

МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО ПО НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЮ
ОТКРЫТОЕ АКЦИОНЕРНОЕ ОБЩЕСТВО
«МОРСКАЯ АРКТИЧЕСКАЯ ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНАЯ ЭКСПЕДИЦИЯ» (ОАО «МАГЭ»)
ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ УНИТАРНОЕ ПРЕДПРИЯТИЕ
«ВСЕРОССИЙСКИЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ
ГЕОЛОГИИ И МИНЕРАЛЬНЫХ РЕСУРСОВ МИРОВОГО ОКЕАНА»
(ФГУП «ВНИИОКЕАНГЕОЛОГИЯ»)
ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ УНИТАРНОЕ ПРЕДПРИЯТИЕ
«ВСЕРОССИЙСКИЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ
имени А. П. КАРПИНСКОГО» (ФГУП «ВСЕГЕИ»)

ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение)

Серия *Северо-Карско-Баренцевоморская*

Лист R-(35), 36 – Мурманск

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА

УДК 55(084.3М1000)(268.3)

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Северо-Карско-Баренцевоморская. Лист R-(35), 36 – Мурманск. Объяснительная записка. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2007, 281 с. + 3 вкл. (МПР России, ФГУП «МАГЭ», ФГУП «ВНИИОкеангеология», ФГУП «ВСЕГЕИ»).

Обобщены новые материалы по стратиграфии, тектонике, магматизму, метаморфизму и метасоматозу, геоморфологии, гидрогеологии, истории геологического развития и полезным ископаемым северных районов Балтийского щита и прилегающей части Баренцевской шельфовой плиты. Особые разделы посвящены литологии современных донных осадков и геоэкологическому состоянию суши и акватории. Геологическая карта данной области Кольского полуострова и южной части шельфа Баренцева моря отражает современный уровень изученности региона.

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

Табл. 11, ил. 16, список лит. 255 назв.

Авторы:

*Б. Ю. Астафьев, Ю. Б. Богданов, К. Г. Вискунова, О. А. Воинова, В. Н. Глазнев,
С. А. Козлов, Д. А. Костин, Б. Г. Лопатин, Н. В. Маркина, Е. В. Пенедюк,
Л. Г. Повышева, Л. Р. Семенова, О. В. Томилина, Н. В. Устинов, В. А. Чекушин,
С. И. Шкарубо, Т. В. Яковлева, А. В. Яковлев*

Материалы по листу R-(35), 36 – Мурманск одобрены Главной редколлегией по геологическому картированию, рассмотрены и утверждены к печати Научно-редакционным советом по геологическому картированию территории Российской Федерации Федерального агентства по недропользованию (НРС Роснедра).

Ответственные редакторы *Ю. Б. Богданов, С. И. Шкарубо*

Главный редактор *Б. Г. Лопатин*

© Роснедра, 2007

© ОАО «МАГЭ», 2006

© ФГУП «ВНИИОкеангеология», 2006

© ФГУП «ВСЕГЕИ», 2006

© Коллектив авторов, 2006

© Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2007

ВВЕДЕНИЕ

Основной задачей работ являлось изучение геологического строения континентального шельфа Баренцева моря в масштабе 1 : 1 000 000 на площади листов R-35, R-36; составление и подготовка к изданию листа R-(35), 36 Государственной геологической карты России масштаба 1 : 1 000 000 третьего поколения. Геологическим заданием также предусматривались: оценка ресурсного потенциала территории листа R-(35), 36 на углеводороды, железо, медь, никель, золото, редкие и радиоактивные элементы; рекомендации по постановке поисковых работ на выделенных перспективных объектах.

Работа выполнена Морской арктической геологоразведочной экспедицией (МАГЭ) по Государственному контракту № ПС-02-06/1613, заключенному с МПР России 11.09.2003 г., совместно с Всероссийским научно-исследовательским институтом геологии и минеральных ресурсов Мирового океана (ВНИИОкеангеология), привлеченным в качестве субподрядчика. В подготовке комплекта карт к изданию также участвовали специалисты Всероссийского научно-исследовательского геологического института им. А. П. Карпинского (ВСЕГЕИ), Арктических морских инженерно-геологических экспедиций (АМИГЭ), ГГУП «Минерал».

Комплект материалов листа R-(35), 36 подготовлен на основе «Инструкции...», 2003» и «Легенды Северо-Карско-Баренцевоморской серии...», 2003», с учетом «Методических рекомендаций...», 2005», а также «Требований...», 2003», «Требований...», 2004». В соответствии с этими документами, он обеспечен геофизической основой, актуализированной с учетом новых (2001–2003 гг.) данных, и электронной базой первичных и картографических данных, подготовленной в ГИС ArcView.

Для составления комплекта карт листа R-(35), 36 проведены геолого-геофизические работы по дополнительному изучению акватории Баренцева и Карского морей: сейсмоакустическое профилирование с гидролокацией бокового обзора в объеме 3000 пог. км и донное опробование — 100 станций.

Новые данные позволили в значительной мере детализировать геологическое строение площади и создать обновленные версии основных карт: геологической карты дочетвертичных образований, карты четвертичных отложений, литологической карты поверхности дна моря. Уточнено строение осадочного чехла Кольско-Канинской моноклинали: детализированы выходы геологических подразделений палеозоя—мезозоя на обрамлении древних структур Балтийского щита в пределах Кольской моноклинали, расчленены и прослежены по площади комплексы новейших отложений, в том числе аллювиальных отложений палеоречной системы позднего неогена (?)—эоплейстоцена; откорректирована схема стратификации палеозойских отложений

Кольского шельфа. Отмечено, что распределение осадков на изученной акватории в основном происходит в соответствии с рельефом и гидродинамической обстановкой. Современные отложения распространены на всей площади работ и представлены алевропелитами, песками, песчанистыми алевропелитами. Определены геологические предпосылки для высокой оценки нефтегазового потенциала (наличие антиклинальных структур, палеозойских рифогенных тел, литолого-стратиграфических и тектонически экранированных ловушек).

В работе над комплектом были также использованы новые материалы геологических съемок масштаба 1 : 200 000 на территории Кольского полуострова. Привлекались также все доступные данные морских геофизических исследований (региональных и площадных сейсморазведочных работ, в том числе на опорном профиле 1-АР), 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 Баренцева моря. В рамку карты на юге входит северо-западная часть Кольского полуострова. Административно эта территория принадлежит к Мурманской области. Рассматриваемая область в основном относится к Балтийскому шиту Восточно-Европейской платформы, которая на севере сопряжена с Баренцевской шельфовой плитой. Осадочный чехол последней сложен мощными потенциально нефтегазоносными комплексами палеозоя и мезозоя.

Физико-географический очерк. Район работ ограничен линией Государственной границы на западе, меридианом 36° в. д. на востоке и параллелями 72° и 68° с. ш. Рассматриваемая территория охватывает северную часть Кольского полуострова и южную часть Баренцева моря – Кольский шельф. Площадь изученной акватории в пределах листа R-(35), 36 составляет примерно 44 тыс. км².

Северная часть Кольского полуострова входит в состав Мурманской области. В орографическом отношении она представляет собой полого-всхолмленную равнину с абсолютными отметками 200–250 м, на фоне которой выделяются отдельные сглаженные возвышенности и хребты (тундры) с абсолютными отметками до 350–400 м в архейской Колмозеро-Воронинской структуре и до 1000 м в протерозойских структурах Сальных, Волчьих и Печенгских Тундр.

Ландшафт части Кольского полуострова, входящей в рамки листа R-36, разнообразен. На юге прослеживается цепь возвышенностей – Волчья Тундры (957 м), Сальные Тундры (997 м) и отдельные горные вершины, входящие в состав хребтов, не имеющих собственных названий. На северо-западе района расположены Печенгские Тундры. Они образованы группами возвышенностей, имеющих наибольшую высоту в северной части массива. К Печенгским Тундрам примыкают отдельные хребты, названные по самым высоким вершинам, наиболее крупная из которых – гора Кучин-Тундра (578 м). В восточной части района рельеф более сглаженный, гор нет.

Кольский полуостров имеет густую гидросеть, которая почти полностью относится к бассейну Баренцева моря. Только северная оконечность оз. Большая Имандра, оз. Пермусозеро и система озер Ольче–Куцколь–Мончеозеро вблизи южной рамки листа принадлежит к бассейну Белого моря. Водораздел в районе г. Оленегорск представляет собой плоскую заболоченную равнину.

Наиболее крупные реки района — Тулома с притоками Лоттой и Ноттой, Воронья, Патсойоки, Титовка, Большая Западная Лица, Териберка, Харловка — транспортного значения не имеют. Из-за порогов они проходимы только для маломерных судов, несмотря на то, что построенные в 1960–1980-е годы на реках Патсойоки, Тулома, Териберка и Воронья гидроэлектростанции создали систему водохранилищ шириной свыше 10 км и протяженностью до 80 км (Верхнетуломское, Серебрянское водохранилища). Основным источником питания рек — талые воды и основная фаза в их режиме — весеннее половодье, в продолжение которого реки приносят 60 % годового стока. Средний многолетний сток изменяется от 600 мм на севере до 300 мм на юге территории.

Климат Кольского полуострова умеренно холодный с преобладанием теплых воздушных потоков с Северной Атлантики и холодных — из Атлантического сектора Арктики. Средняя температура наиболее холодных зимних месяцев (январь, февраль) не опускается ниже -13°C в центральной части Кольского полуострова, -9°C на побережье Баренцева моря. Средняя температура самого теплого месяца (июль) колеблется в пределах $10-14^{\circ}\text{C}$ в центре полуострова и $9-11^{\circ}\text{C}$ на побережье. Абсолютный минимум температур в центре Кольского полуострова -50°C , на побережье Баренцева моря -35°C , абсолютный максимум температур везде превышает 30°C . Продолжительность безморозного периода на побережье превышает 100 дней, в различных районах центра полуострова колеблется от 50 до 100 дней. Территория относится к району избыточного увлажнения. Годовое количество осадков достигает 1000 мм в горах, 600–700 мм — на Мурманском побережье, 500–600 мм — в остальных районах.

Акватория, побережье и центральная часть Кольского полуострова значительно отличаются друг от друга по климатическим условиям. Климат акватории и Мурманского побережья формируется главным образом под влиянием теплого Северо-Атлантического течения — его Нордкапской ветви, благодаря которому юго-западная часть Баренцева моря не замерзает даже зимой. В центральной части Кольского полуострова климат приобретает черты континентального. На побережье зима сравнительно теплая и прохладное лето. Сезонные колебания температур имеют небольшую амплитуду. Средняя годовая температура воздуха в этом районе понижается с запада на восток и составляет от $+1,4$ до $-1,1^{\circ}\text{C}$, при среднемесячной температуре июля $+8^{\circ}\text{C}$, апреля -2°C , октября 0°C , января -8°C . Самые теплые месяцы — июль, август (средняя температура от $+9$ до $+13^{\circ}\text{C}$).

Характер распределения температуры воздуха над морем связан с взаимодействием теплых воздушных масс, переносимых из Атлантического океана в Арктический бассейн, и арктических масс, которые господствуют на севере и северо-востоке Баренцева моря. В результате такого взаимодействия воздушных масс температура воздуха в море уменьшается с юго-запада на северо-восток.

Температура воды на поверхности моря в теплое время года имеет распределение, сходное с температурой воздуха. Температурный режим поверхностных вод акватории довольно стабилен. Температура воды в среднем составляет -1°C зимой и $+6^{\circ}\text{C}$ летом. Относительная влажность воздуха 80–90 %.

Ледовитость Баренцева моря обуславливает соседство с Арктическим бассейном и низкие температуры воздуха. В наиболее благоприятном положении находится юго-западная часть моря. Поступление теплых атлантических вод приводит к тому, что этот район даже в суровые зимы свободен ото льда. Граница

многолетних льдов проходит северо-восточнее района работ, однако дрейфующие однолетние льды нередко можно встретить в весенние и осенние месяцы.

Летом ветры по направлению менее устойчивы, чем зимой. На юге Баренцева моря (у берегов Кольского полуострова) наблюдается муссонный характер в направлениях ветров. Летом господствующим направлением ветров является северное, повторяемость – 30–60 %. В результате взаимодействия вод теплого течения и холодных северных вод в Северной Атлантике образуются сильные циклоны, которые проникают в Баренцево море, усиливая среднюю скорость ветров с 6–12 до 18–20 м/с. Осенью, весной и зимой (с сентября по апрель) в районе работ наблюдаются ветры южных и юго-западных румбов. Наибольшая их повторяемость с ноября по март (40–60 %). В течение всего года район работ подвержен воздействию штормов. Сильные штормы (9 баллов и более) бывают продолжительностью не более суток, более слабые – 2–3 суток.

В море часты волны зыби, особенно в западной части. Это создает сложную картину смешанного волнения: ветровое волнение восточных и северных направлений накладывается на западную и юго-западную зыбь. В западной части моря в отдельные годы в 70–80 % случаев наблюдаются волны зыби.

Для исследуемого района характерно неравномерное распределение осадков в течение года. Максимум осадков приходится на период с августа по ноябрь: в открытом море около 30–50 мм/мес., на побережье 30–75 мм/мес. Минимум осадков – с апреля по май – на акватории менее 20 мм/мес., на побережье не более 30 мм/мес. Среднее число дней с осадками 175–210 в год.

Средняя скорость приливно-отливных течений в районе не превышает 2 узлов, возрастая лишь у мысов и в узких проливах до 4 узлов. Относительные высоты полной воды колеблются от 1,5 до 4 м.

Соленость на поверхности Баренцева моря изменяется от 35 ‰ в центральной части сектора до 33 ‰ в северном районе и 33,5–34 ‰ в южной прибрежной полосе.

Магнитное склонение изменяется от 5° в западной части до 10° в восточной части. В районе наблюдаются магнитные бури.

Распределение глубин моря в районе работ следующее (%): 50–100 м – 0,03; 100–150 м – 6,86; 150–200 м – 27,95; 200–300 м – 63,95; более 300 м – 1,3. Средняя глубина моря составляет 200–220 м. Максимальные глубины (до 300 м и более) отмечены на северо-западе площади и в Кольском желобе. Минимальные глубины (до 120–150 м) встречаются в прибрежной зоне и в пределах Рыбачинской, Северо- и Южно-Мурманской возвышенностей. Подводный рельеф сглаженный, слабо расчлененный, за исключением берегового склона и южной части акватории.

Донные отложения изучаемой части акватории представлены терригенными образованиями и по гранулометрическому составу отвечают алевроитам и пелитам, а также переходным между ними разностям. Песчаные осадки практически не встречаются. Постоянно в небольших количествах в осадках присутствует галька и гравий.

Географическое положение, климат района, рельеф и другие факторы определяют положение природных зон на площади. Основная часть Кольского полуострова лежит в пределах двух природных зон: тундры и лесов умеренного пояса. Леса в основном редкостойные и невысокие. Основные представители флоры: ель сибирская, сосна, фриза, береза, ольха кольская, рябина и др. Животный мир

представлен 220 видами птиц, 32 видами млекопитающих. В Баренцевом море встречается 114 видов рыб. Треска, пикша, морской окунь, камбала, мойва, зубатка, палтус и другие виды имеют промысловое значение. На глубинах моря до 200 м обитают губки, ракообразные, морские ежи. Вблизи берега встречаются гребешки, лиманки, крабы, голотурии и др.

Часть Кольского полуострова, входящая в листы R-(35), 36, относится к Мурманской области РФ. В пределы листа попадают такие географические ориентиры, как полуостров Рыбачий, заливы Кольский, Мотовский и др. На побережье Баренцева моря, в пределах листа, расположены хорошо оборудованные порты: Мурманск, Североморск, Печенга, Полярный, Териберка. Все вышеперечисленные порты имеют запасы продовольствия, воды и топлива. В случае штормовой погоды суда могут отставаться в Кольском и Мотовском заливе, в губе Териберская. Город и порт являются базой экспедиции. Входящая в лист R-(35), 36 часть Кольского полуострова имеет достаточно разветвленную транспортную сеть: между Мурманском и Териберской функционирует постоянное морское и автотранспортное сообщение, автодороги разных категорий связывают Мурманск практически со всеми населенными пунктами региона.

Все вышеуказанные физико-географические особенности оказали существенное влияние на ход морских геологосъемочных работ. Использовался наиболее благоприятный период для работ – летние месяцы, когда акватория моря относительно спокойна, а температура воды плюсовая. Однако были нередки густые туманы.

Геологическая и геофизическая изученность. Начало геологическому изучению Кольского полуострова было положено в XIX в. маршрутными исследованиями, проводимыми Российской академией наук, Петербургским обществом естествоиспытателей и другими научными обществами.

В конце 1920–начале 1930-х годов маршрутную геологическую съемку северо-западной части Кольского полуострова проводил А. А. Полканов. В результате была разработана стратиграфическая схема и возрастная последовательность интрузивных образований, которые легли в основу всех последующих исследований и в значительной мере сохранили свое значение до настоящего времени. Одновременно на участках рудных месторождений проводились детальные поисково-съемочные работы, сопровождавшиеся магнитотразведкой.

