонных водах с превышением фона в 2–3 раза.

К группе областей весьма слабого загрязнения (слабоконтрастные аномалии по двум-трём компонентам) отнесены прочие ореолы, зафиксированные в прибрежье Югорского полуострова. Практически чистой остаётся западная половина акватории.

Если высокие концентрации тяжёлых металлов в акватории связаны с природными аномалообразующими объектами, то техногенный характер

аномалий ксенобиотиков – хлорированных углеводов не вызывает сомнения. Отметим также, что максимальные содержания большинства компонентов связаны с пелитовыми и алевроито-пелитовыми осадками.

Необходимо ещё раз пояснить, что в изученной акватории листа R-41 все, даже «ураганные», концентрации поллютантов за редчайшим исключением не превышают уровня имеющихся ПДК, а обычно – в десятки раз меньше. Выполненные нами расчёты фоновых и аномальных значений – это чисто геохимические показатели, которые характеризуют современное состояние акватории по отношению к загрязнениям и указывают на тенденцию накопления поллютантов в определённых зонах или геоморфологических позициях.

Таким образом, как уже неоднократно подчёркивалось, рассматриваемая акватория листа R-41 Карского моря относится к областям, которые ещё практически не затронуты техногенным прессом.

Однако вызывает опасение факт установления в придонных средах бассейна значимых количеств хлорированных углеводов (ДДТ, ГХЦГ), которые являются наиболее опасными техногенными загрязнителями. По существующему уровню ПДК эти поллютанты не должны присутствовать в водах морских водоёмов. Кроме того, необходимо осуществлять контроль за уровнем заражения донных осадков техногенными радионуклидами.

Кроме того, следует обратить внимание на следующие обстоятельства. Помимо вероятности химического загрязнения Байдарацкой губы и прилегающей к ней акватории, существуют так называемые опасные природные явления, способные при определенных условиях перерасти в природно-техногенные аварийные ситуации. Это, в частности, размыв и обрушение берегов, перемещение наносов, динамическое воздействие льда на дно и берега, термоабразия берегов. Эти опасности вполне могут стать реальностью при предполагаемом строительстве газопровода Ямал–Центр, что повлечет за собой, в первую очередь, антропогенные изменения в составе бентосных сообществ, которые могут стать необратимыми. Следовательно, совершенно необходимо осуществлять постоянный мониторинг за степенью вреда, причиняемого биоресурсам акватории техногенным воздействием при проведении изыскательских и строительных работ.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Территория листа R-41 охватывает на юге Пай-Хой с прилегающей Печорской низменностью и незначительную часть Полярного Урала, а на севере больше половины площади исследования занимает акватория Карского моря. В геологическом строении площади участвуют складчатые структуры Новоземельско-Уральского пояса, сопряженного на юго-западе посредством Предуральского краевого прогиба с Тимано-Печорской плитой, а на северо-востоке – с Южно-Карской частью Западно-Сибирской плиты. Осадочный чехол плит сложен мощными нефтегазоносными комплексами: Тимано-Печорской – палеозоя и мезозоя, а Западно-Сибирской – мезозоя и кайнозоя.

Перспективность территории листа R-41 может позиционироваться в отношении сравнительно небольшого круга полезных ископаемых: главным образом нефти и газа, каменного угля, баритов и флюорита; а из металлических – марганца, медно-никелевых руд, золота. Это связано с преобладанием преимущественно осадочных формаций и, соответственно, осадочного и стратиформного характера большинства полезных ископаемых, за исключением золота и медно-никелевых руд.

Лист R-41 Госгеолкарты-1000/3 составлен на основе анализа и обобщения геологических и геофизических данных, полученных на суше и прилегающем шельфе за 10 лет. В морской части листа выполнено дополнительное изучение акватории Карского моря: сейсмоакустическое профилирование и донное опробование, а на территории Пай-Хоя на опорных участках произведены полевые редакционно-увязочные и прогнозно-минералогические работы. В целом обеспеченность территории и акватории первичными данными достаточно высокая, что позволило создать полноценный комплект Госгеолкарты-1000 третьего поколения.

В результате работ за счет использования методов современного радиозотопного анализа получены новые данные, позволившие пересмотреть возраст ряда магматических комплексов и соответственно уточнить металлогенические построения.

На Центральном Пай-Хое по единичным цирконам (U/Pb, Shrimp-II) уточнен возраст хенгурского габбро-долеритового комплекса. Получены три конкордантные даты – $374,6 \pm 2,00$ млн лет, $374,0 \pm 2,7$ млн лет и $381,4 \pm 2,0$ млн лет, попадающие в интервал франского яруса. Таким образом, время внедрения силлов коррелируется с эпохой излияния оливиновых базальтов (рейская свита нижнего франна), а также формирования верхнедевонского костиншарского габбро-долеритового комплекса Новой

Земли и эпохой кимберлитового магматизма Зимнего Берега. По аналогии с этими тектоно-магматическими событиями, изменен возраст вайгачского габбро-долеритового комплекса на о. Вайгач и хойтальбейского габбро-долеритового комплекса в Байдарацкой подзоне, так как все эти внедрения, наиболее вероятно, были синхронны.

На хр. Оченырд на основании датировок единичных зёрен цирконов (U/Pb, Shrimp-II) установлен возраст гранитов Очетинской интрузии – 500 ± 5 млн лет. Таким образом, очетинские граниты являются интрузивной фазой пайпудынского риолитового комплекса и совместно с ними и одновозрастными эффузивными риолитами хойдышорской свиты образуют единую рифтогенную вулкано-плутоническую ассоциацию.

По результатам полевых работ установлено, что район среднего течения Сибирчатаяхи представляет собой зону перехода между лемвинскими (батыльными) и елецкими (шельфовыми) фациями. Для каменноугольных отложений характерны, по крайней мере, три типа разреза: мелководный шельфовый, мелководный отмельно-рифогенный бровки шельфа и склоновый относительно глубоководный. Примечательно, что все они расположены южнее линии Главного Пайхойского надвига и, таким образом, не входят в состав собственно Пайхойского (Карского) аллохтона. В результате можно сделать вывод, что амплитуда надвига Пайхойского аллохтона на собственно шельфовые фации весьма незначительна и, соответственно, наличие сколь-нибудь существенных ресурсов углеводородного сырья в поднадвиговой зоне маловероятно.

По результатам проведенных сейсмоакустических работ и донного опробования уточнено геологическое строение южного борта Южно-Карской синеклизы и Припайхойской моноклинали, созданы обоснованные фактическим материалом карты акватории: геологическая карта доплиоценовых образований, карта плиоцен-четвертичных образований, литологическая карта поверхности морского дна, а также геоморфологическая и геоэкологическая схемы.

Интерпретация новых (2005–2006 гг.) сейсмоакустических материалов с высоким разрешением, в комплексе с современными (2005 г.) разрезами МОВ ОГТ, позволила обновить сеймостратиграфическую основу для более детального расчленения мезозойских и кайнозойских отложений, уточнить границы распространения и структуру триасовых, юрских, меловых, палеогеновых и неоген-четвертичных комплексов осадочного чехла Южно-Карской синеклизы.

На склонах Обручевского вала и к юго-западу от него прослежены и закартированы зоны развития неструктурных ловушек в триасовом, нижне-среднеюрском, верхнеюрском, берриас-нижнеготеривском перспективных нефтегазоносных комплексах, связанные с зонами выклинивания коллекторов, базальными горизонтами и клиноформными толщами.

В рамках этой же работы была фактически создана заново и геофизическая основа листа, интегрирующая материалы выполненных в 2005 г. на площади листа гравиметрических, магнитометрических и сейсмических работ. Эти данные были обработаны и проанализированы на современном технологическом уровне и представлены в цифровой форме. Геофизические

материалы положены в основу ряда схем, которые дают представление о глубинном строении и тектонике региона: схематической геологической карты домезозойских образований, тектонической схемы, схемы тектонического районирования, структурных схем по опорным горизонтам, которые в свою очередь являются каркасом основных карт комплекта – геологической карты и карты прогноза нефтегазоносности.

В результате интерпретации геофизических (сейсмических, гравиметрических, магнитометрических) и геологических данных, включая материалы поисково-разведочного бурения, а также анализа многочисленных научно-исследовательских работ были уточнены соотношения основных тектонических элементов.

Главные тектонические черты региона сложились после завершения в позднем триасе–ранней юре складчатости в пределах северной части Урала, на Пай-Хое и Новой Земле. В результате этих событий были объединены массивы древних и молодых платформ. Структуры Западно-Сибирской плиты сформированы на гетерогенном складчатом основании, консолидированном в основном в герцинскую эпоху тектогенеза.

Анализ тектонических структур зоны сочленения Урала и Пай-Хоя показал, что попытки принципиального разделения Урала и Пайхойско-Новоземельской складчатой системы вступают в противоречие с фактическими данными. Представления о более позднем формировании пайхойских структур и их наложении на уральские носят на самом деле чисто умозрительный характер. В районе среднего течения р. Кара все основные структуры Пайхойского антиклинория моделированы более мелкой складчатостью с субмеридиональным (уральским) положением осевых плоскостей складок и разбиты на мелкие чешуи серий взбросо-надвигов с восточным падением сместителей. Выявленные при средне- и крупномасштабном картировании факты свидетельствуют, что Пай-Хой и Полярный Урал испытали складчатость практически одновременно, однако при этом складчато-надвиговые дислокации на Полярном Урале в итоге завершились позднее, чем собственно пайхойские. То есть, фактически существует единая Урало-Новоземельская складчатая система (пояс), сформировавшаяся вдоль восточной и северо-восточной окраины Восточно-Европейского континента при закрытии Палеоуральского океанического бассейна. Ее заложение произошло в позднем кембрии, а завершение формирования – в позднем триасе.

Альтернативное мнение о самостоятельности Пайхойско-Новоземельских структур по отношению к Уральской системе, преобладающее в литературе в последние годы, основывается на представлении о принципиальном различии истории их формирования. С этих позиций Пайхойско-Новоземельский сегмент, в отличие от Урала, сформированного в процессе эволюции океанического бассейна, развивается как внутриплитная структура, испытавшая складчатость в раннекеммерийскую эпоху тектогенеза.

Акцентируя внимание на проблеме соотношения структур Урала и Пай-Хоя – Новой Земли, дискуссия вокруг которой не угасает на протяжении многих десятилетий, авторы надеются, что приведенные в настоящей работе новые данные явятся вкладом в разработку убедительной модели,

объясняющей причины и геодинамику раннемезозойской коллизии, возникновение сложной, изогнутой в плане петли складчато-надвигового пояса. В свою очередь, это поможет разрешить спорные вопросы тектонического районирования.

На геодинамический сценарий развития событий, которые привели к образованию гигантской петли раннекиммерийских складчатых поясов, в какой-то мере проливают свет новые данные о структуре домезозойского фундамента Южно-Карского шельфа.

Во внешней зоне, прилегающей к Пай-Хою, в составе «складчатого фундамента» (палеозойского этажа) установлены как дислоцированные комплексы (нижне-среднепалеозойские), так и вложенные каменноугольно(?)–пермские бассейны, явно имеющие структурные связи с синформами Кармакульского прогиба Новой Земли и Карского синклиория Пай-Хоя. Эти бассейны прошли стадии развития от остаточных глубоководных флишевых трогов до межгорных прогибов, компенсированных молассовыми образованиями.

Триасовые (рифтогенные?) бассейны внутренней области, возможно, наследуют пермские молассовые прогибы. Особенности глубинного строения земной коры, структуры поверхности фундамента и характера гравитационного и магнитного полей свидетельствуют о формировании грабенообразных прогибов внутренней области в результате растяжения уже сложившегося к этому времени аккреционного комплекса, спаявшего фрагменты жестких древних блоков и замкнувшихся палеозойских бассейнов. По всей видимости, ослабленные шовные зоны между блоками определили заложение позднепермско(?)–раннетриасовых грабен-рифтовых систем. Юрские отложения в депрессионной части синеклизы залегают на верхнетриасовых конформно, без видимого углового несогласия, свидетельствуя, что внутренняя область Южно-Карской синеклизы практически не была затронута раннекиммерийскими дислокациями.

Таким образом, к концу триаса рифтогенные процессы в Южно-Карской синеклизе практически завершились, и блоки основания внутренней области и ступеней внешнего пояса образовали единый достаточно жесткий массив. Дальнейшее развитие коллизионных процессов происходило по периферии этого массива, передававшего давление со стороны Сибирского кратона в юго-западном направлении, со смещением вдоль Байдарацкой и Таймыро-Новоземельской сдвиговых систем разломов.

При допущении, что основные складчато-надвиговые дислокации на рубеже триаса – нижней юры реализовались в относительно узкой зоне на Пай-Хое и его западном фланге, может быть логично объяснена меньшая степень деформаций пермской толщи шельфовых прогибов, по сравнению с Карским синклиорием.

Осадочный чехол Южно-Карской части Западно-Сибирской плиты представлен образованиями от нижнего триаса до палеогена–неогена(?), слагающимися синрифтовый и плитный ярусы. Однако возраст нижних горизонтов тафrogenного комплекса (присутствуют ли в его составе пермские и более древние образования?) остается одной из нерешенных проблем. Сейсмоакустические данные, полученные в 2005–2006 гг., позволили уве-

ренно проследить границы выхода позднеготерив-аптского, альб-сеноманского, турон-датского комплексов осадочного чехла на поверхность доплиоцен-четвертичного денудационного среза в западной части Припайхойской моноклинали. В южной части Южно-Карской синеклизы детализированы контуры распространения палеогеновых и олигоцен-миоценовых отложений. Однако сейсмоакустические данные, в силу ограничений метода, не позволили однозначно установить строение мелководного юго-восточного района шельфа.

На акватории плиоцен-четвертичные отложения (преимущественно морские, ледово-морские осадки верхнего звена неоплейстоцена) с региональным несогласием непрерывным плащом перекрывают все нижележащие образования. Их мощность наибольших значений (более 100 м) достигает в юго-восточной части, в среднем составляет 58 м, сокращается на участках длительной денудации до 10 м. Локальные максимумы (более 125 м) наблюдаются в палеоврезах, заполненных аллювиальными и морскими отложениями.

В пределах сухопутной части листа неоген-четвертичные образования представлены рыхлыми отложениями мощностью до 100–200 м. В прибрежной полосе Печорского и Карского морей до абсолютных отметок 100–110 м распространены морские отложения позднего плейстоцена, формирующие первую и вторую морские террасы, и поля развития на современном эрозионном срезе морских отложений стрелецкого (казанцевского) возраста. Центральную часть Пайхойского поднятия, Коротайхинскую депрессию и Адзьвинско-Коротайхинской водораздел слагают преимущественно ледниковые отложения среднего и позднего плейстоцена. В горной части Полярного Урала преобладают образования склонового ряда и морены горно-долинных и каровых ледников.

В результате изучения литологического состава и вещественно-генетических типов отложений, развитых на акватории листа **R-41**, было установлено, что в целом по акватории в составе осадков доминирует пелитовая фракция (58,1%). Следующей по распространенности является фракция алевритовой размерности (25,5%). Содержания песчаной и гравийной фракций невысоки и составляют 15,5 и 0,5% соответственно. Среди вещественно-генетических типов наибольшее распространение имеют терригенные осадки, занимающие около 90% площади дна акватории. Основными источниками обломочного материала являются продукты береговой и донной абразии. Твердый сток рек имеет второстепенное значение.

По минеральному составу тяжелая фракция осадков характеризуется преобладанием породообразующих минералов (пироксены, амфиболы и минералы группы эпидота–цоизита), которые составляют до 65% от выхода тяжелой фракции. В качестве аксессуарных минералов присутствуют апатит, турмалин, циркон, титанистые минералы (сфен, лейкоксен, рутил). Эпизодически встречаются анатаз, брукит, ставролит, силлиманит, кианит, биотит, хромшпинелиды. В тяжелой фракции выявлены также и аутигенные минералы – гидроокислы железа, сидерит, железисто-карбонатные агрегаты.

В донных отложениях Карского моря обнаружены железомарганцевые конкреции и корки. Районы находок ЖМК сосредоточены в северо-

восточной части листа, удалены от берегов и приурочены к участкам с малой мощностью современных и новейших отложений. Сопоставление схем площадного распределения значений геохимических критериев в донных осадках листа R-41 со схемой нефтегазоперспективных структур на шельфе Карского моря показывает взаимосвязь полей с повышенными концентрациями метана с рядом структур.

Большая часть территории листа относится к естественным природным ненарушенным ландшафтам, поэтому в целом эколого-геологическая обстановка оценивается как удовлетворительная. Как напряженная эколого-геологическая обстановка оценивается в пределах грядово-увалистого ландшафта Пай-Хоя, что связано с проявлением здесь повышенных концентраций тяжелых металлов в почвах и местами в водоносных горизонтах, широким развитием неблагоприятных эколого-геологических процессов. Также как напряженная эколого-геологическая обстановка оценивается в контурах нефтяных месторождений, где возможны разливы нефти, хирре-агентов, ГСМ.

Акватория Карского моря относится к областям, которые ещё практически не затронуты техногенным прессом. Однако вызывает опасение наличие в придонных средах бассейна значимых концентраций хлорированных углеводородов (ДДТ, ГХЦГ), которые являются наиболее опасными техногенными загрязнителями. Опасные природные явления, способные при определенных условиях перерасти в природно-техногенные аварийные ситуации – это размыв и обрушение берегов, перемещение наносов, динамическое воздействие льда на дно и берега, термоабразия берегов.

Сводные карты по опорным отражающим горизонтам, составленные по материалам МАГЭ и «Севморнефтегеофизики», дали возможность уточнить характер залегания структурно-формационных комплексов осадочного чехла, контуры структур разного порядка, типы разломов и составить схему тектонического районирования, на основе которой была построена схема прогноза нефтегазоносности.

Для акваторий Баренцева и Карского морей количественная оценка ресурсов нефти, газа и конденсата была выполнена в 2002 г. В связи с этим, представленный авторами в рамках листа вариант тектонического и нефтегазгеологического районирования, основывающийся на последних данных сейсморазведочных работ, в определенной мере уточняет прежние представления.

По Южно-Карской части территории листа R-41 геологические начальные суммарные ресурсы (НСР) УВ оцениваются в 3823,99 млн т у. т., извлекаемые НСР составляют 3575,39 млн т у. т. По фазовому состоянию резко преобладает свободный газ, на долю которого приходится 90 % (3441,45 млн т у. т.) извлекаемых ресурсов УВ. Доля нефти в извлекаемых ресурсах значительно ниже и составляет около 10 % (133,84 млн т у. т.), доля газоконденсата не превышает 0,05 % (0,01 млн т у. т.)

Начальные суммарные ресурсы нефти приурочены в основном к баррем-аптскому и берриас-нижнеготеривскому ПНГК. По площади листа R-41 плотности прогнозных ресурсов распределены неравномерно. Наиболее высокими плотностями (более 200 тыс. т/км²) характеризуется

район Обручевского вала. В его пределах содержится 45% от всех прогнозных ресурсов листа. Наименьшими плотностями (30–50 тыс. т/км²) характеризуется район Пайхойской моноклинали.

Основываясь на результатах поисково-разведочных работ на шельфе в пределах листа S-41–43 – с одной стороны, а также в Западной Сибири – с другой, можно ожидать открытия газовых месторождений, в первую очередь, в пределах структурных ловушек Обручевского вала. Не исключено обнаружение нефтяных либо смешанных газоконденсатных с нефтяными оторочками залежей (по аналогии с Западной Сибирью) в клиноформных комплексах берриаса и нижнего готерива Мининского и Пухучанского ПНГР.

Наиболее низкие перспективы комплекса – в пределах Пайхойско-Новоземельского ПНГР. Объясняется это отсутствием структур (кроме Южно-Шараповской), значительным уменьшением мощностей, возможным опесчаниванием покрышки и выходами альб-сеноманских отложений на поверхность.

Из твердых полезных ископаемых на шельфе Карского моря возможно обнаружение россыпей титаносодержащих минералов, граната и циркона, а также железомарганцевых конкреций. Однако требуется уточнение промышленной значимости выявленных ореолов рассеяния этих видов полезных ископаемых.

Выполненные на суше работы по сводке всей имеющейся на 2007 г. геологической информации, сведенные в рамках листа масштаба 1 : 1 000 000, позволили принципиально уточнить металлогеническое районирование территории, систематизировать принципы выделения рудных районов, узлов. На территории Пай-Хоя уточнены закономерности размещения полезных ископаемых, выделены перспективные площади для локализации оруденения различных минеральных типов: барита, марганца, меди, никеля, золота.

Дана комплексная сводка по прогнозным ресурсам территории листа. В результате работ получен прирост прогнозных ресурсов по остродефицитным видам полезных ископаемых (золоту, баритам). Уточнен прогноз на марганцевые руды, металлогенический потенциал медно-никелевых руд в пределах прогнозируемого Центрально-Пайхойского медно-никелевого рудного узла.

Рекомендации по постановке работ последующих стадий

Основными задачами дальнейших геолого-геофизических исследований, направленных на выявление месторождений нефти и газа и оценку их промышленной значимости, должны быть:

- проведение региональных работ для выявления новых зон нефтегазо-накопления в слабоизученных районах Приновоземельско-Припайхойской моноклизы и Западно-Карской региональной ступени, в первую очередь в районе вала Минина;

- применение новейших технологий обработки данных сейсморазведки для прямых поисков и картирования зон развития неантиклинальных и комбинированных ловушек;

– постановка поисковых работ с целью подготовки структур к глубокому бурению и оценкой перспективных ресурсов категории С₃ (на локальных поднятиях Обручевского вала и Шараповской ступени).

Рекомендации по постановке работ последующих стадий на твердые полезные ископаемые направлены на площади с ощутимым приростом прогнозных ресурсов. Основные перспективные площади листа **R-41 концентрируются** в пределах Центрально-Пайхойского медно-никелевого и Каро-Силовского фосфорит-барит-марганцеворудного узлов. Пространственно они входят в пределы территории листов **R-41-XXVIII, XXIX, XXX, которые** в связи с этим рекомендуются для проведения ГДП-200. Однако, учитывая слабую обогащенность водоразделов, ГДП-200 должна сопровождаться значительными объемами поисково-картировочного бурения (не менее 6000 п. м) на один лист, либо вообще ставиться как ГГК-200. Только в этом случае возможен принципиальный прорыв в приросте прогнозных ресурсов, геологической изученности и выявление потенциальных месторождений полезных ископаемых на Юго-Восточном Пай-Хое. Возможности простого «иссаживания» водотоков уже полностью исчерпали себя в этом районе в прошлом веке при проведении ГС и ГДП-50.

При проведении ГДП-50 на Каро-Силовской площади (Каро-Силовский фосфорит-барит-марганцеворудный узел) всего пробурено 42 картировочные скважины глубиной от 27 до 172 м общим объемом 3196 п. м и одна поисковая глубиной 287 м. Проектные объемы картировочного (9025 п. м) и поискового (4400 п. м) бурения остались нереализованными из-за отсутствия финансирования общих поисков и прекращения бурения в 1992 г. По аналитике керновых и сколковых проб обнаружены новые проявления и пункты минерализации урана, марганца, ванадия, молибдена, меди, цинка и флюорита. Из-за прекращения буровых работ остались нереализованными задачи заверки на глубину геофизических и геохимических аномалий, вопросы прослеживания по простиранию пластов баритов и объектов окисных железо-марганцевых руд. В районах со сходными природными условиями наиболее оптимальными представляются объемы картировочного бурения не менее 10–15 п. м на 1 км² площади.

Частично предлагаемые рекомендации уже реализованы в связи с постановкой ГДП-200 на листах **R-41-XXVIII, XXIX. Однако, с нашей точки зрения, наиболее перспективным и первоочередным является лист R-41-XXX, где находятся основные перспективы прироста ресурсов марганцевых руд и баритов, по территории которого, к тому же, проходит трасса строящегося газопровода.**

Диоритовое золоторудное поле, выявленное в результате ГДП-200, рекомендуется для проведения поисковых работ на золото.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Опубликованная

1. Андреев В. Л., Ронкин Ю. Л., Лепихина О. П., Литвиненко О. П. Rb-Sr и Sm-Nd изотопно-геохронологические системы в базальтах Полярного Приуралья. – Сыктывкар: Геопринт, 2005. 21 с.
2. Антипова Т. В., Семенов В. Н. Бентос Карского моря // Экология и биоресурсы Карского моря. – Апатиты: КНЦ АН СССР, 1989. С. 120–150.
3. Астафьев О. В., Назимов В. В. Некоторые особенности строения мезозойского комплекса осадочного чехла Печоро-Баренцевоморской синеклизы // Геология, нефтегазоносность, инженерно-геологические условия и методы изучения шельфа. Тр. ВНИИморгео. – Рига, 1983. С. 56–61.
4. Астахов В. И. Геологические доказательства центра плейстоценового оледенения на Карском шельфе // ДАН СССР, 1976, т. 231, № 5, с. 1178–1181.
5. Астахов В. И., Мангеруд Я., Свенсен Ю. И. О возрасте последнего ледникового покрова Русской Арктики // Тезисы Всероссийского совещания «Главнейшие итоги в изучении четвертичного периода и основные направления исследований в XXI веке». – СПб., 1998, 8 с.
6. Астахов В. И., Мангеруд Я., Свенсен Ю. И. Трансуральская корреляция верхнего плейстоцена севера // Региональная геология и металлогения, 2007, № 30–31, с. 190–206.
7. Атлас пермских углей Печорского бассейна. – М.: Научный мир, 2000. 232 с.
8. Атлас характерных комплексов пермской фауны и флоры Урала и Русской платформы / М. А. Алексеева, М. Ф. Богословская, В. П. Владимирович и др. – Л.: ВСЕГЕИ, 1986. 327 с.
9. Атлас палеогеографических карт. Шельфы Евразии в мезозое и кайнозое. – Робертсон групп (Великобритания) и Геологический институт РАН, 1992.
10. Афанасьев Б. Л., Белкин В. И. Проблемы геологии кайнозоя Большеземельской тундры. Кайнозойский покров Большеземельской тундры. – М.: МГУ, 1963. С. 7–12.
11. Биология и океанография Карского и Баренцева морей (по трассе Севморпути) / Под ред. Г. Г. Матишова. – Апатиты: КНЦ РАН, 1998.
12. Белкин В. И., Зархидзе В. С., Семенов И. Н. Стратотипический разрез колвинской свиты // Вопросы стратиграфии и корреляции плиоценовых и плейстоценовых отложений северных и южных частей Предуралья. Вып. 1. – Уфа, 1972. С. 5–8.
13. Беляев А. А. Первая находка бирюзы на Пай-Хое // Топоминералогия и минералы рудоносных регионов. (Тр. Ин-та геологии Коми ФАН; Вып. 45). – Сыктывкар, 1984. С. 87–91.
14. Беляев А. А., Иевлев А. А. Перспективы бирюзоносности Пай-Хоя. (Серия «Научные рекомендации – народному хозяйству»). – Сыктывкар, 1988. 20 с.
15. Беляков Л. Н., Енокян Н. В., Черных 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.

16. Биота востока Европейской России на рубеже ранней и поздней перми. – М.: ГЕОС, 1998.
17. Богданов Н. А., Хаин В. Е., Шипилов Э. В. Раннемезозойская геодинамика Баренцево-Карского региона // ДАН, 1997, т. 357, № 4, с. 511–515.
18. Богословская М. Ф. Аммоноидеи из пермских отложений Пай-Хоя и острова Вайгач // Палеонтологический журнал, 1997, № 6, с. 23–28.
19. Богословская М. Ф., Школин А. А. Аммоноидеи // Биота востока Европейской России на рубеже ранней и поздней перми. – М.: ГЕОС, 1998. С. 147–155.
20. Бондарев В. И. Схема подразделения ордовикских отложений юга Новой Земли, острова Вайгач и севера Пай-Хоя. // Уч. зап. НИИГА. – Л. 1964. С. 5–15.
21. Бондарев В. Н., Рокос С. И., Длугач А. Г., Костин Д. А. Акустические фации посткриогенных обстановок мелководных районов Печорского и Карского морей // Разведка и охрана недр, 1999, № 7–8, с. 10–14.
22. Бондарев В. Н., Рокос С. И., Костин Д. А., Длугач А. Г., Полякова Н. А. Подмерзлотные скопления газа в верхней части осадочного чехла Печорского моря // Геология и геофизика, 2002, т. 43, № 7, с. 587–598.
23. Бро Е. Г., Преображенская Э. Н., Ронкина З. З. и др. Параметрические скважины на острове Колгуев // Сов. геология, 1988, № 3, с. 32–38.
24. Василенко Л. В. Комплексы фораминифер из меловых отложений острова Белый (Карское море) // Стратиграфия и палеонтология Российской Арктики. – СПб.: ВНИИОкеангеология, 1997.
25. Виноградов А. П. Введение в геохимию океана. – М.: Наука, 1967. 212 с.
26. Взрывные кольцевые структуры щитов и платформ / В. И. Ваганов, А. И. Трухалев, П. Ф. Шанкин и др. – М.: Недра, 1985, 200 с.
27. Войновский-Кригер К. Г. Геология Воркутского каменноугольного месторождения в свете работ последних лет и перспективы северо-восточной части Большеземельской тундры // Материалы Первой геол. конф. Коми АССР. – Сыктывкар, 1944. С. 99–107.
28. Войновский-Кригер К. Г. Два комплекса палеозоя на Западном склоне Полярного Урала // Сов. геология, 1945, сб. 6, С. 27–44.
29. Войновский-Кригер К. Г., Погоревич В. В., Эйнон О. Л. Стратиграфия нижнепермских отложений Воркутского угленосного района // Сов. геология, 1948, сб. 33, с. 7–30.
30. Воронов А. В. Аммоноидеи нижней перми Урала и их стратиграфическое значение. Автореф. канд. дис. – Екатеринбург: АОТ «Полиграфист», 1995. 13 с.
31. Генералов П. П. Проблемы и критерии стратиграфического расчленения и корреляции плиоцен-четвертичных отложений Урало-Обского Севера // Критерии прогноза минерального сырья в приповерхностных образованиях севера Западной Сибири и Урала. – Тюмень, 1989, с. 81–95.
32. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Новоземельско-Пайхойская. Лист R-41-XXIX, XXX. Объяснительная записка / Авт. А. М. Иванова, В. Н. Войцеховский Ред. Ф. Г. Марков. – М.: Госгеолтехиздат, 1959. 48 с.
33. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Новоземельско-Пайхойская. Лист R-41-XXXI, XXXII. Объяснительная записка / Авт. В. С. Еномян, Б. И. Тарбаев. Ред. И. И. Краснов. – М.: Госгеолтехиздат, 1961.
34. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Новоземельско-Пайхойская. Лист R-41-XXXV, XXXVI. Объяснительная записка / Авт.: Л. Н. Беляков, Л. Т. Белякова, Н. Т. Шмелев. Ред. А. В. Хабаков. – М.: Госгеолтехиздат, 1962.
35. Геологическое строение и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 9. Моря Советской Арктики / Под ред. И. С. Грамберга, Ю. Е. Погребницкого. – Л., 1984. 280 с.
36. Геология и полезные ископаемые России. Т. 5. Арктические и дальневосточные моря. Кн. 1. Арктические моря / Ред. И. С. Грамберг, В. Л. Иванов, Ю. Е. Погребницкий. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2004. 468 с.

37. 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.
38. Геология СССР. т. XXVI. Острова Советской Арктики. – М.: Недра, 1970. 548 с.
39. Геоморфологическая карта СССР масштаба 1:2 500 000 / Гл. ред. А. А. Асеев. – ГУГК СССР, 1987.
40. Горский В. П., Гусева Е. А. Межрегиональная корреляция на примере определения возраста пермских свит Печорского угольного бассейна // Сов. геология, 1986, № 4, с. 92–96.
41. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (нов. сер.). Лист R-38–40 – о. Колгуев. Объяснительная записка / Гл. ред. Б. Г. Лопатин. Отв. ред. С. И. Шкарубо. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2003. 289 с.
42. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (нов. сер.). Лист Q-40, 41 – Воркута / Ред. О. А. Кондиян. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2001. 342 с.
43. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (нов. сер.). Лист R-(40)–42 – о. Вайгач–п-ов Ямал. Объяснительная записка / Под ред. Л. Л. Подсосова. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. 357 с.
44. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (нов. сер.). Лист S-41–43 – о. Белый. Объяснительная записка / Гл. ред. Б. Г. Лопатин. Отв. ред. С. И. Шкарубо. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2004. 206 с.
45. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (нов. сер.). Лист S-38–40 – Магочкин Шар. Объяснительная записка / Под ред. Б. Г. Лопатина. – СПб.: ВСЕГЕИ, 1999, 203 с.
46. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Уральская серия. Лист Q-41 (Воркута) / Отв. ред. В. П. Водолазская – СПб.: ВСЕГЕИ, 2008.
47. Гросвальд М. Г. Покровные ледники континентальных шельфов. – М.: Наука, 1983. 216 с.
48. Гудкова А. К., Комарницкий В. М. Нефтегазоносность южной части Баренцева и Карского шельфов // Нефтегазоносность Баренцево-Карского шельфа (по материалам бурения на море и островах). – СПб.: ВНИИОкеангеология, 1993. С. 5–16.
49. Гуревич В. И. Метод системной картографической корреляции // Прогнозирование твердых полезных ископаемых в Мировом океане. – Л.: НПО «Севморгеология», 1990. С. 43–51.
50. Гуревич В. И. Распределение радионуклида Cs¹³⁷ в донных отложениях и макробентосе Белого, Баренцева и Карского морей летом 1991 г. // Геология океанов и морей. Тез. докл. 10-й Междунар. школы. – М.: РАН, 1992. С. 87.
51. Гуревич В. И. Современный седиментогенез и геоэкология Западно-Арктического шельфа Евразии. – М.: Научный мир, 2002. 135 с.
52. 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.
53. Гуськов В. А., Пухонто С. К., Яцук Н. Е. Верхнепермские отложения северо-востока Пай-Хоя // Сов. геология, 1980, № 2, с. 68–78.
54. Донная фауна краевых морей СССР. – М., 1976 г.
55. Душин В. А., Сердюкова О. П. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Серия Полярно-Уральская (издание второе). Листы R-42-XXXI, XXXII. СПб. ВСЕГЕИ, 2006.
56. Езерский В. А. Гипербарические полиморфы, возникшие при ударном преобразовании углей // Зап. ВМО, 1986, ч. 115, вып. 1, с. 26–33.
57. Елисеев А. И. Формационный анализ палеозойских отложений Пай-Хоя // Осадочные палеозойские формации Пай-Хоя. – Сыктывкар, 1986. С.3–10.