С 1929 г. все геологические работы на Кольском полуострове проводились Ленинградским геологическим трестом (позднее управлением, впоследствии СЗГУ, СЗТГУ, ПГО «Севзапгеология»). К концу 1935 г. вся площадь листа R-(35), 36 была закартирована в масштабе 1 : 1 000 000, и в 1939 г. Л. Я. Харитоновым (под редакцией А. А. Полканова) была составлена сводная геологическая карта в том же масштабе.

С 1935 г. начинается детальное изучение геологии района и его минеральных ресурсов. В 1935–1940 гг. на площадях с проявлениями признаков полезных ископаемых проводились съемки масштаба 1 : 100 000. В 1945–1959 гг. Северо-Западным и, частично, Пятым геологическими управлениями вся площадь Кольского полуострова покрыта геологической съемкой масштаба 1 : 200 000, а на площадях с признаками полезных ископаемых СЗГУ проводило поисково-съемочные работы масштаба 1 : 50 000 и детальнее.

В 1958 г. вышел из печати т. XXVII «Геологии СССР» (Мурманская область), сопровождающийся геологической картой дочетвертичных образований мас-

штаба 1 : 1 000 000 (составленной Л. Н. Потрубович, под редакцией Л. Я. Харитоновой). В 1960 г. издан лист R-35, 36, 37 (составленный А. А. Миндлинной, редактор К. О. Кратц). Эти карты обобщили результаты среднемасштабных съемок, научно-исследовательских работ и крупномасштабных поисково-съёмочных работ.

С конца 1950-х до середины 1960-х годов ТКЭ СЗГУ подготовила к изданию листы Госгеолкарты масштаба 1 : 200 000.

На протяжении 1960–1970-х, до начала 80-х годов СЗГУ (СЗТГУ) на территории листа R-(35), 36 проводило в основном поисково-съёмочные работы масштаба 1 : 50 000, которыми к настоящему времени покрыта почти вся сухопутная часть листа, за исключением площади Мурманской структурно-тектонической зоны (СТЗ). На отдельных, наиболее интересных по проявлениям полезных ископаемых, площадях ГСР-50 ставились повторно (Печенгская, Заимандровская, Колмозеро-Воронинская структуры, отдельные площади в пределах Лапландской гранулитовой СТЗ). Охватывавшие площади от трех до десяти сдвоенных листов масштаба 1 : 50 000, в большинстве своем обеспеченные аэро- или наземными геофизическими исследованиями (магниторазведка, реге грави- и электроразведка различных модификаций), сопровождавшиеся дешифрированием аэрофотоснимков, с начала 1970-х годов – радиолокационных и космоснимков различного масштаба, эти работы дали огромный материал по геологическому строению территории и связи с ним полезных ископаемых. Одновременно ГИ Кольского филиала, ИГГД, ГИН АН СССР, ВСЕГЕИ и другие научно-исследовательские организации проводили научно-исследовательские работы, посвященные вопросам стратиграфии, магматизма, метаморфизма и металлогении, сопровождавшиеся значительным объемом лабораторных исследований, в том числе радиогеохронологических, которые явились в значительной своей части теоретической основой проводимых ГСР.

С 1970 г. до середины 80-х годов Кольской геологоразведочной экспедицией сверхглубокого бурения ПГО «Недра» проводилось бурение Кольской сверхглубокой скважины (СГ-3), расположенной в северной части Печенгской структуры между городами Заполярный и Никель. Пройдя разрез северной зоны Печенгской структуры, сложенный вулканогенными и туфогенно-осадочными толщами протерозоя, СГ-3 на глубине 6842 м вошла в гнейсы Кольской серии и до глубины 12 262 м шла по этим породам. Вскрытая часть архейского комплекса сложена биотит-плагиоклазовыми и биотит-амфибол-плагиоклазовыми гнейсами, амфиболитами и метаультрабазитами, пегматитами и гранитами (архейский комплекс, 1991). В разрезе Кольской сверхглубокой скважины подробно изучены геологические, геофизические и петрофизические характеристики объектов разного иерархического уровня – от формаций и комплексов до породных разновидностей и минералов. Результаты исследований позволяют представить модель изменения свойств, структуры и состояния кристаллических пород от поверхности до глубины более 12 км [76, 77].

С 1973 по 1987 г. ПГО «Севзапгеология» (Л. А. Гаскельберг и др., 1978; Б. А. Шлайфштейн и др., 1987) и «Аэрогеология» (М. В. Минц и др., 1980) выполнялось ГДП-200. Эти работы обобщили весь накопленный к их завершению материал по ГСР и НИР. Недостатками этих работ было то, что они выполнялись не комплексно (без изучения четвертичных отложений) и без обновления Сводной легенды к Кольской серии листов Госгеолкарты-200.

К настоящему времени значительная часть территории обеспечена средне- и крупномасштабными геофизическими и геохимическими съемками. Гравиразведкой масштаба 1 : 200 000 покрыто порядка 85 % площади (исключения составляют полоса шириной 5–20 км вдоль границы с Финляндией и полоса в центральной части территории листа между меридианами 33 и 36° в. д.); гравиразведкой масштаба 1 : 50 000 и крупнее – порядка 10 % (Печенгско-Аллареченский и Мончегорский рудные районы). Аэромагнитной съемкой масштаба 1 : 25 000 покрыто 45 % площади; на 37 % площади совместно с аэрогаммаспектрометрией и аэроэлектроразведкой.

Сейсморазведочные работы впервые на территории проводились в западной ее части, где коллективом Ленинградского горного института под руководством проф. И. В. Литвиненко в 1958–1962 гг. методом ГСЗ был пройден профиль Баренцево море–Печенга–Ловно. К настоящему времени территория листа R-(35), 36 пересечена двумя геотраверсами. Профиль ГСЗ Баренцево море–Костомукша (северная часть международного геотрансекта EU-3) проходит в субмеридиональном направлении через северо-западную часть Центрально-Кольского мегаблока, пересекая Верхнетуломскую зону и Лапландский гранулитовый блок. Профиль ГСЗ Заполярный–Умбозеро, почти совпадающий с региональным геотраверсом «Кварц», пройден с северо-запада (от СГ-3) на юго-восток, в основном по простирацию архейских пород Центрально-Кольского мегаблока.

В процессе ГДП-50 Печенгской структуры для создания объемной модели в 1995 г. выполнены сейсморазведочные работы МОГТ по системе из девяти взаимоувязанных профилей. В 1987–1994 гг. НПО «Рудгеофизика» (впоследствии северный филиал ГП ЭГГИ) выполнила вибросейсморазведочные работы МОГТ по трем профилям через Лапландский гранулитовый блок и северную часть Нотозерского блока с выходом в район Печенгской структуры. Кроме того, на плутоне Гремяха-Вырмес и на железорудных месторождениях Заимандровского района проводилась детальная сейсморазведка МОВ с поисковыми целями.

Геохимические работы на Кольском полуострове получили широкое развитие с 1971 г. с целью изучения перспектив территории на комплекс ведущих полезных ископаемых путем площадного проведения геохимических съемок по потокам рассеяния в комплексе с гидрохимическим опробованием масштаба 1 : 100 000 и 1 : 50 000. Кроме того, все проводившиеся в это время ГСР масштаба 1 : 50 000 сопровождалось геохимическим опробованием коренных пород. К настоящему времени геохимическими работами покрыто 58 % площади к западу от ж/д Санкт-Петербург–Мурманск и 25 % – к востоку от нее; по потокам рассеяния соответственно 83 и 10 %, и на их основе составлена карта геохимических аномалий масштаба 1 : 200 000 и каталог к ней с выделением аномалий, наиболее перспективных для поисков полезных ископаемых.

По Кольскому полуострову, Карело-Кольскому региону и всему Балтийскому щиту в результате проведения специальных исследований и обобщения материалов разномасштабных ГСР и НИР ТКЭ и ЦККГЭ ПГО «Севзапгеология», Кольского филиала АН СССР и другими организациями создан ряд карт геологического содержания масштабов 1 : 1 000 000 и 1 : 500 000, посвященных вопросам геологического строения, тектоники, магматизма, метаморфизма, металлогении (Корсакова, 1973; Перевозчикова, 1967; Загородный, 1983; Библина, Корсакова, 1979; Батиева, 1985; Беляев, 1976; Барканов, 1963–1969;

Рабинович, 1977; Баржицкий, 1985; Гаскельберг и др., 1988; Шенкман и др., 1991; Житников и др., 1991).

Изучение четвертичных отложений Кольского полуострова началось в первой половине XIX в. В период до 1941 г. в результате исследований поставлены вопросы о количестве ледниковых и межледниковых эпох, о ранге выделенных стратиграфических единиц. Итогом этой работы было составление 5-го листа Международной карты четвертичных отложений Европы под редакцией С. А. Яковлева.

После 1945 г. геологические съемки крупного и среднего масштабов, тематические работы лаборатории геоморфологии и геологии антропогена Кольского филиала АН СССР обеспечили решение многих теоретических и практических задач четвертичной геологии. Были разработаны различные схемы стратиграфии, основными из которых являются схемы М. А. Лавровой (1960), А. А. Никонова (1964), Н. И. Апухтина, Э. Ю. Экмана (1967), А. Д. Арманда и др. (1964), В. Г. Легковой, Л. А. Шукина (1987). Итоговыми картами являются: Карта четвертичных отложений Кольского полуострова и Северной Карелии масштаба 1 : 1 000 000 Н. И. Апухтина (1960) и Карта четвертичных отложений Северо-Запада европейской части СССР масштаба 1 : 500 000 В. Г. Легковой и др. (1984).

Геоморфологии посвящены работы А. Л. Кудлаевой (1981), М. А. Лавровой (1960), Б. И. Кошечкина (1969), С. А. Стрелкова (1973, 1976), А. А. Никонова (1964), В. Г. Легковой (1977) и др.

С открытием рудных месторождений значительного объема достигли и гидрогеологические исследования. В 1946 г. Ленинградским геологическим управлением составлена научно обоснованная сводка по подземным водам Мурманской области и Карелии. На ее основе с учетом работ финских и шведских гидрогеологов в 1947 г. издана монография и составлены по методике И. К. Зайцева карты водоносности четвертичных отложений и дочетвертичных пород. В 1955–1966 гг. Северо-Западным геологическим управлением проводились региональные исследования и детальные работы на месторождениях полезных ископаемых. В результате установлено преимущественное распространение трещинных, трещинно-пластовых и трещинно-жильных, главным образом пресных и ультрапресных вод, выполнено гидрогеологическое районирование по структурным и тектоническим признакам, учитывающим трещиноватость кристаллических пород. Главным итогом теоретического обобщения фактического материала является составление ряда сводных мелкомасштабных карт и издание в 1971 г. монографии «Гидрогеология СССР», т. 27, основные положения которой не утратили своей актуальности при решении научных и практических гидрогеологических задач до настоящего времени. В 1970–1990-х годах продолжались детальные гидрогеологические исследования железорудных месторождений Заимандровской группы, велись работы по поискам подземных вод для водоснабжения поселков Пушной, Ура-губа и др. В 1995 г. создан комплект кондиционных гидрогеологических карт масштаба 1 : 200 000 по площади листа R-36–XXXIII, XXXIV.

В 1996 г. был подготовлен к изданию лист R-(35)-37 – Мурманск (новая серия), который вышел из печати в 2000 г. (отв. редакторы А. М. Ремизова, Б. А. Шлафштейн, главные редакторы Б. В. Петров, Б. Г. Лопатин). В этом издании обобщены материалы ГСР и НИР по континентальной части и результаты геологической съемки и поисково-разведочных работ на нефть и газ на шельфе по состоянию на 1995 г.

Геологическое изучение Кольского шельфа началось в 1920-е годы экспедициями ПлавморНИИ, ПИНРО, Гидрометслужбы и Гидрографического предприятия ММФ. Работы ограничивались пробоотбором и лабораторными исследованиями вещественного состава донных осадков. Собранный воедино, этот материал позволил М. В. Кленовой (1960) составить первую карту распределения донных осадков в Баренцевом море.

В конце 1960-х—начале 1970-х годов Баренцево море стало объектом деятельности ряда геологических организаций (НИИГА, ВСЕГЕИ и др.) по определению общих перспектив нефтегазоносности. Итоги экспедиционных работ этого периода нашли отражение в докладах на II Международном симпозиуме по геологии Арктики в 1973 г., из которых следовало, что в границах Баренцевского шельфа расположен один из крупнейших потенциально нефтегазоносных осадочных бассейнов.

Со времени образования в течение 1970-х годов в г. Мурманск морских геологических организаций начался качественно новый этап геологического изучения Кольского шельфа, характеризующийся более высоким уровнем и интенсивностью геолого-геофизических исследований. Произошел переход к конкретным поискам нефти и газа. Наиболее полно исследована южная часть региона, где выполнены площадные и детальные геофизические работы, проведена геологическая съемка. Пробурены скважины на оконтуренных структурах (Мурманская, Северо-Кильдинская), расположенных к востоку от исследуемой площади.

В 1971—1972 гг. НИИГА и Полярной экспедицией НПО «Севморгео» выполнена аэромагнитная съемка южной части Баренцева моря в масштабе 1 : 500 000. В результате было выяснено общее геологическое строение фундамента и осадочного чехла, намечены нефтегазоносные области, проведено тектоническое районирование.

С 1972 г. систематические геологические исследования по изучению строения шельфа Баренцева моря с отработкой методики геологической съемки комплексом геолого-геофизических методов проводит ВСЕГЕИ. В результате были разработаны основные положения по организации и производству геологосъемочных работ на шельфе. Наибольший вклад в изучение южной части шельфа внесли Морская Арктическая геологоразведочная экспедиция (МАГЭ) и «Севморнефтегеофизика» (СМНГ). Первые площадные и детальные сейсморазведочные работы МАГЭ проводила в середине 1970-х годов в южной части Баренцевского шельфа. Начиная с 1979 г. МАГЭ проводит комплексные геолого-геофизические работы (МОВ ОГТ, гравимагнитные наблюдения) по сети региональных профилей, два профиля расположены в пределах изучаемого района Баренцевского шельфа. В результате работ изучено строение осадочного чехла до глубины 10—14 км, выделены основные отражающие горизонты, построены временные и глубинные разрезы.

«Севморнефтегеофизика», начиная с 1980-х годов, планомерно проводит сейсморазведочные площадные и детальные работы, главным образом в южной части Баренцевского шельфа. В результате работ непосредственно на площади листа выявлены и оконтурены локальные структуры (Рыбачинская, Курчатовская, Варяжская), ловушка неантиклинального типа Кольская. Изучен соленосный бассейн Тиддли, в пределах которого расположена Октябрьская солянокупольная структура. В ходе поисковых работ 1999—2000 гг. на Кольской моноклинали основное внимание уделялось изучению верхнепалеозойской

части разреза с целью выявления неструктурных ловушек нефти и газа (органических построек каменноугольно-пермского возраста).

В результате этих работ на Кольском шельфе изучен разрез осадочного чехла до горизонта VI (PR_2), выделяемого вблизи фундамента. Построены структурные карты по основным отражающим горизонтам, временные и глубинные разрезы. Прослежена зона выклинивания палеозойских и мезозойских отложений, намечены Рыбачинский и Семиостровский валы, а также выявлены рифогенные постройки в нижнепермско-каменноугольной карбонатно-терригенной толще.

В 1995 г. ГНПП «Севморгео» (при участии МАГЭ, ПМГРЭ, СМНГ, ВНИИ-Океангеология) проведены работы на опорном профиле AP-1, который соединяет Кольскую сверхглубокую скважину СГ-3 на Кольском полуострове с опорной скважиной Хейса-1 на ЗФИ. Профиль служит морским продолжением международного геотраверса EU-3. Работы на геотраверсе проводились комплексом методов, включающим сейсморазведку МПВ-МОВ, непрерывное профилирование ШГСП, попутные гравиметрические и магнитометрические измерения. В результате работ построена модель глубинного строения Баренцевской плиты, получена оценка мощности земной коры для зоны перехода суша–море (35–40 км).

В пределах листов R-35, 36 МАГЭ в период с 1978 по 1988 г. проводила инженерно-геологическое изучение донного грунта и геологическую съемку шельфа (ГСШ) масштаба 1 : 1 000 000 (Д. А. Костин, А. В. Скоробогатко, Е. И. Зиновьева и др.). В ходе этих работ было выполнено непрерывное сейсмоакустическое профилирование (НСП), а вдоль меридиональных профилей – донное опробование. Расстояние между профилями 10 км, интервал между донными станциями на профилях 5–15 км. В комплекс методов геологического картирования входила гидромагнитная съемка масштаба 1 : 200 000, выполненная в прибрежной части Кольского шельфа. Комплекс инженерно-геологических работ в пределах исследуемого района проведен в 1985 г. АКМГЭ ВМНПО «Союзморинжгеология».