58. *Енцова Ф. И.* Тектоническая природа Пай-Хоя и его взаимоотношение с Уралом // Геотектоника, 1981, № 1, с. 58–69.
59. *Енцова Ф. И., Калантар И. З., Танасова С. Д.* Мезозойские отложения Тимано-Печорской провинции и их нефтегазоносность // Геология и нефтегазоносность Северо-Востока европейской части СССР. Вып. 2. – Сыктывкар, 1972. С. 159–173.
60. *Жарков В. А., Губенок Г. П., Чуприяновская Г. А.* и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (издание второе). Серия Полярно-Уральская. Листы Q-40-XVII, XVIII. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2005.
61. *Журавлев А. В.* Комплексы конодонтов верхнефаменско-нижневизейских отложений острова Вайгач // Фанерозой Европейской Севера России. (Тр. Ин-та геол. Коми НЦ УрО РАН. Вып. 75). – Сыктывкар, 1992. С. 42–47.
62. *Заборин О. В.* Диабазовая формация Пай-Хоя // Магматизм, метаморфизм и металлогения Севера Урала и Пай-Хоя. Сыктывкар. 1972. С. 41–42.
63. *Зархидзе В. С.* Вашуткинская свита Тимано-Уральской области // Вопросы стратиграфии и корреляции плиоценовых и плейстоценовых отложений северных и южных частей Предуралья. Вып. 10. 1972, с. 78–82.
64. *Зархидзе В. С.* Палеогеновая и неогеновая история развития Северного Ледовитого океана // Геологическая история Арктики в мезозое и кайнозое. – СПб.: ВНИИОкеангеология, 1992.
65. *Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Натанов Л. М.* Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 1. – М.: Недра, 1990. 328 с.
66. *Иванова А. М.* Верхнекембрийские и ордовикские отложения Пай-Хоя и северной части Полярного Урала. // Сборник статей по геологии Арктики. (Тр. НИИГА. Т. 96. Вып. 8). – Л., 1959. С. 3–24.
67. *Израэль Ю. А., Цыбань А. В.* Антропогенная экология океана. – Л.: Гидрометеиздат, 1989. 528 с.
68. *Ильина Н. В.* Палиностратиграфия среднего триаса Тимано-Североуральского региона. – Екатеринбург: УрО РАН, 2001. 230 с.
69. *Ильина Н. В., Новиков И. В.* Триасовые отложения Северного Приуралья // Научные доклады. Коми НЦ УрО АН СССР, вып. 271. – Сыктывкар, 1994, 25 с.
70. Импактные кратеры на рубеже мезозоя и кайнозоя / Отв. ред. В. Л. Масайтис. – Л.: Наука, 1990. 185 с.
71. Инструкция по составлению и подготовке к изданию листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третьего поколения). – СПб.: ВСЕГЕИ, 2005. 240 с.
72. *Иорданский Н. Н.* Следы мезозойской вулканической деятельности на Пай-Хое // Палеонтология и стратиграфия. Сб. 1. – М.–Л.: Новосибирск, 1933. С. 2–3.
73. Кадастр дофанерозойских магматических комплексов Тимана и севера Урала / В. Н. Охотников, В. И. Степаненко, В. И. Мизин, М. Н. Костюхин и др. – Сыктывкар, 1988. 260 с.
74. *Калантар И. З.* Новые данные в стратиграфии триасовых отложений Полярного Предуралья // Новое в стратиграфии триаса Палеоурала. – Свердловск, 1980. С. 46–61.
75. Калий-аргоновый возраст карских кратеров и их связь с мел-палеогеновым ударным событием / Е. М. Колесников, М. А. Назаров, Д. Д. Бадюков и др. // Геохимия, 1990, № 4, с. 495–505.
76. *Канев Г. П., Колода Н. А.* Корреляция местных стратиграфических разрезов верхней перми Западно-Уральского региона // Минерально-сырьевые ресурсы европейского Северо-Востока России. Т. 1.– Сыктывкар, 1993. С. 77–78.
77. Карта геохимической специализации структурно-формационных комплексов России. Масштаб 1 : 5 000 000 / В. С. Певзнер, Ю. Н. Ермаков, Г. М. Беляев и др.– М., 1996/
78. Коксующиеся угли Печорского бассейна / И. С. Бредихин, И. Б. Гранович, В. А. Дедеев, В. П. Куклев и др. – Сыктывкар, 1985. 129 с.

79. Кордигов А. А. Осадки Карского моря // Тр. НИИГА, 1953, т. LVI. 102 с.
80. Корень Т. Н., Енокян В. С. Силурийские и нижнедевонские отложения северо-западной части Югорского полуострова // Уч. зап. НИИГА. Палеонтология и стратиграфия. Вып. 30. 1970. С. 5–25.
81. Корреляция магматических комплексов европейского Северо-Востока СССР / В. Н. Охотников, В. И. Мизин, Л. Т. Белякова и др. (Серия препринтов сообщений «Научные рекомендации – народному хозяйству». Ин-т геол. Коми фил. АН СССР. Вып. 53). – Сыктывкар, 1985. 24 с.
82. Корреляция магматических комплексов севера Урала и прилегающих территорий / В. Н. Охотников, В. И. Степаненко, Л. Т. Белякова и др. Препринт. – Свердловск: УрО АН СССР. 1988. 56 с.
83. Костюченко С. Л. Структура и тектоническая модель земной коры Тимано-Печорского бассейна по результатам комплексного геолого-геофизического изучения // Тектоника и магматизм Восточно-Европейской платформы. Материалы международного совещания «Внутриплитная тектоника и геодинамика осадочных бассейнов» (Опалиха, 12–15 мая 1993 г.). – М., 1994. С. 121–133.
84. Котляр Г. В., Коссовая О. Л., Шишлов С. Б., Журавлев А. В., Пухонто С. К. Граница отделов перми в разнофациальных отложениях Севера России: событийно-стратиграфический подход // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2004, т. 12, № 5, с. 29–54.
85. Кочетков М. В. Эколого-гидрогеологическая карта России. – М., 1998.
86. Красножон А. С. История новейшего развития южной части Новой Земли // Геология Южного острова Новой Земли. – Л.: ПГО «Севморгеология», 1982, с. 108–110.
87. Кругликов Н. М., Нелюбин В. В., Яковлев О. Н. Гидрогеология Западно-Сибирского нефтегазоносного мегабассейна и особенности формирования залежей углеводородов. – Л.: Недра, 1985. 279 с.
88. Кузнецов А. П. Закономерности распределения пищевых группировок донных беспозвоночных в Баренцевом море // Экология и распределение морской донной фауны и флоры. – М.: Наука, 1970. С. 5–80.
89. Курилин В. И., Микляев А. С. Детальное расчленение и корреляция нижнекаменноугольных отложений острова Вайгач // Стратиграфия и палеогеография фанерозоя европейского Северо-Востока СССР. (Тр. X геол. конф. Коми АССР). – Сыктывкар, 1987. С. 83–85.
90. Ласточкин А. Н. Методы морского геоморфологического картографирования. – Л., 1982. 272 с.
91. Легенда Тюменско-Салехардской подсерии Западно-Сибирской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200 000 / Гл. ред. Б. Ф. Костюк. – Тюмень, 1999.
92. Легенда Южно-Карской серии листов Госгеолкарты-1000/3 / Б. Г. Лопатин, М. А. Шишкин и др. – Спб.: ВСЕГЕИ–ВНИИОкеангеология, 2008.
93. Максимовский В. А., Харламов М. А. и др. Эколого-радиогеологическая карта России. – М., 1998.
94. Малышев Н. А. Тектоника, эволюция и нефтегазоносность осадочных бассейнов европейского Севера России. – Екатеринбург: УрО РАН, 2002. 270 с.
95. Маракушев А. А., Богатырев О. С., Феногенов А. Н. и др. Формирование Пучеж-Катунской кольцевой структуры на Русской платформе // ДАН, 1993, т. 328, № 3, с. 364–368.
96. Маракушев А. А. Рудоносность взрывных кольцевых структур // Геология рудных месторождений, 1996, вып. 38, № 6, с. 500–511.
97. Маракушев А. А. Происхождение Земли и природа ее эндогенной активности. – М.: Наука, 1999. 255 с.
98. Масайтис В. Л. Геологические последствия падения кратерообразующих метеоритов. – Л.: Недра, 1973. 18 с.

99. *Масайтис В. Л.* Петрология и геология импактитов // Проблемы петрологии. – М.: Наука, 1976. С. 220–231.
100. *Масайтис В. Л., Райхлин А. И., Селивановская Т. В.* Общие принципы классификации и номенклатуры взрывных брекчий и импактитов // Литология и полезные ископаемые, 1978, № 1, с. 125–133.
101. *Масленников В. В., Берендеев Н. С.* Природные и техногенные геохимические ореолы Ямала // Отечественная геология, 1995, № 2, с. 72–75.
102. *Маслов М. А.* О происхождении Карской депрессии // Метеоритика, 1977, вып. 36. С. 123–130.
103. *Матишов Г. Г., Денеков В. В.* Экосистемы и биоресурсы европейских морей России на рубеже XX и XXI веков. – Мурманск: КНЦ РАН ММБИ, 2000.
104. *Матишов Г. Г., Матишов Д. Г.* Радиационная экологическая океанология. – Апатиты: КНЦ РАН, 2001. 417 с.
105. *Матишов Г. Г., Матишов Д. Г., Щипа Е., Риссанен К.* Радионуклиды в экосистеме региона Баренцева и Карского морей. – Апатиты: КНЦ РАН, 1994. 233 с.
106. *Матишов Г. Г., Матишов Д. Г., Подобедов В. В. и др.* Радионуклиды на Кольском полуострове, Новой Земле, Земле Франца-Иосифа и в Баренцевом море. Препринт. – Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 1992. 67 с.
107. *Матишов Д. Г.* Радионуклиды в донных осадках, биоте шельфа и побережий Баренцева моря. Результаты радиоэкологических наблюдений, проведенных ММБИ в 1991–1992 гг. – Апатиты: КНЦ РАН, 1993. 34 с.
108. *Мащак М. С.* Геологическая обстановка времени образования импактных кратеров на Пай-Хое // Импактные кратеры на рубеже мезозоя и кайнозоя. – Л.: Наука, 1990. С. 24–37.
109. Методика геоморфологического картографирования шельфа и континентального склона Российской Федерации / А. Г. Зинченко, А. Н. Ласточкин. – М., 2001. 38 с.
110. Методическое руководство по составлению и подготовке к изданию листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 (третьего поколения). – М.–СПб, 2007. 182 с.
111. *Микляев А. С.* Верхнедевонские отложения сланцевой зоны Пай-Хоя и перспективы их рудоносности // Геология девона Северо-Востока европейской части СССР (Тезисы докладов. Ин-т геологии Коми НЦ УрО АН СССР). – Сыктывкар, 1991. С. 52–53.
112. *Микляев А. С., Беляев А. А.* Верхнедевонские и нижнекаменноугольные отложения сланцевой зоны Юго-Восточного Пай-Хоя // Обоснование границ стратиграфических подразделений. (Тр. Ин-та геологии Коми НЦ УрО РАН. Вып. 82). – Сыктывкар, 1994. С. 27–34.
113. *Миронова М. Г.* Нижнепермские брахиоподы восточной части Печорского угольного бассейна // Автореф. дис. на соискание уч. степени канд. геол.-минер. наук. Л., 1955.
114. *Миронова М. Г., Степанов Д. Л.* О возрасте мергелистого горизонта нижнепермской толщи Печорского бассейна // Докл. АН СССР, 1957, т. 114, № 3, с. 623–628.
115. *Мораховская Е. Д., Куликова Н. К., Храмова С. Н.* Триасовые отложения Коротайхинской впадины Предуральяского прогиба // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980, № 5, с. 33–44.
116. *Мораховская Е. Д., Храмова С. Н.* К стратиграфии триасовых отложений Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции // Биостратиграфия мезозоя осадочных бассейнов СССР. – Л., 1974. С. 51–61.
117. *Мотычко В. В.* Экологическая характеристика Печорской губы по данным мониторинга 1994–1995 гг. // Вопросы картирования прибрежного мелководья Баренцева и Белого морей. – СПб.: ВНИИОкеангеология, 1997. С. 84–95.
118. *Мусатов Е. Е.* Сейсмостратиграфия и картирование неоген-четвертичных отложений Баренцево-Карского шельфа // Геологическая история Арктики в мезозое и кайнозое. – СПб.: ВНИИОкеангеология, 1992, с. 38–47.

119. Немченко Н. Н. Избранные труды, посвященные проблемам геологии нефти и газа. – М.: ОАО «ВНИИОЭнг», 2000. 456 с.
120. Нефтегазоносность и геолого-геофизическая изученность Тимано-Печорской провинции: история, современность, перспективы. – Ухта: Ухт. ГТУ, 1999. 1062 с.
121. Новая Земля и остров Вайгач. Геологическое строение и минералогия / А. П. Каленич, В. В. Орго, Н. Н. Соболев, Ю. П. Семенов, Е. Е. Мусатов. Под ред. Ю. Е. Погребницкого. – СПб.: ВНИИОкеангеология, 2004. 174 с.
122. Новые данные по стратиграфии верхнего протерозоя и нижнего палеозоя Западного склона севера Урала. – Свердловск: УрО АН СССР, 1988. 62 с.
123. Новые данные по стратиграфии марганценовых отложений перми и карбона Пай-Хоя / В. С. Рогов, Э. И. Галицкая, В. И. Давыдов и др. // Сов. геология, 1988, № 7, с. 51–61.
124. Оберман Н. Г., Шеслер И. Г., Рубцов А. И. Экогеология Республики Коми и восточной части Ненецкого автономного округа. – Сыктывкар: ПрологПлюс, 2004. С. 20–23.
125. Оберман Н. Г. Районирование территории Республики Коми и пограничных площадей с целью совершенствования и расширения существующей сети Государственного мониторинга геологической среды Республики Коми.– Воркута, 1997.
126. Обобщенный перечень предельно допустимых концентраций (ПДК) и ориентировочно безопасных уровней воздействия (ОБУВ) вредных веществ для воды рыбохозяйственных водоемов.– М.: Главрыбвод, 1990. 44 с.
127. Объяснительная записка к Тектонической карте Баренцева моря и северной части Европейской России м-ба 1 : 2 500 000 / В. И. Богацкий, Н. А. Богданов, С. Л. Костюченко, Б. В. Сенин и др. – М.: ИЛ РАН, 1996. 94 с.
128. Опорный разрез ордовика Пай-Хоя, Вайгача и юга Новой Земли. – Л.: НИИГА, 1970. 155 с.
129. Осадчев Б. Я. Геологическое строение Юго-Восточного Пай-Хоя и Полярного Приуралья. (Тр. НИИГА. Т. XI). – М.–Л.: Изд. Главсевморпути, 1951. 93 с.
130. Остащенко Б. А. Петрология и оруденение центральнопайхойского базальтоидного комплекса. – Л.: Наука, 1979. 113 с.
131. Охотников В. Н. Латеральные ряды интрузивных комплексов Севера Урала // Магматические формации европейского Северо-Востока СССР. (Труды Ин-та геол. Коми ФАН СССР. Вып. 29). – Сыктывкар, 1979. С. 3–18.
132. Палеонтологический атлас пермских отложений Печорского угольного бассейна. – Л.: Наука, 1983. 318 с.
133. Папулов Г. Н., Шатров В. П. Время возникновения Карской депрессии на Пай-Хое // Ежегодник Ин-та геологии и геохимии Уральского НЦ АН СССР, 1975. – Свердловск, 1976. С. 9–13.
134. Певзнер В. С. Карта геохимической специализации структурно-формационных комплексов России м-ба 1 : 5 000 000. Объяснительная записка. – М., 1997.
135. Пермские морские отложения и двустворчатые моллюски Советской Арктики / В. Н. Муромцева, В. А. Гуськов. – Л.: Наука, 1984. 154 с.
136. Петрова И. А. Петрология доордовикских магматических формаций Западного склона Полярного Урала и их металлогенические особенности // Тр. II Уральского петрограф. совещания. Т. 3. – Свердловск, 1969.
137. Петрографический кодекс России. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2008. 194 с.
138. Петрология органических веществ в геологии горючих ископаемых / И. И. Аммосов, В. И. Горшков, Н. П. Гречишников и др. – М.: Наука, 1987. 333 с.
139. Попов П. Е., Шишкин М. А. Строение верхнекайнозойских отложений в бассейне реки Кара, по данным поискового бурения на северо-востоке Воркутинской площади // Квартер 2005. Материалы IV Всерос. совещания по изучению четвертичного периода. – Сыктывкар, 2005. С. 336–338.

140. Природные условия Байдарацкой губы. – М.: ГЕОС, 1997. 432 с.
141. Путеводитель экскурсии на пермские отложения по р. Кожим. – М., 1995. 45 с.
142. *Пухонто С. К.* Стратиграфия и флористическая характеристика пермских отложений угольных месторождений Печорского бассейна. – М.: Научный мир, 1998. 312 с.
143. *Пухонто С. К., Дуранте М. В.* Биостратиграфическое расчленение, корреляция и возраст пермских отложений угольных бассейнов Евразии // Тр. Всерос. съезда геологов к 300-летию Горно-геол. службы 3–7 октября 2000 г. – СПб.: ВНИГРИ, 2000. С. 245–251.
144. *Пухонто С. К., Канев Г. П.* К вопросу о выделении гипостратотипа лекворкутской свиты на ручье Боковом // Минерально-сырьевые ресурсы европейского Северо-Востока СССР. (Тр. XI геол. конф. Коми АССР. Т. 1). – Сыктывкар, 1990. С. 219–223.
145. *Романовский С. И.* Физическая седиментология. – Л.: Недра, 1988. 240 с.
146. *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.
147. *Рогов В. С., Галицкая Э. И.* Оценка перспектив марганценосности Пай-Хоя. – Л.: ВСЕГЕИ, 1985.
148. *Рокос С. И., Костин Д. А., Длугач А. Г.* Свободный газ и многолетняя мерзлота в осадках верхней части разреза мелководных районов шельфа Печорского и Карского морей // Седиментологические процессы и эволюция морских экосистем в условиях морского перигляциала. – Апатиты: КНЦ РАН, 2001. С. 40–52.
149. *Ротай А. П.* Угленосные районы правобережья р. Косью (Печорский бассейн). – Инта, 1947.
150. *Сигов А. П., Шуб В. С., Вербицкая Н. П.* и др. Объяснительная записка к Геоморфологической карте Урала. – Свердловск, 1981. 229 с.
151. *Сигов А. П., Шуб В. С., Гузовский П. А.* и др. Комплексное геолого-геоморфологическое картирование Урала с целью поисков гипергенных полезных ископаемых. – Изд-во Саратовского ун-та, 1968.
152. *Сорокин А. Л.* Ландшафты шельфа Кольского полуострова: геолого-геоморфологические основы формирования. – Мурманск, 1987. 128 с.
153. *Степанов Ю. В., Беляков Л. Н.* Опорный разрез кайнозойских отложений Воркутинского района // Геология кайнозоя Севера европейской части СССР. – М.: МГУ, 1966. С. 92–113.
154. Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой) // Материалы IV Уральского межведомственного стратиграфического совещания. – Екатеринбург, 1993.
155. Стратиграфические схемы Урала (мезозой, кайнозой). – Екатеринбург, 1997.
156. Стратиграфический кодекс России. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2006. 96 с.
157. Стратиграфический словарь СССР. Карбон, пермь. – Л.: Недра, 1977. 535 с.
158. Стратиграфический словарь СССР. Триас, юра, мел. – Л.: Недра, 1979. С. 246, 304.
159. Стратиграфия СССР. Т. 1. Девонская система. – М.: Недра, 1973. 519 с.
160. Стратиграфия угленосных пермских отложений Карской мегасинклинали / Ф. И. Енцова, Л. Л. Хайцер, Х. Р. Домбровская и др. // Совещание по нижнепермским отложениям. 25–30 августа 1974 г., г. Пермь. Тез. докл. – Пермь: ПермГУ, 1974. С. 35–37.
161. Структура платформенного чехла европейского Севера СССР. – Л.: Наука, 1982. 200 с.
162. *Суздальский О. В.* Литодинамика мелководья Белого, Баренцева и Карского морей // Геология моря. Вып. 3. – Л., НИИГА, 1974. С. 27–33.
163. *Сурков В. С., Гузари Ф. Г., Смирнов Л. В., Казаков А. М.* Нижне-среднеюрские отложения Западно-Сибирской плиты, особенности их строения и нефтегазоносность // Теоретические и региональные проблемы геологии нефти и газа. – Новосибирск: Наука, 1991. С. 101–110.
164. *Сурков В. С., Казаков А. М., Девятов В. П., Смирнов Л. В.* Нижне-среднетриасовый рифтогенный комплекс Западно-Сибирского бассейна // Отечественная геология, 1997, № 3, с. 31–37.

165. Тектоника Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции. Объяснительная записка к Структурно-тектонической карте Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции м-ба: 1:1 000 000. – Коми НЦ УрО АН СССР, 1989. 28 с.
166. Тектоническая карта Баренцева моря и северной части Европейской России. Масштаб 1:2 500 000 / Н. А. Богданов, В. Е. Хаин, В. И. Богацкий, С. Л. Костюченко и др. – М.: ПКО Картография, 1996. 2 л.
167. Тектоника и металлогения ранних киммерид Новой Земли / Е. А. Кораго, Г. Н. Ковалева, В. Ф. Ильин, Л. Г. Павлов. Под ред. Ю. Е. Погребницкого. – СПб.: Недра, 1992. 196 с.
168. Тимано-Печорский седиментационный бассейн. Атлас геологических карт (литолого-фациальных, структурных и палеогеологических) / Н. И. Никонов, В. И. Богацкий и др. – Ухта: ТП НИЦ, 2000. 64 л.
169. *Тимонин Н. И.* Печорская плита: история геологического развития в фанерозое. – Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 240 с.
170. *Тимонин Н. И., Юдин В. В.* Пайхоиды – особый комплекс дислокаций земной коры // Литосфера, 2002, № 2, с. 34–37.
171. *Тимонин Н. И., Юдин В. В., Беляев А. А.* Палеогеодинамика Пай-Хоя. – Екатеринбург: УрО РАН, 2004. 227 с.
172. Угленосная формация Печорского бассейна. – Л.: Наука, 1990. 176 с.
173. Унифицированные и корреляционные стратиграфические схемы Урала. Материалы III Уральского Межведомственного стратиграфического совещания. – Свердловск, 1994.
174. *Устрицкий В. И.* Мезозойские отложения, кайнотипные лавы и туфобрекчии Пай-Хоя // Тр. Ин-та геологии. Арктики. 1953. Т. 72. Вып. 4. С. 3–13.
175. *Устрицкий В. И.* История формирования современной структуры Арктики // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. (Тр. ВНИИОкеангеология. Т. 210. Вып. 6.) СПб., 2006. С. 93–106.
176. Фауна беспозвоночных Карского, Баренцева и Белого морей / Под ред. Г. Г. Машишова. – Апатиты: КНЦ РАН, 2003.
177. *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.
178. *Фишман М. В., Юшкин Н. П.* Верхнепалеозойские известково-щелочные сиениты зоны сочленения Урала и Пай-Хоя // ДАН СССР, 1975, т. 225, № 1, с. 176–178.
179. *Фишман М. В.* Позднемезозойский вулканизм юга Карского побережья // Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР. – Сыктывкар, 1974. С. 112–118.
180. *Хабаров А. В.* Геологическое строение Карского побережья Северо-Восточного Пай-Хоя // Тр. Горно-геол. управления. – М.–Л., 1945. 55 с.
181. *Хайцер Л. Л.* Новые данные по стратиграфии перми и триаса р. Адзвы. Северная часть гряды Чернышева // Бюл. МОИП. Отд. геол., 1962, т. 37. вып. 1. с. 57–61.
182. *Хайцер Л. Л.* Триасовые отложения бассейна р. Хей-Яга на юго-западном склоне хр. Пай-Хой // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока европейской части СССР. Вып. 2. – М.: Госгеолтехиздат, 1962. С. 24–41.
183. *Цыганко В. С.* Стратиграфия девонских отложений среднего течения р. Силовы (Пай-Хой) // Стратиграфия палеозоя Северо-Востока европейской части СССР. (Тр. Ин-та геологии Коми фил. АН СССР. Вып. 37). – Сыктывкар, 1981. С. 16–25.
184. *Чальшев В. И., Варюхина Л. М.* Биостратиграфия перми Северо-Востока европейской части СССР. – Л.: Наука, 1968. 243 с.
185. *Черных В. А.* Стратиграфия карбона севера Урала. – Л.: Наука, 1976. 304 с.
186. *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-во АН СССР, 1936. С. 5–81.

187. Чернов Г. А. Палеозой Большеземельской тундры и перспективы его нефтегазонаосности. – М.: Наука. 1972. 314 с.
188. Шпилов Э. В., Тарасов Г. А. Региональная геология нефтегазоносных осадочных бассейнов Западно-Арктического шельфа. – Апатиты: КНЦ РАН, 1998. 306 с.
189. Шпилов Э. В. Геодинамическая интерпретация юрско-мелового базальтоидного магматизма Шпицбергена и Земли Франца-Иосифа в контексте эволюции Арктического океана // Комплексные исследования природы Шпицбергена. Вып. 4. – Апатиты: КНЦ РАН, 2004. С. 176–187.
190. 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.
191. Шишкин М. А., Колесник Л. С., Бабенко А. Новые данные по геологии Карско-Нярминского паравтохтона (Полярный Урал.) // Бюл. МОИП. Отд. геол., 2005, т. 80, вып. 5, с. 22–26.
192. Шишкин М. А., Малых И. М., Матуков Д. И., Сергеев С. А. Риолитовые комплексы Западного склона Полярного Урала // Геология и минерально-сырьевые ресурсы европейского Северо-Востока. Материалы XIV геол. съезда. Т. II. – Сыктывкар, 2004, с. 148–150.
193. Шишкин М. А., Малых О. Н., Попов П. Е. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000 (издание второе). Листы Q-41-XI. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2005.
194. Шишкин М. А., Малых О. Н., Попов П. Е. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000 (издание второе). Листы Q-41-V, VI. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2005.
195. Шкарубо С. И., Шпилов Э. В. Тектоника Западно-Арктической платформы // Разведка и охрана недр, 2007, № 9, с. 32–47.
196. 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.
197. Шмелев Н. В. Перспективы угленосности северо-восточной части Печорского угольного бассейна (Силовской и Кортаихинский районы) // Материалы Третьей геол. конференции Коми АССР.– Сыктывкар: Комигиз, 1948. С. 51–62.
198. Шуйский В. П. Верхнедевонские органогенные постройки южной части острова Вайгач // Палеонтология и биостратиграфия среднего палеозоя Урала. – Свердловск, 1981. С. 96–116.
199. Шуйский В. П. Пограничные слои силура и девона в районе мыса Белый Нос на Пай-Хое // Материалы по палеонтологии среднего палеозоя Урала и Казахстана. – Свердловск: УНЦ, 1975.
200. Эйно О. Л. Дислоцированный мел на Пай-Хое // Сов. геология, 1940, № 5–6, с. 76–83.
201. Энергетические угли Печорского бассейна / И. Б. Гранович, В. А. Дедеев, В. П. Куклев. и др. – Сыктывкар, 1987. 176 с.
202. Юдин В. В. Орогенез севера Урала и Пай-Хоя. – Екатеринбург: УИФ Наука, 1994. 285 с.
203. Юдин В. В., Лодкина Л. Б. Нижнемеловые отложения Карской впадины (Северо-Восточный Пай-Хой) // Фанерозой европейского Севера России. (Тр. Ин-та геол. Коми НЦ УрО РАН. Вып. 75). – Сыктывкар, 1992. С. 107–112.
204. 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.

205. 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. конференции Коми АССР). – Сыктывкар, 1987. С. 57–60.
206. Юдович Я. Э. Геохимия черных сланцев. – Л.: Наука, 1988.
207. Юдович Я. Э., Беляев А. А., Кетрис М. П. Геохимия и рудогенез черных сланцев Пай-Хоя. – СПб.: Наука, 1998. 366 с.
208. Юрьева З. П. Нижнедевонские карбонатные отложения восточного склона Большеземельского палеоподнятия // Геология нефти и газа, 1995, № 6, с. 24–28.
209. Юшкин Н. П. Янтарь арктических областей // Серия препринтов «Научные доклады», Коми ФАН СССР, вып. 7. – Сыктывкар, 1973. 45 с.
210. 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 геологии Коми фил. АН СССР. Вып. 17). – Сыктывкар, 1972. С. 3–34.
211. Юшкин Н. П., Кунц А. Ф., Тимонин Н. И. Минерагеня Пай-Хоя. – Екатеринбург: УРО РАН, 2007. 292 с.
212. Юшкин Н. П., Ромашкин Ю. Н., Маркова Г. А. Уральско-Новоземельская флюоритоносная провинция. – Л.: Наука, 1982. 220 с.
213. Ярошенко О. П., Голубева Л. П., Калантар И. З. Миоспоры и стратиграфия нижнего триаса Печорской синеклизы. (Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 470). – М.: Наука, 1991. 135 с.
214. Яхимович В. Л., Зархидзе В. С. Стратиграфия неогена Тимано-Уральской области. – Уфа: ИГ БНЦ УрО АН СССР и ВУЧК, 1990. 27 с.
215. Яхимович В. Л. и др. Опорный магнитостратиграфический разрез верхнего плиоцена Тимано-Уральской области (гряды Гамбурцева и Яранмусюр). – Уфа, 1992.
216. Яцук Н. Е. О кунгурском возрасте лекворкутской свиты Печорского угольного бассейна // Минерально-сырьевые ресурсы европейского Северо-Востока России: Тез. докл. XII геол. конференции Республики Коми. – Сыктывкар, 1993. С. 52–54.
217. Astakhov V. I., Svendsen J., Matiouchkov A. D. et al. Marginal formation of the last Kara and Barents ice sheets in northern European Russia // *Boreas*, Vol. 28, pp. 23–45. Oslo. ISSN 0300-9483, 1999 (March).
218. Lokrantz H., Ingolfsson O., Forman S. L. Glaciotectonised Quaternary sediments at Cape Shpindler, Yugorski Peninsula, Arctic Russia: implications for glacial history, ice movements and Kara Sea Ice Sheet configuration. *Journal of Quaternary Science* (2003) 18(6), 527–543.
219. Mangerud J., Svendsen J., Astakhov V. I. Age and extent of the Barents and Kara ice sheets in Northern Russia // *Boreas*, vol. 28, pp. 46–80. Oslo. ISSN 0300–9483, 1999(March).
220. Mangerud J., Gosse J, Matiouchkov A., Dolvik T. Glaciers in the Polar Urals, Russia, were not much larger during the Last Global Glacial Maximum than today // *Quaternary Science Reviews* 27(2008), 1047–1057.
221. Svendsen J., Alexanderson H, Astakhov V. I. et al. Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia // *Quaternary Science Reviews* 23 (2004).

Фондовая

222. Аведисян В. И., Лямин А. З., Рубцов А. И. и др. Отчет по теме: «Обобщение геофизических материалов, изучение глубинного строения Пай-Хоя с целью выработки рекомендаций по прогнозированию площадей, перспективных на медно-никелевое ору-денение». Воркута, 1987. ВО КРГФ.
223. Афанасьев Б. Л. Генеральный проект поисковых работ в Печорском угольном бассейне. Краткие выводы и предложения. Воркута, 1962.