В итоге ГСШ и инженерно-геологических работ получено представление об общих закономерностях распределения различных типов осадков на Кольском шельфе. Составлены сейсмоакустические разрезы, геологические, геоморфологические и инженерно-геологические карты, положенные затем в основу комплекта Государственной геологической карты масштаба 1 : 1 000 000 листа R-(35)–37 [41].

С 1978 по 1992 г. МАГЭ выполняла работы по гравиметрической съемке в Баренцевом море. В итоге этих работ Кольский шельф был покрыт гравиметрической съемкой масштаба 1 : 1 000 000, а прибрежные участки изучены в масштабе 1 : 200 000. Полученные данные были использованы при составлении Государственных гравиметрических карт СССР масштаба 1 : 1 000 000 – листы R-35–38 и масштаба 1 : 200 000 – листы: R-36-XIX-XXIV, XXIX, XXX; R-37-XXV, XXVI, XXXIII, XXXIV, R-38-XXXI, XXXII [222, 111].

В 2000–2001 гг. МАГЭ проводит комплексные геолого-геофизические исследования в западной части Кольско-Канинского шельфа по сети профилей через 2–4 км (с детализацией через 1 км), включающие надводную гравиметрию, дифференциальную магнитометрию, НСАП и донное опробование (расстояние между станциями 7–15 км). По результатам работ был построен комплект карт масштаба 1 : 200 000 и 1 : 100 000, сейсмоакустические и геолого-

геофизические разрезы. Эти материалы, а также переобработанные сейсмические данные систематизированы в тематической работе [223].

Результаты геолого-геофизических исследований отражены в отчетах и тематических работах (Н. М. Иванова, В. В. Верба, Р. Р. Мурзин, Н. И. Зобнина, Г. А. Курбанова, Л. А. Попова, А. К. Боголепов, Н. В. Федухин, И. Я. Французов, В. А. Журавлев, В. Е. Мельницкий, Ю. Г. Самойлович, А. В. Скоробогатько, Д. А. Костин, Ю. В. Рослов, В. К. Новоселов и др.).

Наиболее крупные обобщения представляют монографии [10, 32, 101, 125, 124].

Работы по геологической съемке шельфа на листах R-(35), 36 являются очередным этапом планомерного изучения шельфа Баренцева моря. Результаты геолого-геофизических работ прошлых лет в полном объеме привлекались при составлении карт и базы данных комплекта Гостеолкарты-1000 третьего поколения.

Обеспеченность первичными данными приводится на картах фактического материала по видам работ, которые входят в цифровую базу данных. Цифровые модели геологических карт и схем комплекта и сопровождающие их базы данных подготовлены специалистами МАГЭ: Н. В. Маркиной, Е. В. Кравченко, А. А. Неупокоевой, М. В. Прокониной при участии И. Ф. Заяц, Е. В. Пенедюк, В. Г. Ракиной, М. С. Парамоновой. Модели карты полезных ископаемых и карты закономерностей размещения полезных ископаемых составлены сотрудниками ВСЕГЕИ: О. А. Воиновой и М. Ю. Ногиной. Актуализированные цифровые версии карт геофизической основы выполнены Е. Г. Васильевой и В. В. Васильевым.

СТРАТИГРАФИЯ

Площадь листа R-(35), 36 расположена в области сочленения Восточно-Европейской и Западно-Арктической платформ и включает фрагменты Балтийского щита, перикратонной области и Баренцевской шельфовой плиты.

В геологическом строении северо-восточной части Балтийского щита принимают участие архейские и протерозойские стратифицированные образования, почти повсеместно перекрытые чехлом четвертичных отложений. В соответствии с легендой Северо-Карско-Баренцевоморской серии листов Госгеолкарты-1000, утвержденной НРС МПР РФ 12.03.2003 г., для материковой части территории принято структурно-формационное районирование для главных этапов развития – архея и протерозоя.

Структурно-формационные зоны (СФЗ) объединяют современные структуры с одним и тем же типом разреза регионального подразделения, которое отражает крупные этапы в истории геологического развития территории. Как правило, СФЗ не являются палеоструктурами и обладают условными границами.

Структурно-формационная зональность показана на схеме корреляции геологических подразделений, помещенных в зарамочном пространстве к карте донеоплейстоценовых образований, и учтена в легенде, которая является, таким образом, зональной.

При проведении стратиграфической корреляции выделенных местных стратиграфических подразделений (серий, свит) докембрия одним из основных методов является использование данных изотопного датирования пород. Это и определяет отнесение местных подразделений к тем или иным региональным надгоризонтам (горизонтам) и общим стратонам в ранге эратем.

Разрез осадочного чехла Баренцевской плиты сложен образованиями верхнего протерозоя, палеозоя, мезозоя и кайнозоя, выделенных в ранге серий, сейсмокомплексов и сеймоподкомплексов. Увязка картируемых подразделений в различных структурно-формационных зонах и привязка их к сейсмическим отражающим горизонтам приведена на схеме корреляции к геологической карте донеоплейстоценовых образований. Основные структуры, упоминаемые при описании стратиграфических подразделений, показаны на схеме тектонического районирования.

Кольский блок

ВЕРХНЕАРХЕЙСКАЯ (ЛОПИЙСКАЯ) ЭНОТЕМА

В соответствии с легендой Госгеолкарты-1000/3 Северо-Карско-Баренцево-морской серии листов на рассматриваемой территории к лопию отнесены породы колмозерской и поросозерской серий и титовской толщи, распространенные в пределах Урагубско-Колмозерской СФЗ. На листе «Мурманск» Госгеолкарты-1000/2 эта зона была выделена как Титовско-Поросозерская структурно-тектоническая зона [41]. Образования колмозерской серии по данным изотопного датирования относятся к среднему лопию, поросозерской серии – к верхнему.

СРЕДНЕЛОПИЙСКАЯ ЭРАТЕМА (L_2)

В легенде Северо-Карско-Баренцево-морской серии среднелопийские образования разделены на рокковский и нялмозерский региональные надгоризонты, временная граница между которыми проведена на рубеже 2900 млн лет. Стратифицированные образования нялмозерского надгоризонта на территории листа не установлены.

Рокковский надгоризонт (L_2^2)

Колмозерская серия (L_2^2kl) наиболее детально изучена в структуре Колмозеро–Воронья, расположенной в юго-восточной части Урагубско-Колмозерской СФЗ. В северо-западной части зоны на карте также показаны породы этой серии, известные в литературе под названием титовской толщи [41]. Серия сложена сероцветными биотитовыми гнейсами, часто с гранатом и (или) роговой обманкой, сланцеватыми амфиболитами, частью с реликтами вулканических текстур, амфиболовыми и биотит-амфиболовыми плагиосланцами, порфироидами, лептитами. В породах отмечаются реликты первичных текстур и структур пород, что позволяет достаточно уверенно говорить о строении ее разреза и особенностях состава пород. В Колмозеро–Воронинской структуре в составе серии выделяются (снизу вверх): лявозерская толща, полмостундровская и вороньтундровская свиты.

Лявозерская толща сложена биотитовыми гнейсами, частью с гранатом и ставролитом или роговой обманкой и реликтами ритмичной слоистости. Из первоначального объема лявозерской толщи в процессе ГДП и научных исследований выведены поросозерские конгломераты. Возраст метаморфизма гнейсов 2770 ± 40 млн лет. Контакты гнейсов лявозерской толщи с породами кольского метаморфического комплекса и плагиогранитоидами раннего лопия тектонические. Мощность толщи до 200 м.

Полмостундровская свита включает амфиболиты, по химическому составу соответствующие толеитовым базальтам, содержащие пласты и линзы актинолит-хлоритовых сланцев состава коматиитов и магнетит-амфиболовых сланцев, которые вверх по разрезу постепенно сменяются лейкократовыми амфиболитами, амфиболовыми и амфибол-биотитовыми плагиосланцами, пор-

фириоидами, по химическому составу соответствующими андезибазальтам, андезитами и андезидацитами. В породах отмечены миндалекаменные и порфиоровые структуры. Контакт с нижележащими гнейсами лязозерской толщи нормальный стратиграфический.

Вороньетундровская свита – микрогнейсы и плагиосланцы биотитовые и двуслюдяные амфибол- и гранатсодержащие, порфириоиды и лептиты. По химическому составу они отвечают дацитам и риодацитам. Переход от полмостундровской к вороньетундровской свите постепенный через зону переслаивания. Суммарная мощность вулканогенной части разреза колмозерской серии в структуре Колмозеро–Воронья – 1100 м. Возраст жильных кварцевых порфиоров, комагматичных металавам вороньетундровской свиты (U-Pb метод по цирконам) 2828 ± 8 млн лет [80].

ВЕРХНЕЛОПИЙСКАЯ ЭРАТЕМА (L₃)

Поросозерская серия (L_{3pr}) состоит из гнейсов и плагиосланцев биотитовых с амфиболом или гранатом, ставролитом, кианитом или андалузитом, кордиерит-андалузитовых с реликтами осадочных текстур, метабазальтов и ридолитов с линзами полимиктовых конгломератов в основании. На смежном листе «Кировск» в основании серии установлены полимиктовые конгломераты, в которых преобладают обломки плагиогранитоидов, встречаются гальки амфиболитов полмостундровской свиты и гранитоидов колмозерского диорит-плагиогранит-гранитового комплекса. Мощность метаосадочной части разреза серии до 500 м.

Кордиерит-андалузитовые гнейсы и сланцы с горизонтами метабазальтов, нередко магнезиальных и метариолитов (оленинская свита, мощность 800 м) залегают на гнейсах осадочной части разреза серии. В состав серии эти образования включены условно, так как существуют различные точки зрения о их генезисе и отношении с породами колмозерской серии [41]. Возраст серии определяется ее налеганием на образования колмозерской серии, а породы поросозерской серии рассечены жилами турмалиновых гранитов и редкометалльных пегматитов, возраст которых, определенный Pb-Pb, Rb-Sr, Th-Pb и U-Pb изохронными методами, лежит в пределах 2760–2640 млн лет [41].

Солдатмыльковская свита (L_{3sm}) выделена на карте в самостоятельное подразделение, так как залегают несогласно как на породах поросозерской, так и колмозерской серий. Породы солдатмыльковской свиты секутся позднеархейскими редкометалльными пегматитами, что явилось основанием отнесения солдатмыльковской свиты к верхнелопийской эратеме [41]. Свита сложена биотит-мусковит-кварцевыми, мусковит-кварцевыми, частью с кианитом, ставролитом или андалузитом сланцами, кварцитовидными породами, конгломератами.

ПРОТЕРОЗОЙСКАЯ АКРОТЕМА

В составе протерозойской акротемы выделяются нижне- и верхнепротерозойская эонотемы, образования которых развиты в пределах материковой части листа.

НИЖНЕПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ЭОНОТЕМА (КАРЕЛИЙ)

Карельские стратифицированные осадочные, вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования развиты в северо-западной части территории, где слагают Печенгскую структуру (Печенгская СФЗ), прослеживающуюся на территорию Северной Норвегии и Северной Финляндии. В разрезе карелид Печенгской структуры выделяются пять серий — ахмалахтинская, куэтсьярвинская, колосйокская, пильгуйярвинская и пороярвинская, а также тальинская и каллоярурская толщи. Первые четыре развиты в северной части Печенгской структуры. В Южной линейной зоне за линией разлома залегают только породы пороярвинской серии и тальинской толщи. Породы каллоярурской толщи распространены вдоль Южно-Печенгской зоны разломов в северной части структуры и незначительно в южной зоне этой структуры. Карелиды этой СФЗ относятся к нижнекарельской и верхнекарельской эратемам.

НИЖНЕКАРЕЛЬСКАЯ ЭРАТЕМА (K₁)

К нижнекарельской эратеме относятся породы ахмалахтинской и куэтсьярвинской серий, в серийной легенде отнесенные соответственно к сариолийскому и ятулийскому региональным надгорizontам.

Сариолийский надгорizont (K₁²)

Ахмалахтинская серия (K₁^{2ah}). В основании разреза серии у северной и восточной границ Печенгской структуры в виде прерывистого горизонта выделяются ритмичнослоистые породы телевизинской свиты, в наиболее полных разрезах которой выделяются три ритма. Нижний сложен гравийно-галечно-валунными конгломератами, средний — гравелитами, метапесчаниками, метаалевролитами, верхний — гравелитами, туфоконгломератами. Элементарные ритмы двух-трехчленные, мощности их колеблются от первых сантиметров до 1,5–2 м, участками в породах наблюдается косая слоистость. Породы свиты залегают на размытой, затронутой выветриванием поверхности метаморфических образований кольского комплекса, позднелопийских, частично реоморфизованных, плагиогранитах луостаринского комплекса и сумийских габброидах горы Генеральская. Состав базальных горизонтов в значительной мере зависит от состава подстилающих пород. Мощность свиты по данным бурения составляет от 0 до 250 м. Падение пологое, 10–30° в юго-западном направлении. Породы метаморфизованы в эпидот-амфиболитовой фации. С породами верхней части разреза серии (маярвинская свита) наблюдается тесная связь, которая выражается в появлении в верхних частях разреза телевизинской свиты туфогенного материала, количество которого постепенно увеличивается по мере приближения к контакту. Совпадение структурного плана терригенных образований с перекрывающими их вулканогенными породами маярвинской свиты указывает на отсутствие между ними заметного перерыва. Маярвинская свита сложена преимущественно метабазальтами и метаандезит-базальтами, частью миндалекаменными, в резко подчиненных количествах присутствуют туфы и туффиты. Нижняя часть разреза свиты сложена преиму-

щественно метабазальтами, метаандезибазальтами, метамандельштейнами, верхняя — переслаиванием метаандезитов и метаандезибазальтов. Туфы и туффиты встречаются в средней и верхней частях. Границы между покровами четкие, волнистые или нерезкие. Наибольшую мощность до 1200 м свита имеет в центральной (северной) части площади ее распространения. К востоку и западу мощность уменьшается до нескольких сот метров. Падение пород, в целом, в южных румбах, углы падения 20–40°. Породы претерпели метаморфизм от фации зеленых сланцев в верхних частях разреза до амфиболитовой в нижней. По химическому составу вулканиты относятся к известково-щелочной и толеито-базальтовой сериям. Для них характерны четко выраженная обогащенность легкой фракцией редких земель и европиевая отрицательная аномалия. Возраст метавулканитов определен Rb-Sr изохронным методом в 2320 ± 28 млн лет [41]. Это позволяет отнести образования ахмалахтинской серии к сариолийскому надгоризонту.

Ятулийский надгоризонт (K_1^3)

Куэтсъярвинская серия (K_1^3kr) включает кувернеринийокскую осадочную и вулканогенные пирттиярвинскую и оршоайвинскую свиты.

Кувернеринийокская свита представлена ритмично переслаивающимися метапесчаниками, кварцитами, металевролитами, песчанистыми доломитами, доломитами. Образования свиты залегают на размытой поверхности вулканитов ахмалахтинской серии. Мощность свиты 150–250 м, падение пологое (25–35°) в южных румбах. Наличие туфового материала в верхней части разреза свидетельствует об отсутствии существенного перерыва между временем формирования осадочной толщи и вулканитами вышележащей пирттиярвинской свиты.

Пирттиярвинская свита (мощность 800 м) в нижней части представлена метатрахибазальтами и их миндалекаменными разностями, выше по разрезу среди метатрахибазальтов отмечаются метатрахиандезибазальты и метатрахидациты, которые в верхней части разреза в значительной мере преобладают. Здесь же встречаются многочисленные маломощные (первые метры) горизонты метаморфизованных туфов, кластолав, туфолав. Мощности отдельных потоков и горизонтов от 0,5–1,0 до 30–50 м. Падение пород в южных румбах под углами 30–45°. Контакты с выше- и нижележащими образованиями согласные, в отдельных случаях тектонизированы. Породы пирттиярвинской свиты прорваны силами трахибазальтов, трахиандезибазальтов, трахиандезидацитов. По химическому составу породы силлов практически ничем не отличаются от вулканитов свиты, что свидетельствует об их тесной генетической связи. По химическому составу породы свиты отвечают дифференцированной серии субщелочных трахибазальт-трахиандезит-трахидацитов, в резко подчиненных количествах отмечаются базальтовые дифференциаты нормальной щелочности. Породы обогащены легкой фракцией редких земель и в ряде случаев наблюдается Eu-аномалия. Изотопный возраст метатрахиандезибазальта, полученный Rb-Sr изохронным методом, равен 2250 ± 80 млн лет [41].

Оршоайвинская свита (мощность около 900 м) сложена тремя пачками:

1) нижняя представлена вулканомиктовыми конгломератами, туфопесчаниками, алевропелитовыми сланцами, иногда встречаются маломощные линзы доломитов и туфопесчаников на карбонатном цементе (0–80 м);

2) средняя пачка — базальты, трахиандезибазальты с маломощными не выдержанными по простиранию прослоями псаммитовых и псефитовых туфов; в верхней части разреза появляются трахидациты и трахиты (400 м);

3) верхняя пачка сложена базальтами с прослоями пепловых туфов, редко встречаются потоки пикробазальтов, в верхней части разреза отмечены муджиериты. В целом, для нижних двух пачек характерны потоки мощностью 0,5–10 м, редко до 25 м, в верхней — 40–50 м. Падение пород в южных румбах под углами 35–50°. Контакт с подстилающими породами стратиграфический согласный. В случаях отсутствия в разрезе нижней пачки, на подстилающих породах фиксируется маломощная кора выветривания. По химическому составу породы свиты относятся к субщелочной базальтовой формации. Характеризуются повышенным содержанием железа, магния при относительно стабильном соотношении щелочей, что отражает типичный для магматических расплавов процесс дифференциации. Породы свиты прорываются силлами, по химическому составу близкими к вмещающим породам.

ВЕРХНЕКАРЕЛЬСКАЯ ЭРАТЕМА (K₂)

Людиковский надгоризонт (K₂¹)

К людиковийскому надгоризонту в соответствии с серийной легендой отнесены породы колосйокской и пильгуярвинской серий.

Колосйокская серия (K₂¹K₂¹) включает лучломпольскую осадочную и заполярнинскую вулканогенную свиты. Лучломпольская свита (мощность от первых до 280 м) представлена туфогенными, реже полимиктовыми, конгломератами, песчаниками, частью гематитсодержащими, с прослоями алевропелитов, яшмовидными силицитами с микрооолитовой структурой, строма-толитовыми доломитами, известняками, слоистыми туффитами, туфами основного и ультраосновного состава. Наблюдаемые в основании свиты туфогенные конгломераты развиты фрагментарно. Как правило, они встречаются в блоках, где мощность свиты максимальна. В западной и восточной части структуры в разрезе свиты появляются прослойки карбонатсодержащих и карбонатных пород мощностью до 100 м. В центральной части преобладают псаммитовые разности, иногда сменяющиеся по латерали полимиктовыми мелкогалечными конгломератами. Яшмовидные силициты встречены лишь в центральной и восточной части свиты в виде линз, гнезд, карманов. Появление в верхних частях разреза туффитов и туфов основного состава свидетельствует о начале вулканической деятельности, связанной с заполярнинской свитой. Падение пород в южных румбах (к центру структуры), углы падения от 25–30° в центральной части до 40–60° на западном и восточном флангах.

Заполярнинская свита (мощность до 1400 м) представлена однородными толеитовыми метабазальтами, туфами, туффитами, граувакковыми метапесчаниками, метаалевролитами. Нижняя часть разреза сложена массивными и шаровыми метабазальтами. Мощность покровов колеблется от первых метров до первых десятков метров. Средняя часть разреза сложена чередующимися прослоями метаморфизованных туфолав, туффитов, углеродсодержащих алевролитов (80–100 м). Верхняя часть свиты образована шаровыми, подушечными метабазальтами с редкими покровами массивных метабазальтов и прослоями туфов. Мощность покровов достигает нескольких десятков метров. Мета-

базальты заполярнинской свиты прорваны многочисленными силами диабазов, по вещественному составу ничем не отличающихся от вмещающих базальтов. По химическому составу вулканиты свиты и силлы относятся к недифференцированным толеитовым базальтам с несколько повышенным содержанием железа и магния и имеют нормальный спектр распределения редких земель. Изотопный возраст базальтов свиты равен 2130 ± 52 млн лет и определен рубидий-стронциевым методом [41] и 2114 ± 52 млн лет [8]. В серийной легенде породы серии отнесены к людииковийскому надгоризонту.

Пильгуйярвинская серия подразделяется на две свиты (ждановскую и свиту матерт) и суппварскую толщу. На геологической карте показаны отдельно ждановская свита и объединенные свита матерт и суппварская толща.

Ждановская свита ($K_2^1 \dot{z}d$) залегает на размытой поверхности заполярнинской свиты. Мощность свиты от первых метров на крайнем западе и юго-востоке до 800–1000 м в центральной части Печенгской структуры. В разрезе свиты выделяются три макроритма. Два нижних имеют сходное строение и представлены тонким ритмичным чередованием песчаников, алевролитов, филлитов, в нижних частях разреза встречаются горизонты, сложенные мелкогалечными конгломератами. Алевропелиты, пелиты, как правило, содержат примесь углеродистого материала и пирит-пирротиновую вкрапленную и прожилковую минерализацию. Верхний макроритм также сложен ритмичнослоистыми образованиями. Отличительной его особенностью является присутствие в составе микроритмов прослоев туфов основного, ультраосновного состава. Количество туфогенного материала постепенно вверх по разрезу увеличивается и в прикровельной части он преобладает. Кроме этого, в верхней части разреза среди туфов встречаются маломощные (первые метры) покровы базальтов. Терригенные породы ждановской свиты прорваны многочисленными интрузиями никеленосного габбро-верлитового комплекса.

Свита матерт и суппварская толща объединенные ($K_2^1 mt + sp$). Свита матерт образована базальтами, пикритами, их туфами, туффитами, в средней части разреза отмечены туфосилициты. Она обнажается в центральной части Печенгской структуры, где ширина ее выхода достигает 15 км, сужаясь к западному и восточному флангу до первых километров. На западе она прослеживается на территории Северной Норвегии. Породы свиты занимают примерно 30 % площади Печенгской структуры.

В нижней части свиты обособляется сложнопостроенный пакет покровов массивных и шаровых базальтов, пикритов, горизонтов туфов, туффитов, гиалокластитов, а также алевропелитовых сланцев, обогащенных углеродистым и сульфидным веществом. Мощность отдельных покровов изменяется от первых метров до нескольких десятков метров. Линзы и прослои терригенных пород встречаются в основном в нижней и средней части разреза. Их мощность не превышает первые метры. Породы насыщены силами габбро-диабазов, по вещественному составу близких к вмещающим базальтам. Возраст пикритов, определенный Sm-Nd изохронным методом, равен 1990 ± 40 млн лет.

Образования средней части свиты картируются в виде полосы шириной до 700–800 м. Полоса выхода свиты на поверхность протягивается, постепенно выклиниваясь, как в западном, так и в юго-восточном направлении. Эта часть разреза свиты представлена пакетом сложно переслаивающихся, быстро выклинивающихся и сменяющих друг друга по простиранию агломератов,

псаммитовых и псефитовых туфов, покровов шаровых и массивных лав основного состава, горизонтов хемогенных осадков и лав кислого состава.

Верхняя часть свиты образована покровами шаровых и массивных лав, среди которых встречаются линзы, прослои псаммитовых туфов основного состава. В верхах разреза среди базальтов встречаются покровы пикритобазальтов и пикритов. Породы прорваны многочисленными силлами диабазов, габбродиабазов, по петрохимическим характеристикам не отличающихся от вмещающих базальтов. По химическому составу вулканыты и породы силлов относятся к недифференцированным толеитовым базальтам, близким к базальтам заполярнинской свиты. Они характеризуются повышенным содержанием железа и магния и имеют нормальный спектр распределения редких земель. Метаморфизм пород проявлен зонально. В центральной части структуры породы практически не метаморфизованы. В западном и юго-восточном направлении степень метаморфизма возрастает до зеленосланцевой и амфиболитовой фаций.

Суппварская толща, южной границей которой является зона Порьиташского разлома, залегает согласно на породах свиты матерт. Сложена она однородными толеитовыми шаровыми и массивными базальтами с прослоями туфов, туффитов, реже вулканомиктовых песчаников. Разрез ее начинается с горизонта вулканомиктовых песчаников, в которых довольно часто встречается галька нижележащих базальтов. Выше залегают покровы массивных базальтов, среди которых встречаются базальты с шаровой отдельностью. Постепенно вверх по разрезу доля покровов с шаровой отдельностью возрастает, и верхние части разреза сложены преимущественно шаровыми базальтами. Базальты практически не метаморфизованы. По химическому составу вулканыты толщи относятся к недифференцированным толеитовым базальтам. Петрохимически они близки к нижележащим породам свиты матерт, отличаясь от последних несколько иными геохимическими характеристиками и спектрами редких земель, характеризующихся увеличением содержания легкой фракции. Изотопный возраст базальтов определен рубидий-стронциевым изохронным методом и равен 1980 ± 32 [41] и 1970 ± 5 млн лет (Pb-Pb модельный метод по цирконам) [177].

Калевийский надгоризонт (K_2^2)

К калевийскому надгоризонту условно отнесены толщи пород каллояурской толщи, тальинской толщи и пороярвинской серии.

Каллояурская толща (K_2^2kj), мощность 250–2000 м, объединяет туфогенно-осадочные породы, согласно перекрывающие суппварскую толщу в самых верхах разреза северного крыла Печенгской структуры. На юге площадь ее распространения прилегает к зоне Порьиташского разлома. Толща сложена переслаивающимися метаморфизованными ритмичностойкими терригенными и туфогенно-терригенными темно-серыми, до черных, песчаниками, алевролитами, алевропелитами (филлитовидными сланцами) с прослоями кристалло- и витрокластических туфов средне-кислого и основного состава (с преобладанием первых), кварцитов и карбонатных пород. В зоне разлома среди сланцев наблюдаются реликты андезит-дацитовых и базальтовых лав. Для сланцев зоны разлома характерно присутствие углеродистого вещества и прожилково-вкрапленной пирит-пирротиновой минерализации. Падение слоистости

и сланцеватости под углами 60–85° на юго-запад. Толща условно отнесена к калевийскому надгоризонту на основании положения в сводном разрезе северного крыла Печенгской структуры, а также на основании определенного сходства пород с образованиями калевия Карелии.

Тальинская толща (K_2^{2tl}) согласно перекрывает метавулканы свиты матер на территории Норвегии. Основная площадь распространения ее на территории листа – возвышенность Тальятунтури. Толща образует низы разреза южного крыла Печенгской структуры к юго-западу от Порьяташского разлома. Тальинская толща по данным последних материалов ГГК-200 (лист R-35-XXIX, XXX, R-36-XXV, XXVI) имеет двучленное строение, нижняя подтолща, мощностью от 300 до 900 м, сложена метабазами; верхняя, мощностью 1000 м – образована метаосадками. Амфиболиты и метабазаглы нижней подтолщи повсеместно подстилают метаосадочные сланцы собственно тальинской толщи. Нижняя подтолща образована однородными амфиболитами, в разной степени рассланцованными. Локально в них сохраняются участки, сложенные метабазами, а также их порфиоровыми и миндалекаменными разновидностями. Основная масса порфиритов, мандельштейнов и афировых метабазаглов обычно имеет бластоофитовую структуру с лейстами альбит-олигоклаза, ассоциирующими с сосюритом и карбонатитом, и бледно окрашенной голубовато-зеленой роговой обманкой. В миндалинах обычные кварц, карбонат, хлорит. Метабазит содержит (%): SiO_2 – 47,22; TiO_2 – 0,58; Al_2O_3 – 10,60; Fe_2O_3 – 3,96; FeO – 6,66; MnO – 0,24; MgO – 13,86; CaO – 12,30; Na_2O – 1,0; K_2O – 0,51. На диаграмме AFM он соседствует с пикритами и пикробазами меннельской толщи.

Верхняя подтолща сложена ритмичнослоистыми терригенными метаосадками – двуслюдяными и биотитовыми, частью гранатосодержащими, гнейсосланцами с редкими прослоями метатUFFитов кислого–среднего состава. Характерны бластопсаммитовые структуры, градационная микроритмичность (снизу вверх): метагравелиты (0,5–1 см), метапесчаники (3–5 см), метаалевропелиты (3–5 см). Среди метаосадков встречаются тела габброамфиболитов и анхимоминеральных актинолитовых и роговообманковых амфиболитов неясного генезиса. Породы толщи по своим текстурно-структурным и вещественным особенностям напоминают осадки каллоярской толщи.

Пороярвинская серия (K_2^{2pr}) объединяет толщи южного крыла Печенгской структуры, расположенные между Порьяташским разломом и выходами пород тальинской толщи. В состав серии включены образования брагинской, меннельской, каплинской и касессийокской толщ. Соотношения между ними трудно установить в связи с широко развитыми тектоно-метаморфическими преобразованиями, приводящими к потере первичных структурно-текстурных признаков. Приведенный ниже порядок описания толщ не отражает их последовательности в разрезе.

В основании брагинской толщи залегает пачка, ранее выделявшаяся как ансемьекская толща, мощностью до 900–1000 м, состоящая из чередующихся потоков метаморфизованных базальтов и пикробазальтов с редкими маломощными прослоями туфов и туффитов. Верхняя часть разреза представлена переслаиванием сланцеватых метаосадков, туфов и эффузивов андезитового, реже базальт-пикритового состава с преобладанием в разрезе сланцев кислого–среднего состава. Спорадически встречаются маломощные субвулканические силлы габбродиабазов и андезибазальтов – комагматитов эффузивной части раз-

реза. Мощность толщи достигает 2300 м. По данным изотопного датирования Rb-Sr методом пикробазальтов их возраст близок к 1865 ± 65 млн лет [8].

Каплинская толща слагает линзовидные в плане тела, реконструируемые как автономные вулканоструктуры. Замещается по латерали породами меннельской толщи, образуя с последней бимодальную пикрит-дацит-андезитовую вулканическую ассоциацию. Разрез характеризуется переслаиванием покровов метаморфизованных лав и кластолав андезит-дацитового, реже — андезит-базальтового состава с прослоями и пачками грубообломочных туфов, туфопесчаников, туфоалевролитов, туффитов среднего—кислого состава, телами экструзивных порфиroidных андезитов. Мощность толщи достигает 700—1000 м. По химическому составу метавулканиды относятся к известково-щелочной серии. По данным датирования Rb-Sr методом андезидацитов, дацитов, риолитов их возраст колеблется от 1855 ± 54 [8] до 1880 ± 62 млн лет [178].

Касейокская толща сложена ритмичнослоистыми туфогенно-терригенными метаосадками — серицитовыми, биотит-серицитовыми, биотит-серицит-хлоритовыми микросланцами с линзами полимиктовых туфоконгломератов в основании. Мощность достигает 900 м. В ее основании залегают линзы метаморфизованных туфоконгломератов (до 80 м). В составе обломков преобладают андезиты, андезидациты с подчиненным количеством туфосланцев, кварцитов, железистых кварцитов. Наблюдается грубая градационная слоистость. Выше по разрезу залегают метаморфизованные и рассланцованные туфогенно-осадочные породы (метаалевропелиты, метапесчаники, метагравелиты) андезитового состава.

Меннельская толща выполняет узкие, местами с раздувами, приразломные вулканоструктуры с опрокинутым юго-западным крылом. Разрез ее представлен ассоциацией метавулканидов: пикритов, пикробазальтов, базальтов, кластолав и агломератовых туфолав и туфов базальт-пикритового состава с редкими прослоями и пачками метатуффитов и тонких углеродистых метаосадков. Разрез характеризуется пестротой и невыдержанностью фациальных разновидностей. Основную часть, до 60—70 %, составляют туфоловакластические и туфоагломератовые породы базальт-пикритового состава. Мощности лавовых покровов варьируют от первых до 50 м, туфы и туффиты слагают прослой и пачки мощностью от первых до 80—150 м. В породах толщи наблюдаются субвулканические пластообразные тела метаморфизованных порфиroidных пикритов, габбродиабазов, порфиroidных гранитов и сиенитов, линзы метасоматических кварцитов и колчеданных руд. Мощность толщи достигает 1200 м. Породы толщи испытали метаморфизм в условиях эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций. По химическому составу основные метавулканиды относятся к толеит-базальтовой серии и среди южнопеченгских вулканидов являются наиболее магнезиальными.

ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКАЯ (РИФЕЙСКАЯ) ЭОНОТЕМА

Рифейские отложения развиты на полуостровах Рыбачий, Средний (до 7500 м), на о. Кильдин (1050 м), расположенных частью в пределах Баренцевоморского блока. В сводной легенде они отнесены к верхнему—среднему рифею.

СРЕДНИЙ–ВЕРХНИЙ РИФЕЙ (R₂₋₃)

К образованиям этого возраста отнесены рыбачинская и кильдинская серии.

Рыбачинская серия (R₂₋₃*rb*), обнажающаяся на п-ове Рыбачий, представляет собой мощную (до 4 км) терригенную флишевую толщу с постепенным переходом от грубообломочных пород в основании к скрытокристаллической сланцевой толще в верхней части. В разрезе серии выделяется шесть свит (снизу вверх): мотовская, эйновская, лонская, перевальная, зубовская, цыпнаволоцкая. Четыре последние представляют собой единый трансгрессивный ряд. Мотовская и эйновская свиты скорее всего являются частями другого крупного трансгрессивного ряда, соответствующего начальным фазам прогибания флишевого трога.