224. *Беляев А. А.* Литология верхнего девона и карбона сланцевой зоны Пай-Хоя. (Дис. к. г.-м. н.). М.: МГУ, 1987.
225. *Беляев А. А.* Литогенетические особенности палеозойских формаций Карской зоны Пай-Хоя в связи с их рудоносностью. Кн. I, II. Сыктывкар, 1991. Фонды Коми НЦ УрО АН СССР, Коми ТГФ.
226. *Беляков Л. Н., Сабуров Г. Я., Дембовский Б. Я.* и др. Отчет по «Подготовке к изданию Тектонической карты м-ба 1 : 1 000 000 территории деятельности объединения «Полярноуралгеология». Воркута, 1987. Коми ТГФ.
227. *Бондарев В. Н.* и др. Технический отчет. Инженерно-геологические условия площадки строительства скважины глубокого бурения Западно-Шараповская-1. ГП «АМИГЭ». Мурманск, 1990.
228. *Бондарев В. Н.* (отв. исп.). Инженерно-геологическая съемка Русановской площади масштаба 1 : 50 000 для подготовки к глубокому бурению. ГП АМИГЭ. Мурманск, 1992.
229. *Бро Е. Г., Лазуркин Д. В., Сороков Д. С.* и др. Перспективы нефтеносности шельфа Карского моря. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1994.
230. *Водолазский А. И., Енокян В. С.* и др. Фации и стратиграфия силурийских и нижнедевонских отложений Западного склона Полярного Урала. «Комигеолфонд», 1972.
231. *Волков Е. Н., Волкова Э. К., Коган Б. С., Машовец А. Д., Палесико Б. Л., Хрыкин А. Г., Шмид А. И.* «Геологическое строение и оценка перспектив рудоносности Лядгейского, Хуутинского и Ямбейшорского участков» (Полярный Урал). Отчёт о результатах геолого-поисковых работ, проведённых в 1966 г. поисково-ревизионной партией № I ПУГРЭ и тематических исследований по теме: «Перспективная оценка территории в пределах Изъяхойского антиклинория и Талота-Пайпудынского синклинория на поиски медно-полиметаллических руд и золота», проведённых Полярно-Уральской партией ЦНИГРИ. 1967.
232. *Воронов В. Н., Расстегаев В. А.* и др. Результаты поисково-съёмочных работ масштаба 1 : 50 000, проведённых на Полярном Урале в бассейне рек Очегтьвис, Бол. и Мал. Лядгейяха и ручью Парус-Шелья-Шор. Отчёт по работам Карской ПСП за 1967–1969 гг. 1969. Коми ТГФ.
233. *Гессе В. Н., Савельев А. А.* и др. Геологическое строение территории листов Q-41–22-B (в, г), Q-41–22-G (в, г), Q-41–34-A (а, б и Q-41–34-B (а, б). Отчет Манитаньрдской и Собской ГПСР по геологической съемке масштаба 1 : 50 000 за 1962 г. Воркута, 1963. Коми ТГФ.
234. *Гуревич В. И.* и др. Разработка методики литолого-геохимических исследований при геологической съемке шельфа. Л., НПО «Севморгеология», 1985.
235. *Гуревич В. И., Мусатов Е. Е.* и др. Составить комплект карт донных отложений Баренцева, Белого и Карского морей как основу для прогноза полезных ископаемых и геологического мониторинга в Западно-Арктической экономической зоне шельфа СССР. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1991.
236. *Гуревич В. И.* (отв. исп.). Геоэкология Западно-Арктического шельфа Евразии. СПб.: Фонды ВНИИОкеангеология, 1993.
237. *Гущин Ю. Д., Тараканов Л. В.* Сводный отчет Вайгачской партии по работам 1963–1964 гг. Геолфонд ГПП «Полярноуралгеология», 1965.
238. *Данилевский С. А.* и др. Обобщение геолого-геохимических данных по месторождениям нефти и газа для подготовки справочника каталога. ГУП РК ТП НИЦ, Ухта, 2004.
239. *Дембовский Б. Я., Бабушкин В. А., Герасимов Н. Н., Дембовская З. П., Лапшин Н. В., Хорощеев Н. И., Циндель Г. А., Шишкин М. А.* и др. Отчет по объекту: «Производство геологического доизучения и групповой геологической съемки масштаба 1 : 50 000 Каро-Елецкой площади». ПУПГО «Полярноуралгеология», Воркута, 1983. Коми ТГФ.
240. *Дембовский Б. Я., Дембовская З. П., Терешко В. В.* и др. Отчет по объекту «Производство опытно-методических работ по совершенствованию геологического

картирования масштаба 1 : 50 000 на основе изучения докембрийских и нижнепалеозойских разрезов Полярного и Приполярного Урала» за 1986–1989 гг. ГПП «Полярноуралгеология», ОМЭ, Воркута, 1989.

241. *Другач А. Г., Антоненко С. В., Потапкин Ю. В. и др.* Изучение основных закономерностей, пространственного распространения и строения криолитозоны Баренцево-Карского шельфа в связи с поиском и освоением нефтегазовых месторождений. ГП АМИГЭ, 1996. Фонды ОАО АМИГЭ.

242. *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. Коми ТГФ.

243. *Еномян В. С.* Палеозойские отложения и история геологического развития Западного Пай-Хоя и острова Вайгач // Автореф. дис. на соискание. уч. степени. к. г.-м. н. М.: МГРИ, 1971.

244. *Еномян В. С., Пахло Я. р.* Материалы к Госгеолкарте СССР масштаба 1 : 200 000. Геологическое строение о-ва Вайгач. Листы R-40-XVII, XVIII, XXIII, XXIV; R-41-XIII, XIX. Отчет о работе за 1960–1961 гг. Т. 1 и 2. 1963.

245. *Жуков Ю. В., Заборин О. В., Костюкова Л. А. и др.* Геологическое строение листов R-41–115-А, Б; R-41–116-А, Б. (Отчет Сопчинской ГПСП по результатам геолого-поисково-съёмочных работ м-ба 1 : 50 000 за 1966–1968 гг.). Воркута, 1969. Коми ТГФ.

246. *Жуков Ю. В., Заборин О. В., Маршанский И. И. и др.* Геологическое строение территории листов R-41–103-В (в, г), Г (в, г); 104-В (в, г); 116-Г (а, б); 117-А (в, г), Б (в, г), В (а, б), Г (а, б); 118-В (а, б). (Отчет Нялпейской ГПСП по результатам геологосъёмочных и поисковых работ м-ба 1 : 50 000 за 1968–1970 гг.). Воркута, 1971. Коми ТГФ.

247. *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). Геолфонд ГПП «Полярноуралгеология», 1977.

248. *Заборин О. В.* Основные магматические породы Центрального Пай-Хоя (Югорский полуостров). Дис. на соискание уч. степени к. г.-м. н. Л. : ЛГИ, 1975. Коми ТГФ.

249. *Зархидзе В. С., Красножён А. С.* Стратиграфия и палеогеография позднего кайнозоя Тимано-Уральской области. Воркута, 1969. Коми ТГФ.

250. *Зархидзе Д. В. и др.* Геолого-минералогическое картирование м-ба 1 : 200 000 листов R-41-XXXV, XXXVI (Каро-Силовская площадь). Рабочие материалы, 2008.

251. *Зобнина Н. И.* Отчет «Региональные комплексные геофизические исследования в южной части Карского моря. Объект 10/87». В 3 кн. Мурманск: Севморнефтегеофизика, 1989.

252. *Золотарев С. А., Шорохов Б. А. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые правобережья среднего течения р. Кары на Западном склоне Полярного Урала. (Отчет по работам Усть-Лядгейской ГСП и Карской ГПП за 1974–1976 гг.). Листы R-41–132-А, Б, В, Г; 144-А. 1976. Коми ТГФ.

253. *Касаков Н. И.* Фациально-динамические типы донных отложений южной части Баренцева моря / Дис. на соискание уч. степени к. г.-м. н. Л., 1986. 127 с.

254. *Карпович В. Э., Савенкова Г. Б.* Поиски стройматериалов и подземных вод с изучением общих инженерно-геологических условий в районе Вашуткинской нефтегазоносной структуры. Воркута, 1989.

255. *Карпович В. Э.* Информационный отчет по комплексной гидрогеологической и инженерно-геологической съемке масштаба 1 : 200 000 на площади листов Q-40-I, II. Воркута, 1995.

256. *Кириллова Т. А.* Изучить геологическое строение и выполнить оценку перспектив нефтегазоносности Обручевского вала в Карском море. Мурманск, ОАО МАГЭ, 2005. Кн. 1, 2. Фонды МАГЭ, № 991.

257. *Костин Д. А., Маркина Н. В., Вяткин Д. Л.* и др. Геологическая съемка шельфа южной части Карского моря в масштабе 1:1 000 000 (листы S-40, 41, 42). Мурманск, МАГЭ, 1995.

258. *Костюкова Л. А., Маслов М. А.* и др. Магматические формации доуралид Севера Урала и их металлогенические особенности (в 2-х томах). Воркута, 1980. Комигеолфонд.

259. *Костюченко С. Л.* Глубинные тектонические дислокации и их роль в формировании земной коры севера Евразийского материка. Автореф. дис. д. г.-м. н. М., МГУ, 1997.

260. *Криночкин В. Г., Пономарев В. А.* Отчет по теме «Выявить закономерности размещения и формирования фосфоритов Полярного Урала на основе прогнозно-металлогенического анализа». Тюмень, 1994.

261. *Лямин А. З., Терешко В. В.* и др. Разработка и составление легенд для крупномасштабных геологических карт (в 3-х томах). Воркута, 1983. Комигеолфонд.

262. *Мазур Д. Д., Петров С. Д., Максимова И. В.* и др. Отчет по производству ревизионно-опробовательских работ на бокситы в среднем течении бассейна реки Кары за 1973–1975 гг. Воркута, 1975.

263. *Мартынов А. В., Богацкий В. В.* и др. Стратиграфический, тектонический и литофациальный анализ осадочного чехла с целью обоснования критериев, позволяющих осуществить переоценку ресурсов УВ ТПП. Отчет по теме № 203. ТП НИЦ, Ухта, 2002.

264. *Маслов М. А., Пономарев Г. Я.* Геологическое строение Карской депрессии. (Отчет по глубинному геологическому картированию территории листов R-41–93-B (в, г); 94-B (в, г); 104-B (в, г); 105; 106; 116-B (а, б); 117-A (а, б), Б (а, б); 118-A, Б (а, б) по работам 1973–1976 гг. Масштаб 1:200 000. В 2-х томах. Воркута, 1976. ВО КРГФ.

265. *Маслов М. А., Костюкова Л. А.* Магматические формации севера Урала и Пай-Хоя. Воркута, 1977. ВО КРГФ.

266. *Маслов М. А., Макарихин В. В., Микляев А. С.* Геологическое строение территории листов R-41–118-Г; 119-B, Г; 131-A, Б. (Отчет Юнкошорской ГПСП по работам масштаба 1:50 000 за 1967–1969 гг.). В 2-х томах. Воркута, 1970. ВО КРГФ.

267. *Мащак 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. ВО КРГФ.

268. *Мащак М. С., Масайтис В. Л., Селивановская Т. В.* и др. Отчет по теме «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. Кн. 1, 2. Л.: ВСЕГЕИ, 1989.

269. *Микляев А. С.* и др. Геологическое доизучение масштаба м-ба 1:50 000 Кара-Силовской площади на территории листов R-41–118-A (в, г), Б (в, г), В, Г; 119-B, Г; 130-A (а, б), Б (а, б) с общими поисками. Воркута, 1998. Комигеолфонд.

270. *Микляев А. С., Давыдов К. В., Костык А. Д.* Отчет о результатах геолого-поисково-съемочных работ масштаба 1:50 000 на территории листов R-41-U8-A (в, г), Б (в, г) В (в, г); R-41–130-A (а, б) и поисковых работ на фосфориты в бас. Кары. Геолфонд ГПП «Полярноуралгеология», 1973.

271. *Микляев А. С., Давыдов К. В., Мазур Д. Д.* и др. Геологическое строение территории листов R-41–86-B (в, г), Г; 87-A (в, г), Б, В, Г; 88-A (а, б), Б (а). Отчет Тоинтинской ГПСП по работам м-ба 1:50 000 в 1968–1970 гг. Воркута, 1971. ВО КРГФ.

272. *Микляев А. С., Кисель В. Г., Птицын М. Б.* и др. Отчет о результатах групповых поисково-съемочных работ м-ба 1:50 000 на листах R-41–129-B (а, б); 130-A (в, г), Б (в, г), В, Г; 131-B, Г; 143-A, Б, В, Г (Рошинская ГПСП, 1974–1978 гг.), поисковых работ на флюорит в бассейнах рек Силовая и Сибирчатая и поисково-оценочных работ на Буреданском сульфидно-флюоритовом рудопоявлении (Буреданская ГПП, 1976–1978 гг.). Воркута, 1979. В 3-х кн. ВО КРГФ.

273. *Микляев А. С., Пухонто С. К., Афанасьева Т. А.* Легенда Госгеолкарты-200 Вайгачско-Пайхойской серии листов (издание второе). Отчет по объекту: «Подготовка материалов к легенде Ново-Земельской серии листов Госгеолкарты-200». 1999. Комигеолфонд.

274. Микляев А. С., Шлома А. А., Романова Н. В. и др. Групповая геологическая съемка м-ба 1 : 50 000 на Осовейской площади. Листы R-42-109-А, Б, В, Г; 110-В (в, г); 121-А, Б, В (Отчет Осовейской ГСП за 1982–1988 гг.). Воркута, 1988. В 3-х кн. ВО КРГФ.

275. Морозов В. Ф., Беляков Л. Н. и др. Отчет о результатах поисков углей к северо-западу от Воргашорского месторождения Печорского угольного бассейна (Состояние разведочных работ на 1.04.1974 г.). Воркута, 1974.

276. Назаров М. А. Геохимические свидетельства крупных ударных событий в геологической истории Земли. М.: Ин-т геохимии и аналитической химии Рос. АН, 1995. (Дис. в виде науч. доклада на соискание уч. степени д. г.-м. н.).

277. Николаев В. В. (отв. исп.). Отчет «Провести геоэкологическое картографирование прибрежно-шельфовых зон Карского моря в масштабе 1 : 1 000 000 и на ключевых участках Белого и Баренцева морей в масштабе 1 : 500 000». СПб.: Фонды ВНИИОкеангеология, 2003.

278. Никольская О. А. Позднеплейстоценовая история гидрографической сети северной части Печорского бассейна. Автореф. канд. дис., СПбГУ, 2006.

279. Новакова Н. Г. и др. Отчет: Опыт-методические работы по совершенствованию методики поисков марганцевых руд, связанных с мезозой-кайнозойскими корами выветривания в пределах Западного склона Полярного Урала за 1988–1992 г. Воркута, 1992.

280. Оберман Н. Г. Отчет о гидрогеологических работах на территории геолого-поисково-съемочных и разведочных работ на Урале и Пай-Хое за 1976–1977 гг. Воркута, 1978.

281. Оберман Н. Г. Составление инженерно-геологических и гидрогеологических карт масштаба 1 : 500 000 территории европейской части СССР (территория деятельности ПГО «Полярноуралгеология»). Воркута, 1985.

282. Онищенко С. В. (отв. исп.). Инженерно-геологическая подготовка морских площадей под глубокое поисково-разведочное бурение в Варандей-Адзвинской структурной зоне. Отчет по объекту № 82 за 1987–1988 гг. АМИГЭ ВМНПО «Союзморинжеология». Мурманск, 1989.

283. Острижный М. Ю. и др. Оценка нефтегазоносности перспективных поднадвиговых зон Западного склона Урала и Предуральяского прогиба и направления развития геологоразведочных работ. Отчет по договору № 1.01.07–02. ОАО «ГАЗПРОМ». ООО «Севернипигаз», 2002.

284. Павлов Л. А., Матигоров А. А., Устинов Н. В. и др. Отчет о результатах бурения скважины № 1 на Русановской площади. Промежуточный отчет по теме 4/86–88 «Изучение литолого-фациального состава пород, корреляция разрезов и составление эталонных коллекций мезозойско-палеозойских отложений Баренцева и Карского морей по материалам бурения ПО «Арктикморнефтегазразведка». В 2-х кн. Л., ПГО «Севморгеология», 1988.

285. Петров В. В., Суриков С. Н. и др. Информационный отчет по объекту «Гидрогеологическое районирование и подготовка схем гидрогеологической стратификации по гидрогеологическим структурам в пределах Балтийского гидрогеологического массива, Балтийско-Польского, Тимано-Печорского артезианских бассейнов I порядка, Северо-Двинского, Ленинградского бассейнов II порядка» по Договору подряда № 5P/300–03 от 6.05.2003 г. СПб, 2003.

286. Пономарев Г. Я., Сосновцев А. Г., Никитин О. О. Глубинное геологическое картирование масштаба 1 : 200 000 на территории листов R-41-107-А, Б, Г; R-41-108-В, Г; R-41-120-А (а, б), Б (а, б); R-42-97-В (в, г), Г (в, г); R-42-109-А, Б; R-42-110-А (в, г), Б (в, г), В, Г; R-42-111-В, Г; R-42-123-А, Б. Геолфонд ГПП «Полярноуралгеология», 1984.

287. 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-А (а, б), Б (а, б); 118-А (а, б), Б (а, б). (Отчет Анарогской партии за 1976–1977 гг.) Воркута, 1977. ВО КРГФ.

288. Прокин А. Н. и др. Инженерно-геологические, гидрометеорологические и навигационно-гидрографические работы в Байдарацкой губе (Карское море) на стадиях

изысканий для III–IV ниток и строительства трубопровода по I–II ниткам. (Технический отчет). ГУП «АМИГЭ», Мурманск, 1996.