Мотовская свита представляет собой толщу переслаивающихся кварцито-песчаников, осадочных брекчий и валунно-галечных конгломератов, под углами до 45° падающих на северо-восток. В низах наблюдаемого разреза отмечена пачка микроритмично чередующихся глинистых сланцев и неотсортированных песчаников с обломками гранитов и гнейсов размером до 1,5 см. Количество обломков увеличивается вверх по разрезу. На юго-западе породы мотовской свиты отделены от образований п-ова Средний разломом. Наблюдаемая мощность мотовской свиты 400 м.

Эйновская свита сложена конгломератами, песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Мощность ее 600 м.

Лонская свита характеризуется ритмично чередующимися конгломератами, песчаниками, алевролитами с прослоями глинистых известняков и мергелей. На перешейке между полуостровами Рыбачий и Средний породы лонской свиты перекрывают породы мотовской свиты, у мыса Мотка надвинуты на породы кильдинской серии, а в районе р. Большая Эйна по разломам контактируют с породами эйновской свиты. Мощность лонской свиты 2400 м.

Перевальная свита, сложенная песчаниками и алевролитами, согласно перекрывает породы лонской свиты и в свою очередь согласно перекрывается отложениями зубовской свиты. Мощность перевальной свиты 1800 м.

Для зубовской свиты типичны песчаники, алевролиты, аргиллиты. В нижней части ее разреза мощность песчаных слоев уменьшается до 1 м и менее, в верхней достигает 10 м; одновременно сверху возрастает мощность пачек сланцев, и в них появляются прослой известняков. Средняя часть песчаных пластов обычно более грубозернистая, к ней часто приурочены гравелиты. Зубовская свита связана с перевальной постепенными переходами. Мощность ее 2000 м.

Для цыпнаволоцкой свиты характерны песчаники, алевролиты, филлиты. Она связана постепенными переходами с подстилающей зубовской свитой и является наиболее молодой в разрезе полуострова. Мощность 800 м. В северо-западной части п-ова Рыбачий, отделенной от остальной его части разломом, наблюдается чередование ритмичнослоистых песчаников, алевролитов, аргиллитов, мергелей, известняков, черных и темно-серых глинистых сланцев, предположительно сопоставимых с отложениями цыпнаволоцкой свиты. Возраст рыбачинской серии устанавливается на основании соответствия ее верхней половины (в объеме верхней части перевальной свиты, зубовской и цыпнаволоцкой свит) формации Конга-фиорд группы Баренцева моря п-ова Варангер (Северная Норвегия). В отложениях рыбачинской серии установлены немногочисленные микрофоссилии плохой сохранности: *Kildinella sinica*

Tim., *K. hyperboreica Tim.*, *Protosphaeridium parvulum Tim.*, *Protosphaeridium sp.*, *Turuchanica sp.*, *Origmatosphaeridium sp.* Этот комплекс характерен для средне-рифейских отложений.

Кильдинская серия ($R_{2-3}K$) развита на п-ове Средний, о. Кильдин и в небольшом блоке (мыс Мотка) на п-ове Рыбачий стратиграфически выше пород рыбачинской серии. Местные разрезы мощностью около 1500 м на п-ове Средний и 1050 м на о. Кильдин подразделяются соответственно на пять и четыре свиты. Это (снизу вверх): прярярвинская, палвинская, поропелонская, землепахтинская и каруярвинская (на п-ове Средний), коровинская, пригонная, южнокильдинская и лихринская (на о. Кильдин).

Прярярвинская свита сложена аркозовыми и кварц-глауконитовыми песчаниками, алевролитами, которые залегают на неровной поверхности архейских гранитов и местами содержат редкие угловатые фрагменты этих пород размером от 0,5 до 32 см. Для нижней части свиты характерны неотсортированные аркозы и алевролиты с трансгрессивной ритмичностью, постепенно переходящие в хорошоотсортированные светло-серые, частью зеленоватые, глауконит-кварцевые песчаники средней части разреза. Они с резким контактом сменяются тонкоплитчатыми средне- и мелкозернистыми темно-серыми, частью зеленоватыми, глауконитовыми песчаниками и алевролитами. Общая мощность свиты около 280 м.

Палвинская свита залегает на прярярвинской с резким контактом и, возможно, с размывом. Для нее характерны белые крупнозернистые хорошоотсортированные кварцито-песчаники с линзами бурых и коричневых рыхлых карбонатных песчаников, кирпично-красных и фиолетовых среднезернистых кварцито-песчаников. На востоке территории в составе свиты отмечены чередующиеся между собой пестроцветные аргиллиты и светло-серые алевролиты и песчаники, среди которых установлены два маломощных (0,25 и 0,5 м) прослоя кристаллокластических туфов основного состава. Общая мощность свиты до 160 м.

Поропелонская свита залегает на разных горизонтах палвинской свиты. Внизу ее расположен горизонт среднезернистых зеленовато-серых полевошпатовых кварцито-песчаников, содержащих в основании редкие маломощные (до 0,5 м) линзы конгломератов с галькой пород пестроцветной пачки палвинской свиты, а также гальки кварца и гранита. Выше залегают чередующиеся мелкозернистые песчаники, алевролиты и аргиллиты с четкой микроритмичностью флишоидного типа. Мощность свиты до 320 м.

Землепахтинская свита залегает на отложениях поропелонской свиты согласно, с четким контактом, местами с незначительным размывом. Сложена она однородными мелко- и среднезернистыми полевошпатовыми песчаниками, содержащими крупные линзовидные тела песчаников, обогащенных цирконом. По всей толще наблюдаются лимонитовые конкреции. Отличительной чертой является повышенная титанистость (2–29 %). Мощность свиты до 700 м.

Каруярвинская свита распространена локально. Наиболее полный разрез ее известен на побережье губы Бол. Волоковая к западу от устья р. Выкат. Сложена свита ритмично чередующимися красноцветными песчаниками, алевролитами, аргиллитами и доломитами с преобладанием тонкозернистых пород. По всему разрезу установлены трещины усыхания, знаки ряби и другие признаки крайнего мелководья. Максимальная мощность свиты до 150 м. Осадки кильдинской серии п-ова Средний и о. Кильдин содержат позднерифейские микрофитоциты, а

в доломитизированных известняках коровинской свиты установлены строматолиты *Gymnosollen ramsayi* Stein m., *Pseudokussiella aii* Kgy1, позволяющие сопоставить эти отложения с верхним рифеем верхней части разреза Башкирского антиклинория. Возраст их, определенный К-Аг методом, по глаукониту составляет 775–1060 млн лет. В серийной легенде свита отнесена к среднему рифею.

ВЕНДСКАЯ СИСТЕМА

К верхнему отделу венда отнесена волоковая серия (V₂W) п-ова Средний (500 м), залегающая с глубоким размывом на различных горизонтах кильдинской серии. В составе волоковой серии выделяются куяканская, пуманская и мякинская свиты.

Куяканская свита в нижней своей части сложена светло-серыми и желтовато-серыми плохоотсортированными крупнозернистыми и гравелитистыми песчаниками, вмещающими мощные, до 30 м, линзы конгломератов, которые состоят из галек и глыб различных пород кильдинской серии, реже встречаются (иногда до 30 %) гальки кварца и угловатые обломки гранитов. Характерны гальки из конкреций фосфоритов. Для верхней части свиты обычно тонкое переслаивание темно-серых, черных алевритистых аргиллитов и алевролитов. Общая мощность свиты до 240 м.

Пуманская свита сложена в нижней части песчаниками, аналогичными куяканским, которые вверх по разрезу резко сменяются тонким переслаиванием аргиллитов, алевролитов, песчаников. Мощность свиты до 150 м.

Мякинская свита представлена полимиктовыми, серыми и зеленовато-серыми мелкозернистыми песчаниками и алевролитами, переслаивающимися с черными аргиллитами и темно-серыми тонкоплитчатыми алевролитами. Мощность свиты до 90 м.

ВЕРХНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ НЕРАСЧЛЕНЕННЫЙ (PR₂)

Нерасчлененные верхнепротерозойские образования показаны на карте в пределах акватории Баренцева моря, структурно принадлежащей к Восточно-Европейской платформе. По формационной принадлежности и составу они являются аналогами вышеописанных серий рифея и, возможно, венда.

Баренцевоморский блок

СЕЙСМОСТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

По результатам морских сейсмических исследований, на основе анализа профилей МОВ ОГТ и сейсмоакустических разрезов (НСАП), осадочный чехол исследуемого района шельфа Баренцева моря расчленяется на ряд сейсмостратиграфических комплексов (ССК) и подкомплексов (ССПК). Их вещественная характеристика и возрастная привязка основывается на материалах поискового бурения в сопредельных районах шельфа и экстраполяции данных из восточных районов суши (о. Колгуев, Печорская низменность).

Детальность расчленения разреза определялась структурно-формационными различиями, глубиной залегания толщ, а также качеством сейсмической записи на доступных материалах. Принятая сеймостратиграфическая схема исследуемого района в основном согласуется с утвержденной серийной легендой [230]. Некоторые подразделения, в связи с появлением новых высококачественных сейсмоакустических материалов, были расчленены более детально. Схема базируется на прослеживании поверхностей сейсмических несогласий по сети региональных профилей МОВ ОГТ. Для анализа среднепалеозойско-мезозойской части разреза использовались новые данные сейсмоакустических исследований.

В соответствии с «Легендой...», 2003» и «Схемой тектонического районирования» на Баренцево-Карском шельфе выделены три структурно-формационные области: СФО Северо-Западного Баренцевоморского шельфа (VI), СФО Финмаркенских поднятий (XI) и Канино-Варангерская СФО (XII). В свою очередь, по особенностям тектонического строения и полноте разреза осадочного чехла, эти области разделены на структурно-формационные зоны (СФЗ). Для ранне-среднепалеозойского этапа геологического развития в пределах СФО Финмаркенских поднятий выделяются Федынская (XI.1) и Западно-Кольская (XI.2) СФЗ, а Канино-Варангерская СФО разделена на Кольско-Канинскую (XII.1) и Восточно-Финмаркенскую (XII.2) СФЗ (см. врезки к Геологической карте донеоплейстоценовых образований). Для позднего девона-перми и мезозоя в области Северо-Западного Баренцевоморского шельфа обособляется Нордкапская (VI.1) СФЗ. В Канино-Варангерской СФО для этого этапа выделяется Кольско-Финмаркенская зона (XII.3).

В пределах различных структурно-формационных зон на шельфе прослежены сеймокомплексы, соответствующие структурно-вещественным комплексам верхнего протерозоя, палеозоя и мезозоя. Стратиграфическая привязка отражающих горизонтов – границ сеймокомплексов и подкомплексов показана на Схеме корреляции картографируемых подразделений. Особенности волновой картины в различных структурно-формационных зонах приведены на рис. 1–4.

Индексация опорных отражающих горизонтов, принятая в работе, в целом соответствует серийной легенде. Некоторые отличия, связанные с введением дополнительных отражающих горизонтов, касаются пермской части разреза. Индексация дополнительных горизонтов для палеозоя принята с учетом данных ФГУП «Севморнефтегеофизика» [234].

Палеозойские ССК

Нижне-среднепалеозойский ССК ограничен снизу отражающим горизонтом VI, который отождествлен с поверхностью верхнепротерозойских образований. В рамках карты этот горизонт на сейсмических разрезах выделяется с различной степенью уверенности во всех структурных областях, за исключением прогиба Тиддли. Основанием для выделения сеймокомплекса является предположение о продолжении ниже-среднепалеозойских толщ Печорской плиты на северо-запад, а также прослеживание серии сейсмических границ, геологический возраст которых интерпретируется по аналогии с печорскими разрезами.

По сейсмическим данным, интерпретированным Т. А Кирилловой [223], во внешней части Кольской моноклинали, сопряженной с Западно-Кольской седловиной, рисунок волновой записи позволяет выделить сейсмокомплекс, который обладает волновыми признаками, характерными для отложений нижнего палеозоя Тимано-Печорской плиты.

Сверху сейсмокомплекс ограничивает отражающий горизонт IV. Этот горизонт является поверхностью несогласия эрозионного типа, срезающей кровлю силурийских и, возможно, ордовикских образований. В целом горизонт довольно уверенно прослеживается как в разрезе, так и по площади. Повышенная динамическая выразительность горизонта IV позволяют связать его с кровлей силурийских—нижнедевонских карбонатно-терригенных образований. В исследуемом районе объем сейсмокомплекса VI—IV предположительно соответствует верхнему ордовику—силуру и, возможно, нижнему девону. В Кольско-Канинской СФЗ образования комплекса выклиниваются, налегая на поверхность верхнепротерозойского «основания». На крайнем западе, в пределах Восточно-Финмаркенской СФЗ, образования нижнего палеозоя, вероятнее всего, отсутствуют.

Верхнедевонско-нижнепермский ССК ограничен снизу отражающим горизонтом III, который имеет характер несогласия эрозионного типа с элементом налегания в подошве. Это несогласие отождествляется с поверхностью регионального размыва и рассматривается как подошва верхнедевонско(?)-нижнекаменноугольных отложений. Значительная амплитудная выразительность горизонта III и угловые несогласия по отношению к ниже и выше прослеживаемым отражениям, свидетельствуют о значительных тектонических активизациях в позднем девоне, имеющих региональный характер. Его верхней границей служит опорный отражающий горизонт Ia2, который в рассматриваемом районе приурочен к резкой смене фаций и характеризует кровлю артинских карбонатов.

Внутри верхнедевонско-нижнепермского ССК в пределах Кольско-Финмаркенской зоны, детально изученной, прослеживается ряд отражающих горизонтов: III₃, II₁, I—II, Ia.

Этими рефлекторами разрез подразделен на подкомплексы: верхнедевонский? (ССПК III—III₃), нижнекаменноугольный (ССПК III₃—II₁), средне-верхнекаменноугольный (ССПК II₁—I—II), ассельско-сакмарский (ССПК I—II—Ia) и артинский (ССПК Ia—Ia2).

Верхнедевонский ССПК (III—III₃). В южной полосе Кольской моноклинали выделяется терраса шириной около 60—70 км, в пределах которой толща верхнего девона залегает непосредственно на протерозойском «основании». В этой зоне прослежен ряд грабен и горстов, мощность девонской толщи в которых варьирует от 150 до 50 м. Анализ сейсмических данных на Кольском шельфе и их увязка с результатами работ в прилегающем норвежском секторе показывает сходство тектонического строения и условий развития Кольской и Восточно-Финмаркенской моноклинали. Поскольку изученный скважинами разрез осадочного чехла Финмаркенской «платформы» начинается с аллювиальных и дельтовых песчано-глинистых отложений висте, вероятно, и на Кольской моноклинали в составе предположительно верхнедевонского комплекса, залегающего на протерозойском основании, будут преобладать терригенные породы: песчаники, алевролиты, аргиллиты.

Нижнекаменноугольный ССПК (III₃—II₁). Нижнекаменноугольные отложения представлены, по-видимому, преимущественно терригенной фор-

мацией, накапливающейся в континентальных, прибрежных и мелководно-морских условиях. По аналогии с данными бурения в норвежской части шельфа, в низах толщи предполагается развитие мощных песчаных пачек нижнего визе.

Средне-верхнекаменноугольный ССПК (Π_1 –I–II) характеризуется подошвенным прилеганием отражающих границ к поверхности несогласия (ОГ Π_1), которая отражает перерыв в осадконакоплении в серпуховское и раннебашкирское время. Карбонатный комплекс отложений среднего карбона накапливался в условиях стабильной карбонатной платформы, охватывавшей огромные территории к западу (платформа Финмарк) и востоку (акватория Печорского моря) от Кольской моноклинали. В западной и центральной части моноклинали в волновом поле выявлены многочисленные аномалии типа «риф», которые отображают органогенные постройки [223, 234].

Ассельско-сакмарский ССПК (I–II–Ia). Количество аномалий сейсмической записи типа «риф» в волновом поле этого подкомплекса, относительно верхнекаменноугольного, резко сократилось, и здесь отмечены только единичные аномалии, приуроченные к разломам. Отложения представлены, вероятно, мелководно-морскими и литоральными фациями. В разрезах скважин на Финмаркенской «платформе» наблюдается чередование биогермных известняков, доломитов, эвапоритов. Рифогенные породы и продукты их разрушения составляют половину мощности разреза.

Артинский ССПК (Ia–Ia'). Толща комплекса, ограниченного горизонтами Ia и Ia', представляет собой линзу, утолщение которой сформировано двумя пологими, перекрывающими друг друга клиноформами. Оси синфазности, контролирующие кровли клиноформ, по схеме подошвенного прилегания сходятся с горизонтом Ia и срезаются горизонтом Ia' в кровле подкомплекса. По описанию Т. А. Кирилловой, характерной особенностью артинского подкомплекса является изменение динамической выразительности горизонта Ia и внутренних осей синфазности как по профилю, так и по площади. С глубиной амплитудная выразительность колебания Ia ослабевает, а затем облик этого отражения принимает шероховатый вид.