289. *Птицын М. Б., Терешко В. В., Микляев А. С.* и др. Отчет о результатах групповой геологической съемки м-ба 1 : 50 000 на территории листов R-40–58; 59; 69; 70; 71-А, Б, В, Г (а, в); 72-А; 82-А, Б; 83-А, Б; 84-А (в, г), Б (в), В, Г (западная часть острова Вайгач). Воркута, 1983. Комигеолфонд.

290. *Пухонто С. К.* Отчет по теме: «Корреляция стратотипических и опорных разрезов пермских отложений Печорского угольного бассейна для целей составления унифицированных стратиграфических схем перми Урала». Воркута, 1996.

291. *Ремизов Д. Н.* Геохимические основы к Госгеолкарте-1000 третьего поколения по листам R-41, Q-39, 40, 41. ЗАО «Миреко». Сыктывкар, 2003.

292. *Рослов Ю. В., Сакулина Т. С., Иванова Н. М.* и др. Отчет «Изучить глубинное строение Баренцево-Карской плиты на основе результатов комплексных геофизических (сейсморазведочных МОВ–ОГТ, КМПВ–ГСЗ, гравиметрических, магнитометрических) исследований на опорных профилях». В 5 кн. СПб.: ФГУНПП «Севморгео», 2006.

293. *Символокова С. Е., Зархидзе В. С.* Легенда Печорской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации м-ба 1 : 200 000 (издание второе). Ухта, 1999. Комигеолфонд.

294. *Стелле В. Я., Саксон М. А., Михайлов В. И.* и др. Биостратиграфическая основа для расчленения верхнечетвертичных отложений юго-западной части Карского моря. Мурманск, 1993. Фонды ГУП АМИГЭ.

295. *Устрицкий В. И.* Стратиграфия, фации и тектоника палеозойских отложений Пай-Хоя. Л.: НИИГА, 1954. ВО КРГФ.

296. *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. Фонды Зеленогорской экспедиции.

297. *Федухин Н. В., Павлов С. П. и др.* Отчет «Изучение геологического строения гетерогенного фундамента Обручевского вала в Карском море». МАГЭ, ФУГРО–ГЕОТИМ, Мурманск, 2008.

298. *Хайцер Л. Л.* Изучение опорного разреза угленосной толщи северо-восточного склона Пай-Хоя. Воркута, 1960, Комигеолфонд.

299. *Хлопенюк А. Ф., Дьяченко Л. П.* и др. Отчет о результатах аэрофотогеологического картирования м-ба 1 : 50 000 на территории Приполярного Урала и Пай-Хоя. Воркута, 1981. Комигеолфонд.

300. *Чернявский А. В., Афанасьева Е. П.* Отчет о результатах поисковых работ на южном фланге Амдерминского месторождения (хр. Пай-Хой). Геолфонд ГПП «Полярно-уралгеология», 1979.

301. *Чулаевский А. М., Короткова Г. А., Белоусов В. Н.* Производство поисковых работ на сульфидные медно-никелевые руды в междуречье Хейяга—Хенгурью на территории листов R-41–115-А (а, б), Б; R-41–116-А, Б. Геолфонд ГПП «Полярноуралгеология», 1979.

302. *Шишкин М. А., Криночкин В. Г.* и др. Легенда Полярно-Уральской серии листов Госгеолкарты-200 (издание второе). Воркута, 1998. Комигеолфонд.

303. *Шлома М. П. и др.* Освоение и внедрение комплекса компьютерных систем для целей создания регионального банка данных и прогнозирования месторождений полезных ископаемых. Отчет ТОО «Родонит». Воркута, 1997.

304. *Шляхов В. И., Шляхова Х. Т.* Геологическое строение территории листов R-41–74-Б (в, г), В (б, г), Г; 75-А (в, г), В, Г; 76-В; 86-Б (а, б); 87-А (а, б). Воркута, 1968. Комигеолфонд.

305. *Шмидт А. И., Коган Б. С., Кукишев В. И., Шишакова Л. Н.* Отчёт по теме 77–2/49 /В.8.2.49/ «Выявление условий локализации и оценка перспектив медно-полиметаллических рудопроявлений Предгорного и Очетинского участков (Полярный Урал)». 1971.

306. *Шмидт А. И., Коган Б. С., Шишакова Л. Н., Кукиев В. И.* Перспективная оценка территории междуречья Нярмы, Хууты и Лядгеяна. Поиски медноколчеданных руд на Полярном Урале. Отчёт по теме в.8.2в. 1969.

307. *Эрвье Ю. Ю., Криночкин В. Г. и др.* Результаты специализированной геологической съёмки масштаба 1:50 000 и поисковых работ на северном окончании осевой части Полярного Урала. Отчёт по работам Мало-Щучьинской, Оченырдской, Сянгурской, Пионерской партий за 1963–1967 гг.). 1968.

308. *Юшкин Н. П., Остащенко Б. А., Кунц А. Ф. и др.* Рудные формации Пай-Хоя и Полярного Урала. Сыктывкар. Коми фил. АН СССР, 1974. ВО КРГФ.

Указатель месторождений, проявлений (П), проявлений россыпей (РП), пунктов минерализации (ПМ), протолочек (ПР), первичных геохимических ореолов (ПГХО) полезных ископаемых, показанных на карте полезных ископаемых, прогнозно-минерагенической карте листа R-41 Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Ранг/Промышленная освоенность*	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
Горючие ископаемые				
Нефть и газ				
VI-1-4	Нефть	МС	Западно-Леккейягинское	Данилевский, 2004ф
VI-1-5	Нефть	МС	Северо-Сарембойское	Данилевский, 2004ф
VI-1-2	Нефть	ММ	Усть-Талотинское	Данилевский, 2004ф
VI-1-6	Нефть	ММ	Сарембойское	Данилевский, 2004ф
Твёрдые горючие ископаемые				
Уголь каменный				
VI-5-34	Уголь каменный	МК	Паэмбойское	Быховец и др., 1980ф
VI-5-35	Уголь каменный	МС	Хальмерзюское	Корельский, 1988ф
VI-5-33	Уголь каменный	МС	Силовское	Телехов и др., 1984ф, Корельский, 1993ф
VI-4-1	Уголь каменный	МК	Нямдинское	Степанов и др., 1980ф
V-3-12	Уголь каменный	МС	Хейягинское	Степанов и др., 1980ф
V-3-10	Уголь каменный	МС	Янгарейское	Степанов и др., 1980ф
V-2-2	Уголь каменный	ММ	Талотинское	Маргынов, 1971ф
IV-4-1	Уголь каменный	ММ	Ерьяхинское	Энергетические..., 1987; Быховец, 1974ф; Степанов, 1980ф
IV-4-2	Уголь каменный	ММ	Лиурьягинское	Дедеев, 1987; Быховец, 1974ф; Степанов, 1980ф
IV-4-3	Уголь каменный	П	Табыюское	Энергетические..., 1987; Быховец, 1974ф; Степанов, 1980ф
V-2-3	Уголь каменный	П	Васьягинское	Степанов и др., 1980ф
Металлические ископаемые				
Чёрные металлы				
Марганец				
IV-3-1	Марганец	П	Лабсуйяхинское	Рогов, 1985ф
V-5-27	Марганец	П	Бол. Серью, р.	Микляев, 1998ф
V-5-31	Марганец	П	Верхнегромашорское	Микляев, 1998ф
V-5-37	Марганец	П	Участок № 2 (Аргишный)	Микляев, 1998ф

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Ранг/Промышленная освоенность*	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
V-5-42	Марганец	П	Участок № 3 (Малуйседа, Восток)	Микляев, 1998ф
V-5-44	Марганец	П	Участок № 3 (Малуйседа, Запад)	Микляев, 1998ф
V-5-51	Марганец	П	Едунейшорское	Микляев, 1998ф
V-5-56	Марганец	П	Участок № 9	Микляев, 1998ф
V-5-57	Марганец	П	Участок № 8 (Мадага)	Микляев, 1998ф
V-5-60	Марганец	П	Мадага (лев. борт)	Микляев, 1998ф
V-6-6	Марганец	П	Юбилейное	Рогов, 1985ф
V-6-14	Марганец	П	Кара, Правобережное	Микляев, 1998ф
V-6-16	Марганец	П	Приам, руч.	Маслов, 1970ф
V-6-22	Марганец	П	Участок № 4 (Нядей)	Микляев, 1998ф
V-6-24	Марганец	П	Нядейяха-I	Маслов, 1970ф
V-6-25	Марганец	П	Нядейское	Маслов, 1970ф
V-6-26	Марганец	П	Нядейяха-II	Маслов, 1970ф
VI-5-15	Марганец	П	Варкашорское	Микляев, 1998ф
VI-5-17	Марганец	П	Поворотное	Зархидзе, 2008ф
VI-6-21	Марганец	П	Яшмовое	Воронов, 1969ф
VI-6-24	Марганец	П	Нэтэмшор	Рогов, 1988
V-5-45	Марганец	ПМ	Силоваяха, р. (нижнее течение)	Маслов, 1970ф
V-5-48	Марганец	ПМ	Силоваяха, р. (нижнее течение)	Рогов, 1985ф
V-5-50	Марганец	ПМ	Б. Мадага, руч.	Микляев, 1970ф
V-5-54	Марганец	ПМ	Силоваяха, р. (нижнее течение)	Маслов, 1970ф
V-6-23	Марганец	ПМ	Кара, р. (нижнее течение)	Рогов, 1985ф
VI-5-1	Марганец	ПМ	Егор-Ты	Микляев, 1998ф
VI-5-9	Марганец	ПМ	Нядейшор	Микляев, 1998ф
VI-5-12	Марганец	ПМ	Скв. С-15	Микляев, 1998ф
VI-5-14	Марганец	ПМ	Скв. С-34	Микляев, 1998ф
Т и т а н , ц и р к о н и й				
VI-5-19	Титан, цирконий	РП	Бурендашор, руч.	Микляев, 1979ф
В а н а д и й				
V-5-35	Ванадий	ПМ	Аргишный, руч.	Микляев, 1998ф
V-6-11	Ванадий	ПМ	Нгэрм-Пэяха, р.	Микляев, 1998ф
V-6-27	Ванадий	ПМ	Выяшор, руч.	Микляев, 1998ф
VI-6-26	Ванадий	ПМ		Микляев, 1979ф

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Ранг/Промышленная освоенность*	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
Цветные металлы				
М е д ь				
IV-1-6	Медь	П	Северное	Шляхов, 1968ф
IV-2-22	Медь	П	Снежное	Микляев, 1971ф
IV-2-25	Медь	П	Дорожное	Микляев, 1971ф
IV-1-7	Медь	ПМ	Югорский Шар (станция)	Лист R-41-XIX, XX, 1959
IV-1-14	Медь	ПМ	Черная, р. (правобережье)	Шляхов, 1968ф
IV-2-1	Медь	ПМ	Яркучаяха, р.	Шляхов, 1968ф
IV-2-3	Медь	ПМ	Медный, руч.	Лист R-41-XIX, XX, 1959
IV-2-5	Медь	ПМ	Екрояха, р.	Лист R-41-XIX, XX, 1959; Шляхов, 1968ф
IV-2-7	Медь	ПМ	Юдесадыаха, р.	Лист R-41-XIX, XX, 1959
IV-2-8	Медь	ПМ	Мюрсыпэ II, гора	Лист R-41-XIX, XX, 1959
IV-2-9	Медь	ПМ	Диабазовый, руч.	Шляхов, 1968ф
IV-2-12	Медь	ПМ	Юдесадыаха–Поймояха (междуречье)	Шляхов, 1968ф
IV-2-15	Медь	ПМ	Крестовая, р.	Шляхов, 1968ф
IV-2-16	Медь	ПМ	Желтая, р.	Шляхов, 1968ф
IV-2-18	Медь	ПМ	Морейпэ	Иванченко, 1968; Шляхов, 1968ф
IV-2-24	Медь	ПМ	Низотояха, р.	Шляхов, 1968ф
IV-2-26	Медь	ПМ	Низотояха, р.	Лист R-41-XIX, XX, 1959
IV-2-28	Медь	ПМ	Нярейпэ, гора (подножие)	Шляхов, 1968ф
IV-2-30	Медь	ПМ	Б. Тоинто, оз. (участок Тоинтинский)	Микляев, 1971ф
V-4-4	Медь	ПМ	Путью, р.	Петрова, 1974ф
V-4-16	Медь	ПМ	Подгорный, руч.	Жуков, 1969ф
V-5-12	Медь	ПМ	Хановейяха, р.	Лист R-41-XXIX, XXX, 1959
V-5-21	Медь	ПМ	Хановейяха, р.	Лист R-41-XXVII, XXVIII, 1959
V-6-19	Медь	ПМ	Кара, р. (нижнее течение)	Маслов, 1970ф
V-6-20	Медь	ПМ	Кара, р. (нижнее течение)	Маслов, 1970ф

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Ранг/Промышленная освоенность*	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
V-6-21	Медь	ПМ	Гермес, руч.	Маслов, 1970ф
VI-5-6	Медь	ПМ		Микляев, 1979ф
VI-5-7	Медь	ПМ		Микляев, 1979ф
VI-6-15	Медь	ПМ		Воронов, 1969ф
VI-6-19	Медь	ПМ		Воронов, 1969ф
VI-6-23	Медь	ПМ		Воронов, 1969ф
VI-6-28	Медь	ПМ	Заячий	Воронов, 1969ф
VI-6-32	Медь	ПМ		Воронов, 1969ф
VI-6-34	Медь	ПМ		ГК R-XXXV, XXXVI, 1962
VI-6-35	Медь	ПМ		Воронов, 1969ф
VI-6-38	Медь	ПМ		Воронов, 1969ф
VI-6-40	Медь	ПМ		ГК R-XXXV, XXXVI, 1962
IV-1-5	Медь, цинк	ПМ	Падуяха, р.	Лист R-41-XIX, XX, 1959
IV-2-2	Медь, цинк	ПМ	Тайборей, мыс	Лист R-41-XIX, XX, 1959
IV-2-11	Медь, цинк	ПМ	Мюрсыпэ III, гора	Лист R-41-XIX, XX, 1959
IV-2-17	Медь, цинк	ПМ	Мюрсыпэ I, гора	Лист R-41-XIX, XX, 1959; Шляхов, 1968ф
IV-2-32	Медь, никель	ПГХО		Ремизов, 2003ф
V-4-21	Медь, цинк, кобальт	ПГХО		Ремизов, 2003ф
С в и н е ц , ц и н к				
IV-2-13	Свинец	ПМ	Крестовая, р.	Шляхов, 1968ф
V-5-43	Свинец	ПМ	Сесьяю, р.	Лист R-41-XXVII, XXVIII, 1959; Жуков, 1971
IV-3-6	Свинец, цинк	ПМ	Тарипатьяха, р.	Петрова, 1974ф
Ц и н к				
IV-1-15	Цинк, свинец	МС/З	Раздельное	Лист R-41-XIX, XX, 1959
V-5-36	Цинк, медь	П	Сульванитовое	Маслов, 1970ф
VI-5-31	Цинк, флюорит	П	Водопадное	Микляев, 1979ф
IV-1-16	Цинк	ПМ	Варнек, бухта (оз. Зимнее, м. Ястребиный)	Лист R-41-XIX, XX, 1959
IV-2-4	Цинк	ПМ	Маникуяха, р.	Лист R-41-XIX, XX, 1959
V-3-11	Цинк	ПМ	Пестанмыльк, гора	Лист R-41-XXVII, XXVIII, 1959