Потеря динамической выразительность горизонта Ia сопровождается усилением амплитудной выразительности оси синфазности над ним. В свою очередь потеря динамической выразительности этой оси синфазности сопровождается усилением амплитудной выразительности следующей, коррелирующей выше. Сейсмостратиграфический анализ и данные бурения свидетельствуют, что стратиграфический уровень горизонта Ia изменяется от ранней к поздней перми в западном направлении, что, по-видимому, и находит свое отображение в волновом поле артинского подкомплекса [223].

Кунгурско-верхнепермский ССК в кровле ограничен горизонтом I (A), имеющим признаки эрозионной поверхности. Формирование этого несогласия обусловлено региональной регрессией на рубеже перми–триаса, соответствующей позднегерцинской фазе тектонической активизации. На юго-востоке шельфа Баренцева моря верхнепермские отложения представлены всеми отделами и отличаются значительной мощностью. В исследуемом районе Кольской моноклинали относительно мощные терригенные толщи кунгура–верхней перми постепенно замещаются кремнисто-карбонатным разрезом Финмаркенского типа. В Норвежской части шельфа мощность кунгурских отложений составляет 20–50 м, отложены они в условиях иловых впадин с тер-

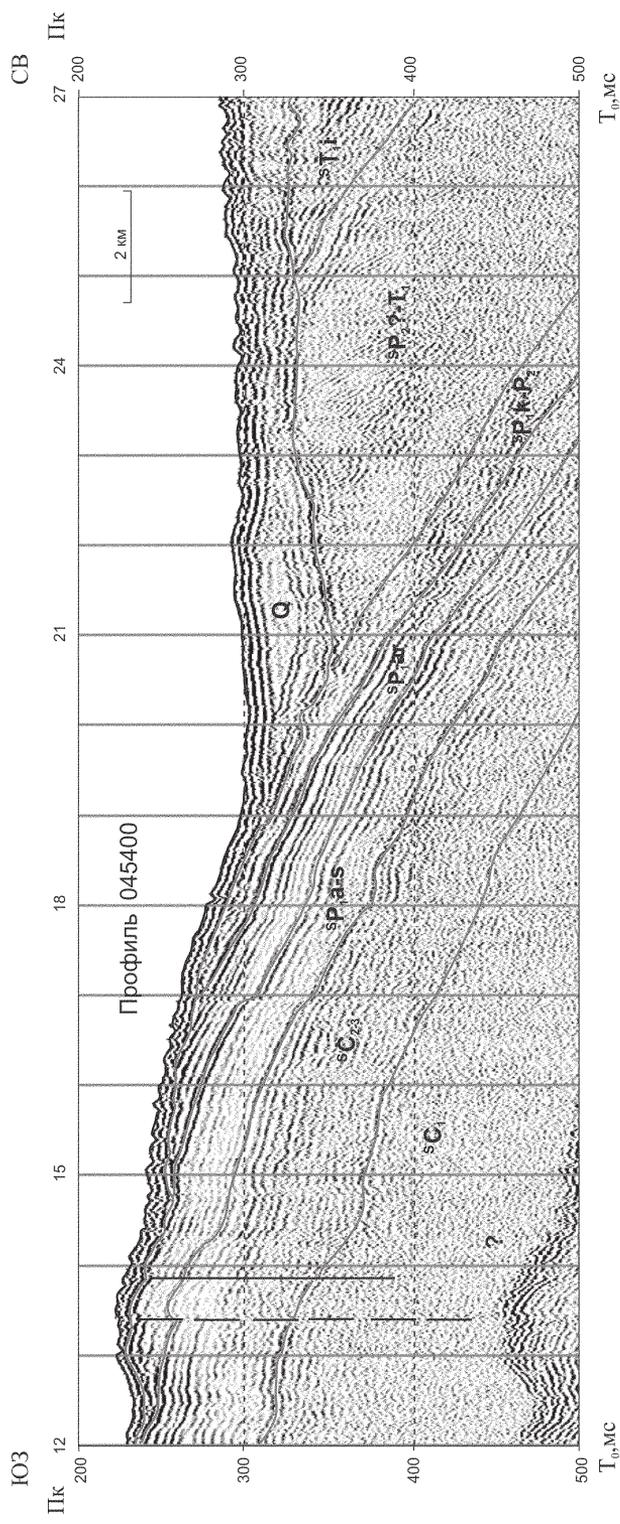


Рис. 1. Стрoение палеозойских комплексов Кольской моноклинали. Интерпретация С. И. Шкарубо.

ригенной седиментацией. Мощность верхнепермских отложений составляет около 100 м.

В нижней части комплекса отмечаются многочисленные линзовидные тела, которые располагаются над ОГ I'a, а по мере погружения кунгурско-верхнепермской толщи переходят выше по разрезу на другие стратиграфические уровни. На временных разрезах волновой облик этих тел и характер проявления их во вмещающей толще не позволяет определить природу этих аномалий как рифогенные постройки. Разрез верхней части кунгурско-верхнепермского сейсмостратиграфического комплекса насыщен сериями наклонных в северо-восточном направлении горизонтов, которые увязываются по площади. Эти наклонные отражающие горизонты, огибая линзовидные тела, прилегают в этом же направлении к ОГ I'a' либо утыкаются в линзовидные тела. Рисунок волнового поля, отражающий строение кунгурско-верхнепермского осадочного комплекса, явно представляет собой последовательность согласно залегающих генетически связанных пластов, образующих клиноформную модель. Согласно этой модели, изохронные седиментационные поверхности погружаются в направлении от обрамления к центру бассейна. По мере продвижения на север существенно изменяется конфигурация горизонтов, ограничивающих клиноформные толщи. Кроме того, меняется количество и конфигурация внутренних отражений, слагающих отдельные сейсмофациальные единицы. В разрезе Кольской моноклинали выделено до семи клиноформ. Сейсмофациальный анализ, проведенный Т. А. Кирилловой, показал, что формирование клиноформной толщи отложений происходило в условиях непрерывно-прерывистого бокового наращивания берега относительно глубоководного морского бассейна за счет обильного поступления осадков, предположительно, с двух направлений, сначала с юго-запада, а потом и с юго-востока [223]. Мощность клиноформной толщи изменяется от 0,5 до 1,5 км, увеличиваясь по мере погружения в северо-восточном направлении.

Кунгурско-казанская часть разреза в скв. 7128/6-1, расположенной всего в 150 км к северо-западу, представлена кремнистыми известняками и спиккулитами, т. е. отложениями относительно глубоководных впадин мощностью до 120 м. Учитывая это обстоятельство, можно предполагать, что клиноформная толща, слагающая верхнюю часть сейсмокомплекса, имеет более молодой возраст (татарский ярус верхней перми?—триас). Ее формирование, вероятно, отражает аплифт северной части Балтийского щита и каледонид Норвегии [170]. Поэтому для Кольско-Финмаркенской СФЗ предлагается выделить два подкомплекса: собственно кунгурский—верхнепермский ССПК, с горизонтом I₂ в кровле, и предположительно верхнепермский—триасовый ССПК, отвечающий клиноформной толще.

Характер отражения палеозойских сейсмокомплексов в сейсмоакустической записи в области их выклинивания на Кольской моноклинали демонстрирует рис. 1.

Мезозойские ССК

Триасовый ССК выделен между отражающими горизонтами I (А) и Б. Горизонт Б имеет характер несогласия типа «эрозионный срез» или «прилегание в кровле». В большинстве глубоких скважин в прилегающих районах шель-

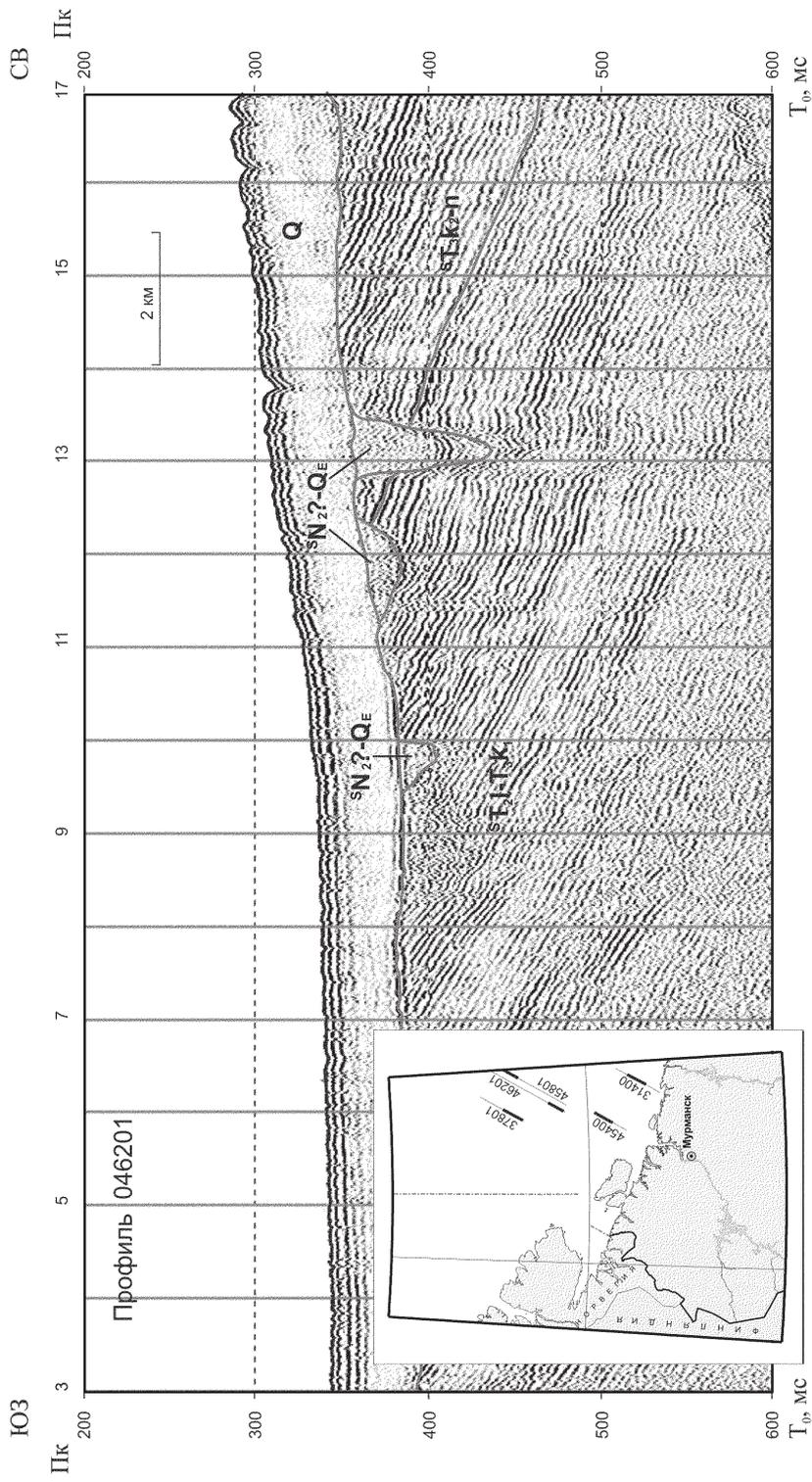


Рис. 2. Характер волнового поля в области распространения средне-верхнетриасовых отложений (Кольская моноклираль).
 Интерпретация С. И. Шкарубо.

фа между триасовыми и юрскими отложениями установлен (или предполагается) стратиграфический перерыв [11]. Судя по характеру сейсмической записи, фациальный состав терригенной толщи изменяется как в вертикальном, так и в латеральном направлении. Отложения характеризуются ритмическим строением и представлены глинами, аргиллитами, песчаниками и алевролитами, что находит отражение в сейсмоакустической записи чередованием выдержанных довольно интенсивных пакетов отражений (рис. 2). В позднем триасе отмечается увеличение доли алевроито-песчаных пород. На сейсмических разрезах между горизонтами I (А) и Б выделяются несколько отражений, отличающихся протяженностью и интенсивностью. Это позволяет выделить в разрезе триаса ряд подкомплексов.

Нижнетриасовый ССПК ограничен в кровле горизонтом A_1 с переменной амплитудной выразительностью и признаками поверхности несогласия. Горизонт A_1 имеет региональное распространение и связан с регрессивными фациями индского яруса. На большей части шельфа в индское время осадконакопление происходило в условиях мелководного шельфа, где отлагались песчаники, алевролиты и гравелиты. По данным бурения на Северо-Кильдинской площади (ближайшей к изучаемому району) к горизонту A_1 приурочен пласт газонасыщенного песчаника в верхней части преимущественно глинистых отложений индского яруса.

Оленекско-анизийский ССПК (A_1 – A_2). Горизонт A_2 также имеет признаки поверхности несогласия. В пределах Северо-Кильдинской структуры (скв. 80) горизонт A_2 обусловлен пластом песчаника с аномально низкой скоростью и плотностью в глинисто-алевролито-песчаной толще анизийского яруса. Конфигурация горизонта аналогична поверхности A_1 , что свидетельствует об однотипности генезиса этих границ, отражающих, по-видимому, регрессивные фазы осадконакопления в нижнем и среднем триасе, когда отложения накапливались в субконтинентальных или континентальных, возможно, в дельтовых условиях. Поверхность A_2 осложнена структурными формами аккумулятивного типа.

Ладинско-верхнетриасовый ССПК (A_2 –Б). В ладинско-верхнетриасовой части разреза прослежена серия горизонтов. Из них наиболее протяженным и амплитудно выраженным является горизонт A_3 , который в сторону суши имеет тенденцию приближения или схождения с эрозионной поверхностью горизонта Б. На Мурманской площади (скв. 24) горизонт A_3 приурочен к пласту песчаника в средней части песчано-глинистых отложений верхнего триаса. По-видимому, горизонты серии A_3 в верхнетриасовых отложениях характеризуют сложные фациальные переходы, обусловленные последовательным осадконакоплением по мере развития бассейна. Наиболее сложная форма отражений серии A_3 фиксируется в северной части Кольской моноклинали, где характер сейсмической записи позволяет предполагать развитие песчаных баров. Кроме того, здесь отмечаются слабые врезы, а фрагменты непротяженных, резко меняющихся по амплитуде, отражений позволяют предполагать дельтовые условия осадконакопления. Горизонт A_3 в этой структурно-формационной зоне разделяет ладинско-верхнетриасовую толщу на два подкомплекса: ладинско-нижнекарнийский (A_2 – A_3) и верхнекарнийско-норийский (A_3 –Б).

Юрско-нижнеберриасский ССК заключен между отражающими горизонтами Б и В'. Отражающий горизонт В' принят в качестве границы, разделяю-

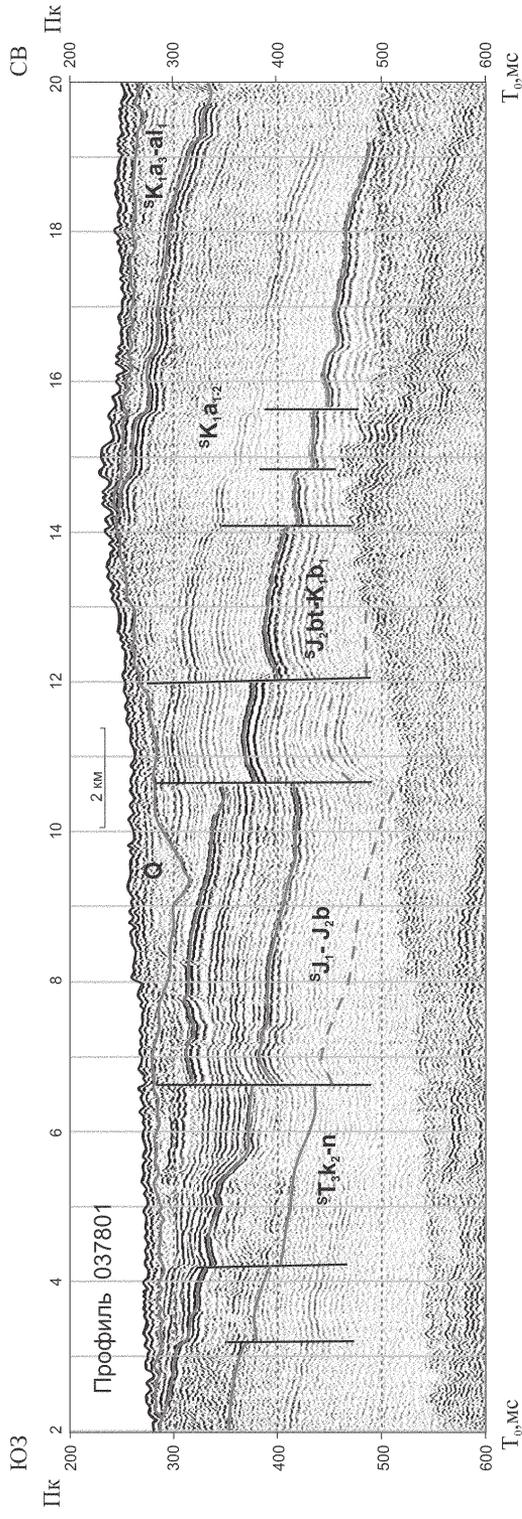


Рис. 3. Характерные особенности строения юрских отложений (Кольская моноклираль), Интерпретация С. И. Шкарубо.