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Ранг/Промышленная освоенность*	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
VI-5-8	Цинк	ПМ		Микляев, 1998ф
VI-5-13	Цинк	ПМ		Микляев, 1998ф
VI-5-21	Цинк	ПМ		Микляев, 1979ф
VI-5-24	Цинк	ПМ		Микляев, 1979ф
VI-5-29	Цинк	ПМ		Микляев, 1979ф
IV-1-1	Цинк, медь	ПМ	Ярасале, мыс	Лист R-41-XIX, XX, 1959
Цинк, медь				
IV-1-2	Цинк, медь	ПМ	Ярасале, мыс	Шляхов, 1968ф
IV-1-3	Цинк, медь	ПМ	Безымянная I	Шляхов, 1968ф
IV-1-4	Цинк, медь	ПМ	Ярасале, мыс	Шляхов, 1968ф
IV-1-8	Цинк, медь	ПМ	Безымянная II	Лист R-41-XIX, XX, 1959
IV-1-10	Цинк, медь	ПМ	Лакорсале, мыс	Шляхов, 1968ф
V-5-18	Цинк, медь	ПМ	Тогорейяха, р.	Микляев, 1970ф
V-5-26	Цинк, медь	ПМ	Кара, р. (нижнее течение)	Микляев, 1970ф
V-5-41	Цинк, медь	ПМ	Силоваяха, р. (нижнее течение)	Маслов, 1970ф
V-6-15	Цинк, медь	ПМ	Антей, руч.	Лист R-41-XXVII, XXVIII, 1959, Маслов, 1970ф
IV-1-11	Цинк, свинец	ПМ	Варнек, бухта (жила Барачная, жила Конюшенная)	Лист R-41-XIX, XX, 1959
IV-1-19	Цинк, свинец	ПМ	Белый Нос, мыс	Лист R-41-XIX, XX, 1959
IV-2-21	Цинк, свинец	ПМ	Средняя, р.	Лист R-41-XIX, XX, 1959
VI-5-27	Цинк, свинец	ПМ		Микляев, 1979ф
V-4-1	Цинк, ванадий	ПМ	Путью, р.	Лист R-41-XXVII, XXVIII, 1959
V-4-3	Цинк, ванадий	ПМ	Путью, р.	Лист R-41-XXVII, XXVIII, 1959
Никель, медь				
V-3-2	Никель, медь	П	Вадакояха–Есабартаяха (междуречье)	Заборин, 1977ф
V-3-7	Никель, медь	П	Нябыто, оз.	Заборин, 1977ф
V-4-5	Никель, медь	П	Длинный	Жуков, 1971ф; Заборин, 1977ф
V-4-10	Никель, медь	П	Тальбейское	Жуков, 1971ф
V-4-14	Никель, медь	П	Дальнее	Жуков, 1969ф

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Ранг/Промышленная освоенность*	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
V-4-15	Никель, медь	П	Хейяга, р. (верховье)	Жуков, 1969ф
V-4-18	Никель, медь	П	Сопчамыльк, гора	Жуков, 1969ф
V-4-19	Никель, медь	П	Хейяга, р. (левобережье)	Жуков, 1969ф
V-4-22	Никель, медь	П	Савабейское	Чулаевский, 1979ф
V-4-25	Никель, медь	П	Хенгурью, р. (участок Центральный)	Жуков, 1969ф
V-4-26	Никель, медь	П	Хенгурью, р. (участок Крутой)	Жуков, 1969ф
V-4-31	Никель, медь	П	Хенгурское	Жуков, 1969ф, Чулаевский, 1979ф
V-4-34	Никель, медь	П	Зеленый	Жуков, 1969ф
V-4-35	Никель, медь	П	Первое	Жуков, 1969ф, Чулаевский, 1979ф
V-4-36	Никель, медь	П	Хенгурью, р. (левобережье)	Жуков, 1969ф, Чулаевский, 1979ф
IV-2-23	Никель, медь	ПМ	Желтая, р.	Микляев, 1971ф
IV-2-27	Никель, медь	ПМ	Б. Тоинто, оз.	Лист R-41-XIX,XX, 1959
IV-2-33	Никель, медь	ПМ	Б. Ою, р.	Микляев, 1971ф
IV-2-34	Никель, медь	ПМ	Ямбпэ, хр.	Микляев, 1971ф
IV-2-35	Никель, медь	ПМ	Б. Ою, р.	Петрова, 1974ф
IV-2-37	Никель, медь	ПМ	Ямбпэ, хр.	Микляев, 1971ф
V-2-1	Никель, медь	ПМ	Б. Ою, р.	Петрова, 1974ф
V-3-1	Никель, медь	ПМ	Б. Ою, р.	Петрова, 1974ф
V-3-4	Никель, медь	ПМ	Б. Ою, р.	Петрова, 1974ф
V-3-6	Никель, медь	ПМ	Хейяга–Б. Ою (междуречье)	Петрова, 1974ф
V-3-8	Никель, медь	ПМ	Хейяга, р. (верховья)–участок Хейягинский	Заборин, 1977ф
V-4-6	Никель, медь	ПМ	Сопчаю–Путью (междуречье)	Петрова, 1974ф
V-4-7	Никель, медь	ПМ	Сопчаю–Путью (междуречье)	Петрова, 1974ф
V-4-8	Никель, медь	ПМ	Сопчаю–Путью (междуречье)	Жуков, 1971ф
V-4-12	Никель, медь	ПМ	Гольцовое, оз.	Жуков, 1971ф
V-4-20	Никель, медь	ПМ	Базовый, руч.	Жуков, 1969ф
V-4-28	Никель, медь	ПМ	Хейяга, р. (левобережье)	Жуков, 1969ф
V-4-32	Никель, медь	ПМ	Хенгурью–Молодежный (междуречье)	Жуков, 1969ф
V-4-38	Никель, медь	ПМ	Сандибейиз, гора	Жуков, 1971ф
IV-2-36	Никель	ПГХО		Ремизов, 2003ф

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Ранг/Промышленная освоенность*	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
IV-3-10	Никель	ПГХО		Ремизов, 2003ф
V-3-5	Никель	ПГХО		Ремизов, 2003ф
V-4-11	Никель	ПГХО		Ремизов, 2003ф
V-4-29	Никель, медь, кобальт	ПГХО		Ремизов, 2003ф
А л ю м и н и й				
VI-6-4	Алюминий	П	Профильное	Мазур, 1975ф
VI-6-5	Алюминий	П	Карское	Мазур, 1975ф
VI-6-8	Алюминий	П	Лесьтоимшорское	Мазур, 1975ф
VI-6-11	Алюминий	П	Сизымьюнкошорское	Мазур, 1975ф
VI-5-28	Алюминий	ПМ	Аллитовый	Микляев, 1979ф
VI-6-6	Алюминий	П	Тиребейское	Золотарев, 1976ф
VI-6-7	Алюминий	ПМ		Микляев, 1979ф
VI-6-12	Алюминий	ПМ	Сизимюкошорское (верховья)	Мазур, 1975ф
VI-6-13	Алюминий	ПМ	Лядгейский	Мазур, 1975ф
VI-6-14	Алюминий	ПМ	Хальмершор	Микляев, 1979ф
М ы ш ь я к				
IV-2-31	Мышьяк	ПМ	Хозяеяха, р.	Лист R-41-XIX,XX, 1959
М о л и б д е н				
VI-6-29	Молибден, медь, свинец	ПГХО		Ремизов, 2003ф
Благородные металлы				
З о л о т о				
VI-6-33	Золото	П	Диоритовое	Воронов, 1969ф
VI-6-37	Золото	ПМ		Воронов, 1969ф
VI-6-39	Золото	ПМ		Микляев, 1979ф
Радиоактивные элементы				
У р а н				
V-5-22	Уран	П	Карское	Микляев, 1998ф
V-5-25	Уран	П	Карское	Микляев, 1998ф
V-5-28	Уран	П	Карское	Микляев, 1998ф
V-6-10	Уран	П	Карское	Микляев, 1998ф
VI-5-2	Уран	П	Силовское-1	Микляев, 1998ф
VI-5-5	Уран	П	Силовское-2	Микляев, 1998ф

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Ранг/Промышленная освоенность*	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
Неметаллические ископаемые				
Оптические материалы				
Кальцит оптический				
V-5-1	Кальцит оптический	ПМ	Сопчаю, р. (нижнее течение)	Лист R-41-XXIX, XXX, 1959
Кварц оптический				
IV-1-9	Кварц оптический	ПМ	Лакорсале, мыс	Шляхов, 1968ф
IV-1-12	Кварц оптический	ПМ	Черная, р. (правобережье)	Шляхов, 1968ф
IV-1-17	Кварц оптический	ПМ	Черная, р. (правобережье)	Шляхов, 1968ф
IV-2-14	Кварц оптический	ПМ	Гагара, оз.	Шляхов, 1968ф
IV-2-29	Кварц оптический	ПМ	Нярейпэ, гора (подножие)	Шляхов, 1968ф
V-4-24	Кварц оптический	ПМ	Молодежный, руч.	Жуков, 1969ф
V-5-47	Кварц оптический	ПМ		Микляев, 1998ф
V-5-55	Кварц оптический	ПМ		Микляев, 1998ф
V-6-18	Кварц оптический	ПМ	Кара, р. (нижнее течение)	Маслов, 1970ф
Химическое сырьё				
Флюорит				
IV-2-6	Флюорит	МС/З	Амдерминское	Горский-Кручинин, 1958ф
VI-5-25	Флюорит	ММ	Буреданское	Микляев, 1979ф
IV-3-2	Флюорит	П	Песчаная, р.	Хлопенюк, 1981ф
IV-3-4	Флюорит	П	Песчаная, р.	Лист R-41-XXI, XXII, 1959
IV-1-13	Флюорит	ПМ	Черная, р.	Лист R-41-XIX, XX, 1959
IV-1-18	Флюорит	ПМ	Хабарово, с.	Лист R-41-XIX, XX, 1959
IV-1-24	Флюорит	ПМ	Чайка, мыс	Лист R-41-XIX, XX, 1959
IV-1-25	Флюорит	ПМ	Печорское, море (правобережье)	Лист R-41-XIX, XX, 1959
IV-1-26	Флюорит	ПМ	Сиртяяха, р.	Лист R-41-XIX, XX, 1959
IV-2-10	Флюорит	ПМ	Средняя, р.	Шляхов, 1968ф

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Ранг/Промышленная освоенность*	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
IV-2-19	Флюорит	ПМ	Топилкина, гора	Лист R-41-XIX, XX, 1959; Шляхов, 1968ф
IV-3-5	Флюорит	ПМ	Хуптьяха, р.	Лист R-41-XXI, XXII, 1959; Хлопенюк, 1981ф
IV-3-7	Флюорит	ПМ	Песчаная, р.	Петрова, 1974ф
IV-3-8	Флюорит	ПМ	Хуптьяха, р.	Петрова, 1974ф
IV-3-9	Флюорит	ПМ	Мореиз, гора	Петрова, 1974ф
V-1-1	Флюорит	ПМ	Ябгояха, р.	Петрова, 1974ф
V-1-2	Флюорит	ПМ	Бельковская, р.	Петрова, 1974ф
V-3-9	Флюорит	ПМ	Янгарей	Хлопенюк, 1981ф
V-4-2	Флюорит	ПМ	Путью, р.	Петрова, 1974ф
V-4-41	Флюорит	ПМ	Сибирчатаяха, р. (среднее течение)	Лист R-41-XXVII, XXVIII, 1959
V-5-13	Флюорит	ПМ	Хановейяха, р.	Микляев, 1974ф
V-5-24	Флюорит	ПМ	Кара, р. (нижнее течение)	Лист R-41-XXVII, XXVIII, 1959
V-5-38	Флюорит	ПМ	Сибирчатаяха, р. (среднее течение)	Жуков, 1971ф
V-5-49	Флюорит	ПМ	Сесьяю, р.	Лист R-41-XXVII, XXVIII, 1959
V-5-52	Флюорит	ПМ	Мадагаяха, р.	Микляев, 1970ф
V-5-59	Флюорит	ПМ	Сесьяшор, руч.	Лист R-41-XXVII, XXVIII, 1959
VI-5-3	Флюорит	ПМ		Микляев, 1998ф
VI-5-4	Флюорит	ПМ		Микляев, 1998ф
VI-5-10	Флюорит	ПМ		Микляев, 1998ф
VI-5-11	Флюорит	ПМ		Микляев, 1979ф
VI-5-16	Флюорит	ПМ	Варкатывисский	Микляев, 1979ф
VI-5-18	Флюорит	ПМ		Микляев, 1979ф
VI-5-20	Флюорит	ПМ		Микляев, 1979ф
VI-5-22	Флюорит	ПМ		Микляев, 1979ф
VI-5-23	Флюорит	ПМ		Микляев, 1979ф
VI-5-26	Флюорит	ПМ	Правый приток р. Буреданью	Микляев, 1979ф
VI-5-30	Флюорит	ПМ		Микляев, 1979ф
VI-5-32	Флюорит	ПМ		Микляев, 1979ф
VI-6-9	Флюорит	ПМ		Микляев, 1979ф
VI-6-10	Флюорит	ПМ		Микляев, 1979ф
VI-6-16	Флюорит	ПМ		Воронов, 1969ф
VI-6-17	Флюорит	ПМ		Воронов, 1969ф
VI-6-20	Флюорит	ПМ		Микляев, 1979ф

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Ранг/Промышленная освоенность*	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
VI-6-25	Флюорит	ПМ	Хальмершор, р.	Микляев, 1979ф
VI-6-27	Флюорит	ПМ		Микляев, 1979ф
VI-6-29	Флюорит	ПМ		Микляев, 1979ф
VI-6-31	Флюорит	ПМ		Микляев, 1979ф
VI-6-36	Флюорит	ПМ		Микляев, 1979ф
Б а р и т				
V-5-32	Барит	П	Марейшорское	Микляев, 1970ф
V-6-7	Барит	П	Карское-3	Юшкин, 1987
V-6-8	Барит	П	Карское-4	Юшкин, 1987
V-6-9	Барит	П	Карское-1	Маслов, 1970ф
V-6-12	Барит	П	Карское-2	Маслов, 1970ф
V-6-17	Барит	ПМ	Кара, р. (нижнее течение)	Юдович, 1978
Б о р о с и л и к а т ы				
V-3-3	Боросиликаты	ПМ	Б. Ою, р.	Петрова, 1974ф
V-4-9	Боросиликаты	ПМ	Сопчаю-Путью (между-речье)	Жуков, 1971ф
V-4-13	Боросиликаты	ПМ	Сопчамыльк, гора	Жуков, 1969ф
V-4-23	Боросиликаты	ПМ	Савабейто, оз.	Жуков, 1969ф
V-4-30	Боросиликаты	ПМ	Савабейто, оз.	Жуков, 1969ф
Минеральные удобрения				
Ф о с ф о р и т				
V-4-27	Фосфорит	П	Хенгурское	Микляев, 1974ф
V-5-23	Фосфорит	П	Карское	Микляев, 1970ф
V-5-34	Фосфорит	П	Гониативное	Микляев, 1970ф
V-5-39	Фосфорит	П	Седьюское	Микляев, 1974ф
V-5-40	Фосфорит	П	Серьюское	Микляев, 1974ф
V-5-58	Фосфорит	П	Коллофановое	Микляев, 1970ф
V-6-28	Фосфорит	П	Коматы	Маслов, 1970ф
VI-6-1	Фосфорит	П	Вьяшорское	Маслов, 1970ф
VI-6-2	Фосфорит	П	Вьяшор-2	Маслов, 1970ф
VI-6-3	Фосфорит	П	Юнкошо-1, 2, 3	Маслов, 1970ф
VI-6-22	Фосфорит	П	Очетывисское	ГК-R-41, 2008
VI-6-30	Фосфорит	П	Парус-Щелья-Шор	Криночкин, 1994ф
Абразивные материалы				
А л м а з ы				
IV-5-1	Алмазы	П	Песчаная, р. (приток Табью)	Маслов, 1976ф, Машак, 1979ф

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Ранг/Промышленная освоенность*	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
V-4-17	Алмазы	П	Сопчаю, р. (среднее течение)	Мащак, 1979ф; Пономарев, 1977ф
V-5-2	Алмазы	П	Кара, р. (низовье)	Мащак, 1979ф; Пономарев, 1977ф
V-5-3	Алмазы	П	Кара–М. Вануйта (междуречье)	Мащак, 1979ф; Пономарев, 1977ф
V-5-4	Алмазы	П	Кар–М. Вануйта (междуречье)	Пономарев, 1977ф
V-5-6	Алмазы	П	с-3511-3	Микляев, 1998ф
V-5-8	Алмазы	П	Кара, р. (правобережье)	Мащак, 1979ф; Пономарев, 1977ф
V-5-9	Алмазы	П	Кара, р. (правобережье)	Мащак, 1979ф; Пономарев, 1977ф
V-5-14	Алмазы	П	Кара, р. (левобережье)	Мащак, 1979ф; Пономарев, 1977ф
V-5-15	Алмазы	П	с-3538	Микляев, 1998ф
V-5-17	Алмазы	П	с-3522-4	Микляев, 1998ф
V-5-19	Алмазы	П	Кара, р. (левобережье)	Мащак, 1979ф; Пономарев, 1977ф
V-5-20	Алмазы	П	с-3528	Микляев, 1998ф
V-6-1	Алмазы	П	Байдарацкая губа	Пономарев, 1984ф
V-6-2	Алмазы	П	Байдарацкая губа	Пономарев, 1984ф
V-6-3	Алмазы	П	Байдарацкая губа	Пономарев, 1984ф
V-6-4	Алмазы	П	Байдарацкая губа	Пономарев, 1984ф
V-6-5	Алмазы	П	Байдарацкая губа	Пономарев, 1984ф
V-5-5	Алмазы	РП	Е-2, 5, 6	Микляев, 1998ф
V-5-10	Алмазы	РП	Е-13	Микляев, 1998ф
V-5-11	Алмазы	РП	Е-11	Микляев, 1998ф
V-5-16	Алмазы	РП	Е-9	Микляев, 1998ф
Горнотехническое сырьё				
Т а л ь к				
VI-6-18	Тальк	ПМ		Воронов, 1969ф
Ц е о л и т				
V-5-7	Цеолит	ПМ	Кара, р. (нижнее течение)	Микляев, 1970ф
Драгоценные и поделочные камни				
А л м а з ы				
IV-2-20	Алмазы	ПР	Желтая, р.	Шляхов, 1968ф
Я н т а р ь				
IV-3-3	Янтарь	П	Песчаная, р.	Юшкин, 1973