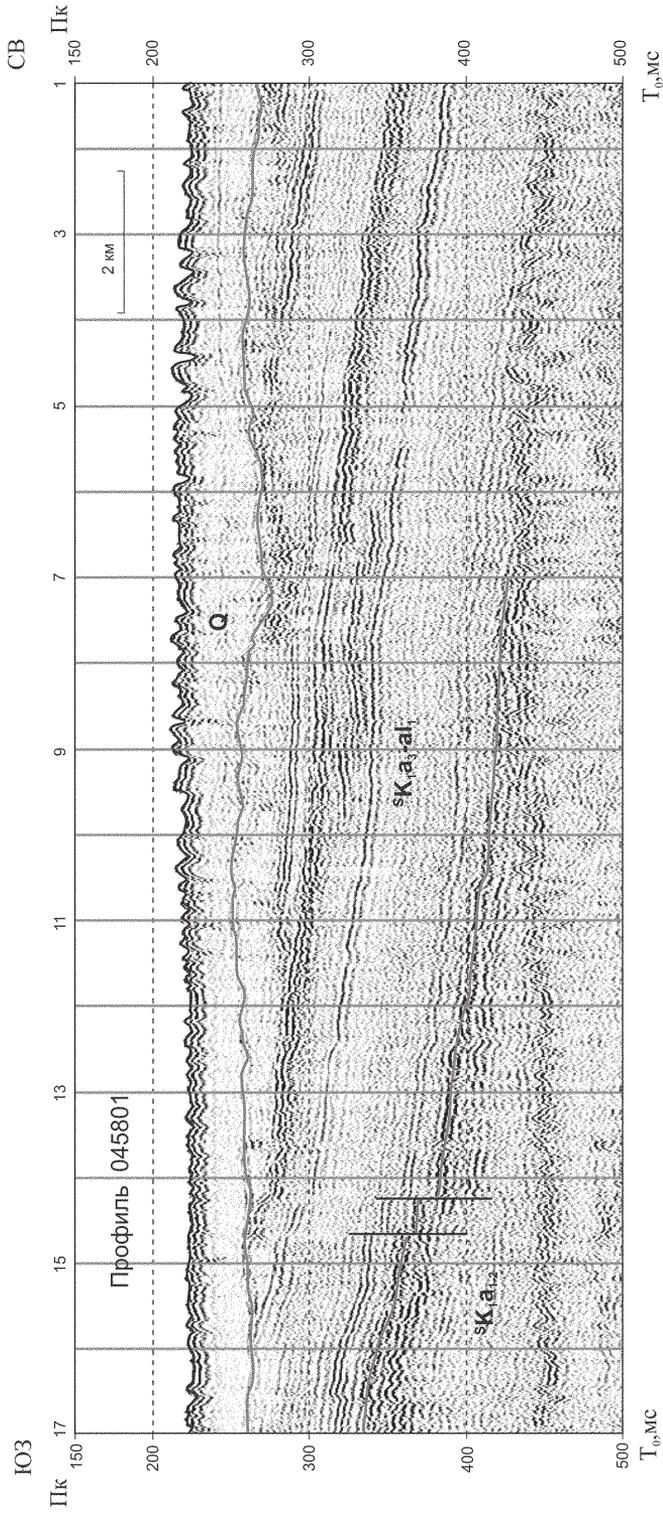


Рис. 4. Характер волнового поля в области распространения нижнемоловых оглождений (Западно-Кольская седловина). Интерпретация С. И. Шкарубо.

щей юрско-нижнеберриасские отложения и вышележащие комплексы мела. Этот горизонт был выделен по результатам работ «Севморнефтегеофизики» [210]. Он прослеживается на фазу выше опорного горизонта В, который формируется в толще верхнеюрских черных глин и является наиболее устойчивым, динамически выраженным репером в мезозойской части разреза.

В пределах Кольско-Финмаркенской СФЗ, где комплекс выходит на поверхность предчетвертичного денудационного среза, в верхней части юрско-нижнеберриасского интервала разреза на сейсмоакустических разрезах прослеживается пакет высокоинтенсивных отражений мощностью до 20 мс. Вероятно, этот волновой пакет является аналогом глинистой толщи, заключенной между горизонтами В–В' (рис. 3). Другая характерная особенность данного интервала разреза – развитие многочисленных бескорневых разрывных нарушений, отчетливо проявленных и на разрезах МОВ ОГТ.

Горизонт В₂ разделяет юрско-нижнеберриасский интервал на два подкомплекса: нижнеюрско-байосский и батско-нижнеберриасский.

Меловой ССК охарактеризован серией отражающих горизонтов с индексом Г (Г_n, Г₁, Г₁'). Цифровые сейсмоакустические данные, полученные МАГЭ в 2003–2004 гг., позволили более детально, по сравнению с серийной легендой, расчленить толщу мела и проследить распространение подкомплексов по площади. Наиболее полный разрез меловых отложений установлен в Нордкапской СФЗ, с постепенным выходом на поверхность денудационного среза все более древних отложений в направлении к периферии бассейна.

По особенностям волновой картины, положению в разрезе, увязке с данными бурения в восточных районах были выделены сейсмические подкомплексы: валанжин-барремский (В'–Г_n), ниже-среднеаптский (Г_n–Г₁), верхнеаптско-нижнеальбский (Г₁–Г₁'), средне-верхнеальбский (Г₁'–Д).

Стратиграфическое несогласие между юрско-нижнеберриасскими и валанжин-барремскими отложениями отражено на разрезах МОВ ОГТ прилеганием в подошве дистальных частей клиноформ в интервале В'–Г_n.

Ниже-среднеаптский подкомплекс на Кольской моноклинали залегает с угловым и стратиграфическим несогласием, хорошо выраженным на сейсмоакустических разрезах.

Верхнеаптско-нижнеальбский подкомплекс, наиболее широко распространенный по площади, на сейсмоакустических разрезах отличается чередованием выдержанных пакетов высокоамплитудных отражений с акустически более прозрачными интервалами (рис. 4). Комплекс сложен пологими клиноформами, с видимым падением в юго-западном направлении.

Кровлей мелового ССК служит эрозионная поверхность предчетвертичного среза (отражающий горизонт Д), которая, как видно на приведенных рисунках, уверенно идентифицируется на всей площади.

ПАЛЕЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

По комплексным геолого-геофизическим данным, к поверхности прото-платформенных рифейских образований, развитых в пределах Кольской моноклинали и Западно-Кольской седловины, примыкает осадочный клин ниже-среднепалеозойских платформенных отложений мощностью 3–4 км, который перекрывается моноκлиально залегающей толщей верхнедевонских(?)–перм-

Моноклираль
Финмаркен

Кольско-Канинская
моноклираль

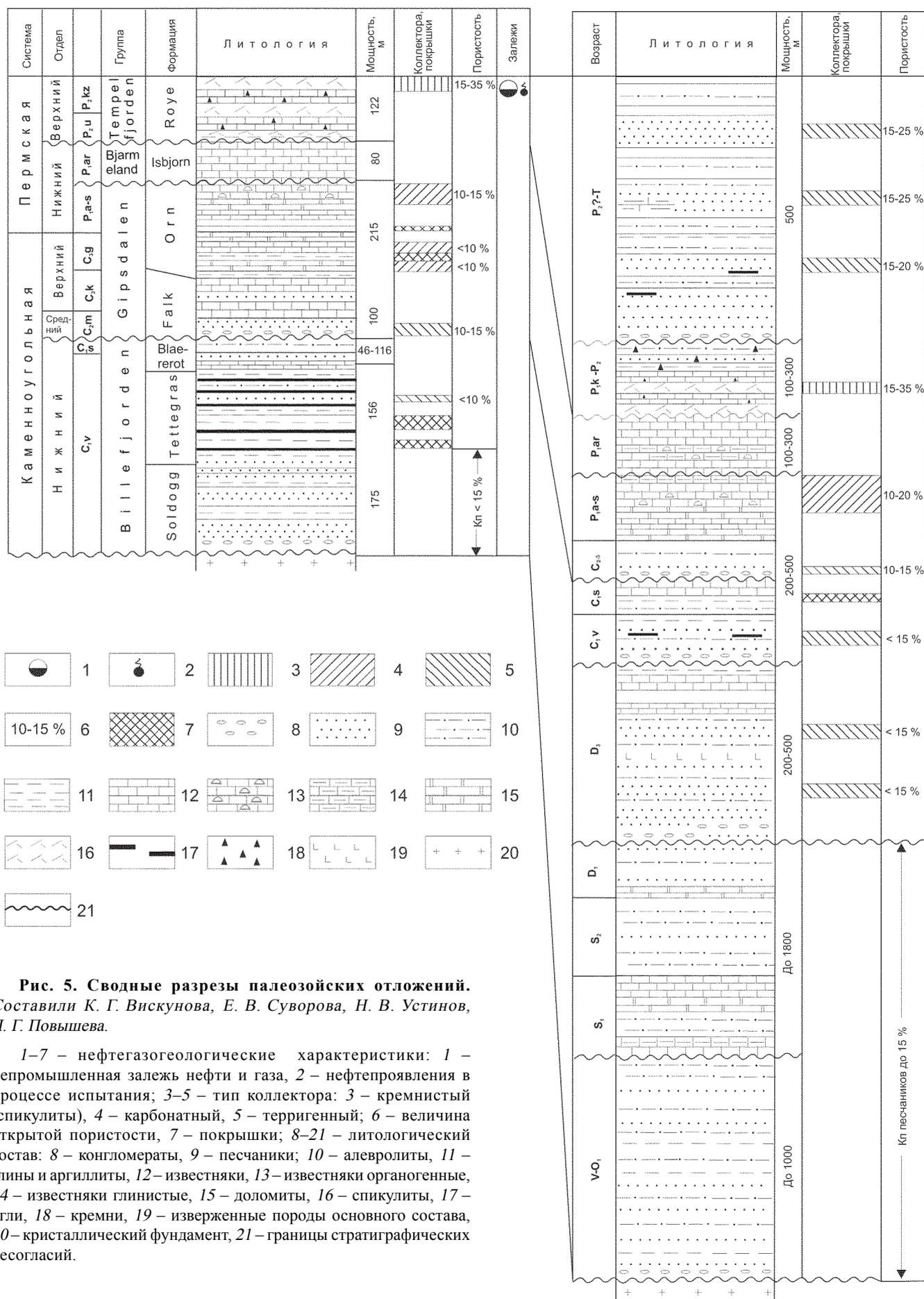


Рис. 5. Сводные разрезы палеозойских отложений.
Составили К. Г. Вискунова, Е. В. Суворова, Н. В. Устинов,
Л. Г. Повышева.

1-7 – нефтегазогеологические характеристики: 1 – непромышленная залежь нефти и газа, 2 – нефтепроявления в процессе испытания; 3-5 – тип коллектора: 3 – кремнистый (спикулиты), 4 – карбонатный, 5 – терригенный; 6 – величина открытой пористости, 7 – покрышки; 8-21 – литологический состав: 8 – конгломераты, 9 – песчаники; 10 – алевролиты, 11 – глины и аргиллиты, 12 – известняки, 13 – известняки органогенные, 14 – известняки глинистые, 15 – доломиты, 16 – спикулиты, 17 – угли, 18 – кремни, 19 – изверженные породы основного состава, 20 – кристаллический фундамент, 21 – границы стратиграфических несогласий.

ских отложений [223]. Эта толща мощностью 1–3 км выходит на поверхность морского дна, испытывая денудационный срез по мере приближения к береговой линии. В результате мощность палеозойской части осадочного чехла изменяется от первых десятков метров на границе с зоной развития протерозойских отложений до 6–8 км в прогибе Тиддли.

Основанием для расчленения палеозойских образований является предположение о продолжении палеозойских комплексов Финмаркенской моноклинали и Печорской плиты в пределы района исследований и выделение сейсмических границ, геологический возраст которых интерпретируется по аналогии с печорскими разрезами.

Наиболее полно отложения палеозоя изучены в разрезе осадочного чехла Печорской синеклизы (на о. Колгуев), на п-ове Канин и Северном Тимане, а пермско-каменноугольных – также на платформе Финмаркен (рис. 5). В разрезе прибрежной части Кольской моноклинали присутствие ниже-среднепалеозойских отложений бурением не подтверждено.

НИЖНИЙ–СРЕДНИЙ ПАЛЕЗОЙ НЕРАСЧЛЕНЕННЫЙ

Сейсмокомплекс VI–IV ($^s\text{PZ}_{1-2}$) в районе Кольской моноклинали имеет форму клиновидного тела, мощность которого увеличивается до 3–4 км в погруженной части Западно-Кольской седловины. В основании комплекса, залегающего на размытой поверхности верхнего рифея, предполагается наличие базальной вендско-нижнекембрийской доплитной молассы, на которой залегают отложения ордовика и, возможно, силура–нижнего девона(?). Верхняя граница комплекса отвечает перерыву, соответствующему предфранскому размыву. Нерасчлененные отложения нижнего–среднего палеозоя показаны только на разрезе.

Базальная вендско-кембрийская часть разреза предположительно присутствует локально лишь в наиболее глубоких впадинах, где по сейсмическим данным определяется максимальная мощность нижнего–среднего палеозоя [244]. Так как эта территория удалена от областей сноса, в разрезе ожидаются тонкозернистые морские карбонатно-терригенные породы мощностью первые сотни метров, возможно до 600 м.

Ближайшие к району исследования разрезы ордовика вскрыты глубокими скважинами на о. Колгуев (скважины 1-Бугринская, 202-Северо-Западная, 4-Песчаноозерская и др.). Наиболее полный разрез (нижний и средний отделы) представлен в скв. 1-Бугринская, на юге о. Колгуев. Скв. 202-Северо-Западная вскрыла только самые низы ордовика и пограничные слои верхнего кембрия. Общая мощность разреза превышает 1600 м. Отложения представляют собой крупный трансгрессивно-регрессивный цикл, нижняя часть которого (верхи круприя, тремадок и арениг) сложена в основном глинистыми породами с прослоями мергелей и известняков, а верхняя (условно среднеордовикская) – алевролитами и песчаниками [115, 208, 209, 219].

Отложения силура в западной части Тимано-Печорской провинции или отсутствуют (о. Колгуев, скв. 1-Носовая), или представлены маломощной базальной мелководно-лагунной толщей карбонатно-терригенного состава. Залегает толща со стратиграфическим несогласием на породах верхнего протерозоя. Она сложена пестроцветными алевролитами, песчаниками, аргиллита-

ми с редкими прослоями известняков. На акватории Баренцева моря силурийские отложения скважинами не вскрыты.

В юго-восточной части шельфа Баренцева моря разрез нижнедевонских отложений представлен чередованием мелководно-морских, лагунных и континентальных сероцветных, красноцветных и пестроцветных терригенных и карбонатных пород, а также эвапоритов. На Колгуеве в скв. 46-Песчаноозерская отложения лохкова залегают на зеленых и красноцветных аргиллитах среднего ордовика [115]. Они представлены карбонатно-терригенной толщей: кварцевыми и кварцитовидными песчаниками, алевролитами, аргиллитами и аргиллитоподобными глинами с доломитами и органогенными известняками в средней части разреза. Встречены остатки рыб и растительный детрит, возраст установлен по находке в известняках конодонтов *Pelekysgnathus cf. serratus* Jentzsch, *Pedaris* sp. В разрезе выделены отложения низов девона (лохковский ярус) и трансгрессивно лежащие на них среднедевонские. Перерыв охватывает пражский, эмский и низы эйфельского яруса. Мощность 260 м.

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

Верхний отдел

Сейсмоподкомплекс III–III₃ (^sD₃?) предположительно выделен в пределах Кольской моноклинали, в нижней части терригенной толщи, которая залегают трансгрессивно, с перерывом и с угловым несогласием, на породах фундамента. По составу отложения подкомплекса, вероятно, аналогичны свите Редвика, известной в норвежской части шельфа. Там они представлены терригенной угленосной толщей переслаивания песчаников, аргиллитов, гравелитов, конгломератов с горизонтами каменных углей [117].

Верхний девон–нижний карбон

Сейсмоподкомплекс III–II₁ (^sD₃–C₁) показан только на схеме корреляции в СФО Северо-Западного шельфа и СФО Финмаркенских поднятий.