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Ранг/Промышленная освоенность*	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
Я ш м а				
V-4-33	Яшма	П	Хейяга, р. (среднее течение)	Жуков, 1969ф
V-4-37	Яшма	П	Хенгурсе, р.	Жуков, 1969ф
V-4-39	Яшма	П	Сибирчатаяха, р. (среднее течение)	Жуков, 1971ф
V-4-40	Яшма	П	Сибирчатаяха, р.	Жуков, 1971ф
V-5-29	Яшма	П	Громашорское	Батаев, 1980ф
V-5-30	Яшма	П	М. Серьюское	Батаев, 1980ф
V-5-33	Яшма	П		Микляев, 1998ф
V-6-13	Яшма	П	Малобуреданское	Батаев, 1980ф
Коллекционные материалы				
Б и р ю з а				
V-5-46	Бирюза	ПМ		Микляев, 1998ф
V-5-53	Бирюза	ПМ	Силоваяха, р. (нижнее течение)	Микляев, 1998ф
Строительные материалы				
И з в е с т н я к				
IV-1-20	Известняк	МК	Хаендо, оз	Лист R-41-XIX, XX, 1959
IV-1-21	Известняк	МК	Белый Нос, мыс	Лист R-41-XIX, XX, 1959
Прочие ископаемые				
А н т р а к с о л и т				
IV-1-22	Антракосолит	ПМ	Пырков, мыс	Лист R-41-XIX, XX, 1959
IV-1-23	Антракосолит	ПМ	Чайка, мыс	Лист R-41-XIX, XX, 1959
V-1-3	Антракосолит	ПМ	Синькин Нос, мыс	Лист R-41-XXV, XXVI, 1960
VI-1-1	Антракосолит	ПМ	Талотаяха, р.	Лист R-41-XXXI, XXXII, 1961
VI-1-3	Антракосолит	ПМ	Талотаяха, р.	Лист R-41-XXXI, XXXII, 1961

Указатель месторождений полезных ископаемых, показанных на карте плейцен-четвертичных отложений листа R-41 Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:1 000 000

Строительные материалы				
Обломочные породы				
VI-6-41	Песок строительный	МС	Гагарацкое-1	Лист R-41-XIX, XX, 1959

**Кадастр прогнозных ресурсов полезных ископаемых по листу R-41
(состояние на 1.01.2008 г.)**

**I. Горючие ископаемые
Нефть и газ**

Вид полезного ископаемого, субъект Российской Федерации, нефтегазовая провинция, область	Индекс квадрата и номер объекта	Нефтегазовый район, структура	Прогнозные ресурсы на 1.01.2004 г.			
			Всего	Категория		
				C ₃	D ₁	D ₂
Нефть (бал.), млн т						
Газ , млрд м ³						
Тимано-Печорская НГП						
Северно-Предуральская НГО						
Ненецкий АО						
		Кортаихинский НГР	48,9/348,3		0/13,5	48,9/334,8
Варандей-Адзвинская НГО						
		Верхнеадзвинский НГР	22,6/0			22,6/0
Западно-Сибирская НГП						
Ямало-Ненецкий АО						
Ямальская НГО			10,2/91,8			10,2/91,8
Северо-Ямальская НГО						
		Пухучанский НГР	25,4/229,1			10,2/91,8
		Ленинградский НГР	2,1/18,9			2,1/18,9
Западно-Карская ПНГО						
		Обручевский ПНГР	139,8/1258,2			139,8/1258,2
		Шараповский ПНГР	66,1/594,9			66,1/594,9
		Мининский ПНГР	75,0/675,5			75,0/675,5
		Приновоземельский ПНГР	63,7/573,2			63,7/573,2

2. Твердые горючие ископаемые
Уголь каменный

Индекс объекта прогноза	Название и ранг объекта	Вид ПИ	Единицы измерения	Тип оруденения, рудная формация	Прогнозные ресурсы на 1.01.2003 г. (всего/в т. ч. кондиционные*)			Источник	
					Всего	Категория			
						P ₁	P ₂		P ₃
9	Печорский угольный бассейн	УК	млн т	Углистая краевых прогибов	17 096		5509	11 587	[Куклев, 2002ф]
					7075		2801	4274	
	В т. ч. Республика Коми	УК	млн т	Углистая краевых прогибов	6080 2988		5509 2801	571 187	
	В т. ч. Ненецкий АО	УК	млн т	Углистая краевых прогибов	11 016 4087	–	–	11 016 4087	
9.1	Паэмбойско-Хальмерьюский каменноугольный район (Республика Коми)	УК	млн т	Углистая краевых прогибов	5509 2801	–	5509 2801	–	[Куклев, 2002ф]
9.1.1	Хальмерьюское месторождение	УК	млн т	Углистая краевых прогибов	244 244	–	244 244	–	
9.1.2	Паэмбойское месторождение **	УК	млн т	Углистая краевых прогибов	5251 2557	–	5251 2557	–	
9.2	Кортаихинский каменноугольный район	УК	млн т	Углистая краевых прогибов	11 587 4274	–	–	11 587 4274	[Куклев, 2002ф]
9.2.1	Силовское месторождение	УК	млн т	Углистая краевых прогибов	2453 824	–	–	2453 824	
	В т. ч. Республика Коми				571 187	–	–	571 187	
	В т. ч. Ненецкий АО				1882 637	–	–	1882 637	

Индекс объекта прогноза	Название и ранг объекта	Вид ПИ	Единицы измерения	Тип оруденения, рудная формация	Прогнозные ресурсы на 1.01.2003 г. (всего/в т. ч. кондиционные*)			Источник	
					Всего	Категория			
						P ₁	P ₂		P ₃
9.2.2	Нямдинское месторождение	УК	млн т	Угленосная краевых прогибов	<u>6985</u> 2485	–	–	<u>6985</u> 2485	
9.2.3	Хейягинское месторождение	УК	млн т	Угленосная краевых прогибов	<u>445</u> 107	–	–	<u>445</u> 107	
9.2.4	Янгарейское месторождение	УК	млн т	Угленосная краевых прогибов	<u>1233</u> 787	–	–	<u>1233</u> 787	
9.2.5.	Васьягинское проявление	УК	млн т	Угленосная краевых прогибов	<u>161</u> –			<u>161</u> –	[Степанов, 1980ф]
9.2.6	Талотинское месторождение	УК	млн т	Угленосная краевых прогибов	<u>471</u> 71	–	–	<u>471</u> 71	[Куклев, 2002ф]
9.3.	Байдарацкий каменноугольный район. Ненецкий АО	УК	млн т	Угленосная межгорных прогибов	<u>93</u> 85	–	–	<u>93</u> 85	[Куклев, 2002ф]
9.3.1	Ерьягинская площадь (месторождение)	УК	млн т	Угленосная межгорных прогибов	<u>56</u> 50	–	–	<u>56</u> 50	
9.3.2	Лиурьягинская площадь (месторождение)	УК	млн т	Угленосная межгорных прогибов	<u>33</u> 31	–	–	<u>33</u> 31	
9.3.3	Табьюская площадь (месторождение)	УК	млн т	Угленосная межгорных прогибов	<u>4</u> 4	–	–	<u>4</u> 4	

* В качестве кондиционных классифицируются угольные пласты мощностью 0,7 м и более, с пластовой зольностью до 40 %.

** Прогнозные ресурсы приведены по месторождениям в целом.

II. Металлические и неметаллические полезные ископаемые

Индекс объекта прогноза	Название и ранг объекта	Вид ПИ	Единицы изменения	Тип оруденения, рудная формация	Завершенные стадии работ	Прогнозные ресурсы на 1.01.2007 г.			
						Всего	Категория		
							P ₁	P ₂	P ₃
2	Полярно-Уральская медь-молибден-золоторудная МЗ								
2.1	Оченьдырский золото-молибден-меднорудный район								
2.1.1	<i>Борзовско-Очетинский золоторудный узел потенциальный</i>	Au	т	Магматогенно-гидротермальный, золото-кварц-сульфидная	ГДП-200	132		44	88
2.1.1.1	Диоритовое золоторудное поле потенциальное	Au	т		ГДП-200	44		44	
3	Бельско-Елецкая боксит-медно-полиметаллическая МЗ								
3.2	Южно-Пайхойско-Верхнекарская полиметаллическая флюоритоносная зона								
3.2.1	<i>Буреданский полиметаллически-флюоритовый рудный узел</i>	fl	млн т	Стратиформный, карбонатная полиметаллически-флюоритовая	ГС-50, П, ПО	2,92	0,46	2,46	
3.3	Карско-Нерусовейский бокситоворудный район			Осадочный, карбонатная диаспоровая					
3.3.1	<i>Карский бокситоворудный узел потенциальный</i>	Al	млн т		ГСП-50	200		100	100
3.3.2	<i>Тиребейский бокситоворудный узел потенциальный</i>	Al	млн т		ГСП-50	100		30	70
4	Залаиро-Лемвинская золото-барит-марганцевая МЗ								

4.3.1.1	Очетывисское фосфоритовое рудное поле	Ф	млн т		ГДП-200	5		5	
0.0.1	<i>Карская астроблема (вне зон и районов)</i>	di	млн кар	Импактный, алмазонасная импактная	ГГК-200 ГДП-50	2 095 000			2 095 000
0.0.2	<i>Усть-Карская астроблема (вне зон и районов)</i>	di	млн кар	Импактный, алмазонасная импактная	ГГК-200	60 000			60 000

Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых к листу R-41

Группа, подгруппа, вид полезных ископаемых	Масштаб (тип оруденения, рудная формация)	Количество прогнозируемых объектов	Прогнозные ресурсы на 1.01.2008 г.			
			Всего	Категория		
				C ₃	D ₁	D ₂
I. Горючие ископаемые						
1. Нефть и газ						
Нефть (млн т)	НГО, НГР (ПНГР)	8	453,8		404,9	48,9
Газ горючий (млрд м ³)	НГО, НГР (ПНГР)	9	3749,9		3415,1	334,8
2. Твердые горючие ископаемые						
			Категория			
			P₁	P₂	P₃	
Уголь каменный (млн т)		11	8019	366	3245	4408
	Перспективные площади (месторождения)					
	В том числе					
	– осадочный, угленосная краевых прогибов	8	7934	366	3245	4323
	– осадочный, угленосная межгорных прогибов	3	85			85
II. Металлические ископаемые						
1. Черные металлы (млн т)						
				P₁	P₂	P₃
Марганец	Всего	1	158,5		35	158,5
	Узел	1				
	В том числе:					
	– гипергенный, Fe-Mn-окисная		12			12
	– гидротермально-осадочный, Fe-Mn-кремнисто-карбонатная		146,5			146,5 %

3. Цветные металлы						
Медь	Всего (тыс. т)	1	34		4	30
Никель			17		2	15
	Узел (<i>магматогенный, медно-никелевая сульфидная</i>)	1				
Медь			34		4	30
Никель			17		2	15
Алюминий (бокситы)	Всего (млн т)	2	300		130	170
	Узел (<i>осадочный, карбонатная диа-спорная</i>)	2	300		130	170
4. Благородные металлы (т)						
Золото	Всего	1	88		44	88
	Узел (<i>магматогенно-гидротермальный, золото-кварц-сульфидная</i>)	1	88		44	88
III. Неметаллические ископаемые						
1. Химическое сырьё (млн т)						
Барит	Всего	1	49,8	12,4	9,4	28
	Рудоносная зона (<i>гидротермально-осадочный, баритовая кремнисто-карбонатная</i>)	1	49,8	12,4	9,4	28
Флюорит	Всего	1	2,92	0,46	2,46	
	Узел (<i>стратиформный, карбонатная полиметаллически-флюоритовая</i>)	1	2,92	0,46	2,46	
2. Минеральные удобрения (млн т)						
Фосфорит	Всего	1	25		5	20
	Узел (<i>гипергенный, фосфоритоносных кор выветривания</i>)	1	25		5	20
3. Алмазы (млн карат)						
Импактные алмазы	Всего	2	2 155 000			2 155 000
	Узел (<i>импактный, алмазоносная импактная</i>)	2	2 155 000			2 155 000

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение. <i>С. И. Шкарубо, М. А. Шишкин</i>	3
Сейсмостратиграфическая характеристика осадочного чехла. <i>С. И. Шкарубо, Д. В. Чудакова</i>	15
Палеозойские ССК	16
Мезозойско-кайнозойские ССК	18
Стратиграфия	24
Протерозойская акротема. <i>М. А. Шишкин</i>	24
Палеозойская эратема. <i>М. А. Шишкин, Г. В. Котляр</i>	31
Большеземельская СФЗ и Бельско-Елецкая СФЗ	32
Зилаиро-Лемвинская СФЗ	60
Предуральская СФМЗ	79
Уральская СФМЗ	89
Ямало-Тазовская СФО	93
Мезозойская эратема. <i>М. А. Шишкин, С. К. Пухонто, С. И. Шкарубо</i>	94
Кайнозойская эратема. <i>С. В. Калаус, Д. А. Костин</i>	117
Литология донных отложений. <i>М. С. Парамонова</i>	152
Основные факторы седиментогенеза	152
Обработка и интерпретация данных гранулометрического анализа	153
Гранулометрические типы осадков	155
Генетическая характеристика донных отложений	159
Минерально-геохимическая характеристика донных отложений	161
Геохимические исследования органического вещества в донных отложениях. <i>Б. Г. Ванштейн</i>	166
Магматизм. <i>М. А. Шишкин</i>	169
Интрузии байкальского тектоно-магматического этапа	169
Интрузии каледоно-герцинского тектоно-магматического этапа	175
Тектоника. <i>С. И. Шкарубо, М. А. Шишкин, Э. В. Шипилов</i>	182
Тимано-Печорская плита	186
Предуральский краевой прогиб	188
Новоземельско-Уральский складчато-надвиговой пояс	189
Западно-Сибирская плита	194
Разрывные нарушения	200
Геоморфология. <i>С. В. Калаус, А. Г. Зинченко</i>	202
Рельеф суши	202
Рельеф морского дна	208
История формирования рельефа	212

История геологического развития	215
Байкальский (позднерифейско-раннекембрийский) этап. <i>М. А. Шишкин</i>	215
Каледоно-герцинский (палеозойско-триасовый) этап. <i>М. А. Шишкин, С. И. Шкарубо</i>	216
Юрско-кайнозойский этап. <i>Д. А. Костин</i>	225
Полезные ископаемые. <i>Е. В. Молчанова, М. А. Шишкин</i>	230
Горючие ископаемые	230
Металлические ископаемые	239
Неметаллические ископаемые	254
Закономерности размещения полезных ископаемых и оценка прогнозных ресурсов. <i>М. А. Шишкин, М. Я. Попов, О. Н. Зуйкова</i>	264
Минерагеническое районирование	264
Прогнозная оценка территории листа	278
Гидрогеология. <i>Г. Б. Савенкова</i>	296
Тимано-Печорская артезианская область	297
Полярно-Северопредуральская система артезианских бассейнов	299
Новоземельско-Уральская гидрогеологическая складчатая область	301
Западно-Сибирская артезианская область. <i>С. А. Козлов</i>	312
Эколого-геологическая обстановка	316
Характеристика эколого-геологических условий континентальной части листа. <i>В. С. Певзнер</i>	316
Характеристика эколого-геологических условий морской части территории листа. <i>Т. В. Яковлева, Н. В. Маркина, С. Ф. Солонина</i>	322
Заключение. <i>С. И. Шкарубо, М. А. Шишкин</i>	337
Список литературы	345
<i>Приложение 1.</i> Указатель месторождений, проявлений, проявлений россыпей, пунктов минерализации, протолок, первичных геохимических ореолов полезных ископаемых, показанных на карте полезных ископаемых, прогнозно-минерагенической карте	362
<i>Приложение 2.</i> Кадастр прогнозных ресурсов полезных ископаемых по листу R-41	374
<i>Приложение 3.</i> Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых к листу R-41	381

**ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение)
Серия Южно-Карская
Лист R-41 – Амдерма
Объяснительная записка**

Редактор *Т. В. Брежнева*

Подписано в печать 20.10.2012. Формат 70×100/16. Гарнитура Times New Roman.
Печать офсетная. Печ. л. 24 + 10 вкл. Уч.-изд. л. 36.
Тираж 150 экз. Заказ 81011028

Картографическая фабрика ВСЕГЕИ
199178, Санкт-Петербург, Средний пр., 72
Тел. 328-8121, факс 321-8153