Наиболее близкий к ожидаемому в Западно-Кольской СФЗ разрез описан в скважинах Песчаноозерской и Северо-Западной площадей о. Колгуев [19, 115, 208, 209]. Франский ярус, общей мощностью 300–1000 м, сложен в нижней части грубозернистыми терригенными породами с мощным покровом миндалекаменного базальта и прослоями туфов и сероцветными аргиллитами, кварцевыми и полимиктовыми песчаниками и алевролитами с редкими прослоями водорослевых известняков в верхней части разреза. Возраст установлен по конодонтам *Spathognathodus (Youngquist) gradatus* и *Hindeodella germana* Hels., а также растительным остаткам *Gigophyton gilkinefi* Leccl., *Archaeopteris acuta* Tschirk., *Svalbardia* sp. и рыбам *Asterolepsis* sp. На северо-западе острова в средней части франа фиксируется перерыв.

Отложения фаменского яруса представлены двумя трансгрессивно-регрессивными циклами, в которых нижние части сложены морскими органогенными известняками, а верхние — преимущественно лагунно-морскими и континентальными терригенными породами. В кровле фамена фиксируется желе-

зистая кора выветривания. Известняки содержат богатые комплексы фауны брахиопод, иглокожих, фораминифер. В известняках нижнего цикла определены раннефаменские фораминиферы: *Bisphaera irregularis* Bir., *B. gigantea* Con et Lys. и харовые водоросли: *Umbella globula* Beitl., *Quasiumbella rotunda* и др., а в известняках верхнего цикла – позднефаменские фораминиферы: *Septatournayella rauserae* Lip., *Tournayella discoida* Dain. В самых верхах цикла преобладают пограничные формы: *Quasiendothyra communis* (Raus) и *Q. cobeitusana* (Raus). Мощность фаменских отложений 50–340 м, а мощность всего верхнего девона на севере о. Колгуев – 560–1040 м.

Аналогичная мощность 500–1000 м ожидается и в погруженных частях шельфа и до 1500 м на поднятиях. Характер отложений: мелководно-морские терригенно-карбонатные и карбонатные с возможными рифами и банками. По мере приближения к Баренцевскому мегапрогибу предполагается постепенный переход к отложениям склона и конденсированным карбонатно-кремнисто-глинистым осадкам некомпенсированных впадин, аналогичных синхронным отложениям Новой Земли [209, 246, 247].

Нижнекаменноугольные отложения на западе Баренцева моря представлены терригенными континентальными угленосными отложениями: кварцевыми разнотерригенными песчаниками с прослоями серых и черных аргиллитов, гравелитов, конгломератов и пластами каменных углей. На юго-востоке они формировались в континентально-лагунных и мелководно-морских обстановках и представлены в верхней части турнейского и визейского яруса карбонатными породами. В северо-восточной части исследуемой площади предполагается переходный тип разреза: от континентальных угленосных отложений к прибрежно-морским.

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА

Каменноугольные отложения представлены в разном объеме во всех структурно-формационных зонах Баренцевоморского блока. Они изучены в скважинах на платформе Финмаркен и о. Колгуев.

Нижний отдел

Сейсмоподкомплекс III_3-II_1 (S_{C_1}) выделен как самостоятельное подразделение в Кольско-Финмаркенской СФЗ. В норвежской части Финмаркенской моноклинали нижнекаменноугольные отложения (визейский ярус и нижняя часть серпуховского) вскрыты в скважинах 7128/4-1; 7128/6-1; 7029/03-U-01; 7127/10-U-02 и 7127/10-U-03 [169, 170, 183]. Они выделены в объеме группы *Billefjorden*, мощностью 445 м в скв. 7128/4-1 и 384 м в скв. 7128/6-1. В остальных скважинах они присутствуют фрагментарно.

Нижняя часть группы – свита *Soldogg* – полностью вскрыта в скважинах 7128/4-1 (стратотип, мощность 152,5 м) и 7128/6-1 (175,5 м) и верхние горизонты мощностью 13 м в скв. 7029/03-U-02. Свита представлена аллювиальными кварцевыми горизонтально- и косослоистыми песчаниками и конгломератовыми песчаниками с тонкими прослоями известковых алевролитов, жирных глин и тремя горизонтами углей. По палинологическим данным возраст свиты датируется ранним визе.

Средняя часть группы — свита *Tettegrass* — в стратотипе (скв. 7128/6-1) имеет мощность 156 м, а в скв. 7128/4-1 — более 650 м, верхи не вскрыты. Скважины 7127/10-U-02 и 7127/10-U-03 вскрыли нижний и верхний фрагменты свиты общей мощностью 210 м. В составе свиты доминируют тонкозернистые песчаники, алевролиты, аргиллиты и угли, принадлежащие к фациям дельт и прибрежных равнин. Комплексы миоспор свидетельствуют о средневизейском возрасте свиты.

Стратотипический разрез верхней части группы — свита *Blaererot* — описан в скв. 7029/03-U-01, где она имеет мощность 65,8 м, а неполный разрез в скв. 7128/6-1. В основании свита сложена биотурбированными серыми и желтовато-коричневыми известняками и песчанистыми доломитами с бентосной фауной. Вверх по разрезу они сменяются темно-серыми сланцами с повышенным содержанием органического углерода, а также с морскими фоссилиями; и далее циклично построенными пачками от тонко- до среднезернистых песчаников с косой слоистостью и темно-серых и желто-коричневых алевролитов. Комплексы палиноформ из обеих скважин определяют возраст свиты как поздний визе—ранний серпухов.

В Нордкапском прогибе в позднем визе начинается соленакопление, которое продолжается до ранней перми [192].

К визейскому ярусу также отнесен нижний комплекс *контозерской серии*, выделенной в пределах Балтийского щита в Контозерском районе Кольского полуострова [73, 136]. Непрерывный разрез осадочных и вулканогенных образований контозерской серии мощностью около 710 м вскрыт буровыми скважинами № 2, 3 и 4 в северо-восточной части Контозерской кальдеры [73]. Комплекс представлен континентальными отложениями конусов выноса временных потоков. В алевролитах содержится растительный детрит, в них определены споры визейского возраста. Мощность визейского комплекса 314 м.

Средний—верхний отделы

Сейсмоподкомплекс П₁—I-II (^sC₂₋₃). Подразделение в объеме среднего и верхнего карбона (C₂₋₃) показано на карте и на разрезе в Кольско-Финмаркенской СФЗ.

На платформе Финмаркен к этому возрастному интервалу отнесена нижняя (большая) часть группы *Gipsdalen*, объединяющая отложения от среднего карбона до сакмарского яруса нижней перми. Отложения группы залегают на подстилающих несогласно, из разреза выпадает верхняя половина серпуховского яруса. Группа *Gipsdalen* расчленена на три свиты.

Нижняя — свита *Ugle*, имеющая башкирский возраст, вскрыта на поднятии Лоппа (стратотип мощностью более 400 м). Верхние горизонты свиты вскрыты также в западной части Финмаркенской платформы (скв. 71210/12-4) и в мелкой скв. 7029/3-U-02 близ п-ова Варангер [169, 183]. В последней скважине присутствует 60-метровая пачка песчаников с крупной галькой, красно-коричневых и серо-зеленых пятнистых алевролитов. Ранне-среднебашкирский комплекс палиноформ обнаружен только в скважине на поднятии Лоппа.

Верхнебашкирская—верхнекаменноугольная часть разреза выделена в свиту *Falk*. Она вскрыта скважинами 7029/3-U-02; 7030/3-U-01; 7128/6-1 и 7128/4-1 в восточной части платформы. Нижняя часть свиты вскрыта сква-

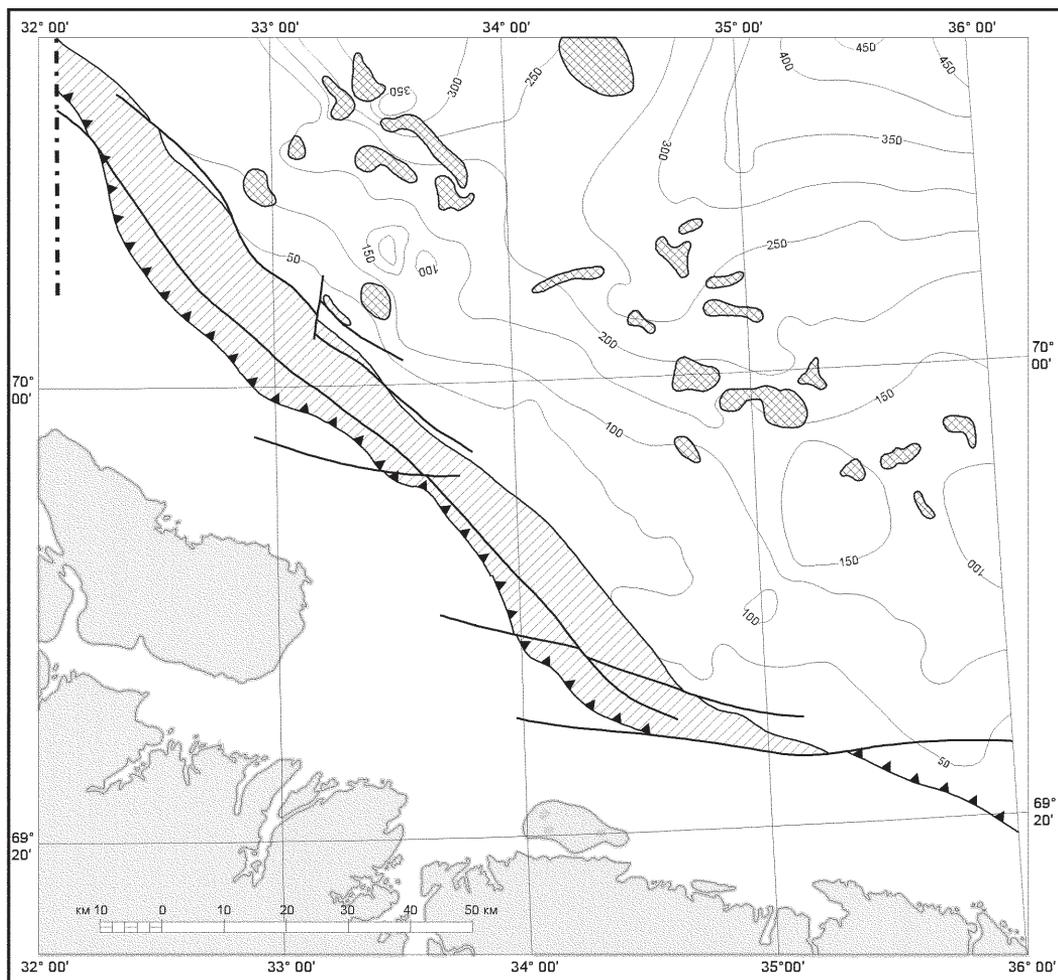


Рис. 6. Схема расположения предполагаемых рифогенных построек каменноугольного возраста. Составили Т. А. Кириллова, В. В. Шлыкова.

1 – рифогенные постройки в каменноугольных отложениях; 2 – изопахиты верхнедевонских?–нижнекаменноугольных отложений, м; 3 – видимая мощность каменноугольных отложений; 4 – линия выклинивания каменноугольных отложений; 5 – разломы.

жинами 7029/3-U-02 и 7030/3-U-01 и представлена светло-серыми средне-крупнозернистыми песчаниками с редкими брахиоподами, и зеленатыми алевритистыми глинистыми сланцами. Каждый слой имеет эрозионные нижние контакты. На западе в низах свиты присутствует многочисленная фауна криноидей, брахиопод, фузулинид, мелких фораминифер, кораллов, а также филлоидные водоросли и палеоаплизины. Они образуют органогенные постройки, цепочка которых зафиксирована в волновом поле практически на всех сейсмических профилях, пересекающих Кольскую моноклиаль [180, 221, 235].

Верхняя, циклично построенная часть свиты в скважинах 7029/3-U-02 и 7128/6-1 сложена мелко-тонкозернистыми песчаниками, зелеными глинистыми сланцами, пакстоунами, вакстоунами, доломитами с прослоями и включениями кремней. Возрастной интервал свиты определен по фузулинидам: башкирский–касимовский ярусы, хотя на поднятии Лоппа ее верхняя граница опускается до середины московского яруса. Видимая мощность свиты *Falk* варьирует от 135 м у южной окраины платформы до 58 и 100 м в морских скважинах.

Верхняя часть средне-верхнекаменноугольного комплекса, входящая в группу *Gipsdalen*, выделена в свиту *Orn* и слагает ее нижнюю половину, соответствующую гжельскому ярусу. На Финмаркене свита вскрыта скважинами 7128/6-1, 7128/4-1, 7229/11-1, 7228/9-1, 7029/10-U-01, 7029/10-U-02, 7029/03-U-02, 7030/03-U-01. Возраст определен по комплексам фузулинид, в восточной части платформы он соответствует границе касимовского и гжельского ярусов. Свита сложена мелководно-морскими карбонатными фациями. В стратотипе (скв. 7128/6-1) нижняя часть свиты представлена ритмичным чередованием доломитовых мадстоунов и мшанковых вакстоунов с тонкими прослоями сланцев и многочисленными органогенными палеоаплизиновыми и фузулинидовыми постройками. Верхняя часть свиты состоит из пачек фораминиферовых и водорослевых пакстоунов и грейнстоунов, циклических пачек сланцев и алевритовых вакстоунов. Карбонатные отложения свиты изобилуют теплолюбивой биотой. Органогенные постройки («аномалии типа риф») прослежены по простиранию Кольской моноклинали (рис. 6). Мощность комплекса меняется незначительно, слабо увеличиваясь в сторону бассейна.

В Нордкапском прогибе большая часть отложений башкирского яруса представлена эвапоритовым комплексом – ангидритами с крупными телами галоидов. Выше по разрезу (скважины 7228/9-1 и 7228/7-1) преобладают известняки с прослоями ангидритизированных доломитов [183, 192].

Верхний комплекс *контозерской серии* (от верхов C_1 до C_3) представляет собой толщу переслаивания покровов мелилитовых базальтов, мелилитов и нефелинитов с туфами и включает в себя две пачки доломитов. Доломиты образуют прослой мощностью от 0,4 до 5,7 м. Преобладают кремнистые плотные, массивные или неяснослоистые разновидности розовато- и светло-серого цвета, иногда глинистые. Содержат неправильные угловатые обломки щелочных базальтоидов, если их количество превышает 50 % – порода приобретает характер псефо-псаммитового туфа с доломитовым цементом. Палеонтологической характеристики образования комплекса не имеют, условно возраст принимается каменноугольным. Мощность комплекса 471 м [73, 136].

СРЕДНИЙ КАРБОН–НИЖНЯЯ ПЕРМЬ

Сейсмоподкомплекс $П_1-Ia'$ ($^sC_2-P_1$). Нерасчлененные образования среднего карбона–нижней перми показаны на схеме корреляции в СФО Северо-Западного шельфа и в СФО Финмаркенских поднятий, где выделение отдельных подразделений не обеспечено современными сейсмическими данными. Вещественный состав среднекаменноугольной части подкомплекса в целом предположительно соответствует приведенному выше описанию разрезов скважин норвежского сектора Баренцева моря. Характеристика нижнепермского интервала будет дана ниже, при описании ярусов пермской системы.

КАРБОН–НИЖНЯЯ ПЕРМЬ

Нерасчлененные образования карбона–нижней перми ($C-P_1$) относятся к соленосной формации и распространены в форме соляных диапиров в пределах Варяжской зоны прогибов. На площадь листа протягивается ее юго-западное ответвление – прогиб Тиддли, где соляные диапиры выходят на поверхность дна и показаны на геологической карте. По представлениям норвежских исследователей, соленакопление в Нордкапском прогибе началось в позднем визе и продолжалось до ранней перми [192]. По сейсмическим данным, основной соленосный горизонт относится к среднему–верхнему карбону. В этом интервале выделяются соляные подушки, обрамляющие бортовые зоны прогибов [43]. Вероятно, мощные диапиры сложены массивными солями – галоидами, а подушки – гипсо-ангидритовыми породами краевых фаций эвапоритовых бассейнов [154].

ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА

Пермские отложения широко распространены на Баренцевском шельфе и его островном и материковом обрамлении [10, 18, 20, 21, 30, 108, 183, 211, 246, 247, 250].

На о. Колгуев и платформе Финмаркен пермский разрез представлен карбонатно-терригенными породами обоих отделов. Наиболее регионально выдержанной является ассельско-артинская часть разреза, существенно карбонатного состава. Кунгурская часть разреза неоднородна, ее состав меняется от глинистого к глинисто-кремнистому, кремнистому, реже карбонатному. В связи с литологической изменчивостью кунгурских отложений изменяется и стратиграфическая привязка опорного сейсмического горизонта, приуроченного к кровле карбонатов. В Печорском море этот горизонт привязан к кровле карбонатов ассельско-сакмарского возраста, в норвежском секторе – к кровле кунгура, а местами и к верхнепермским кремнисто-карбонатным породам. В исследуемой части шельфа с кровлей карбонатной части разреза связан отражающий горизонт Ia' , прослеженный в кровле артинских отложений.

Нижний отдел

Сейсмоподкомплекс $I-II-Ia$ ($^sP_{1a-s}$), соответствующий нерасчлененным отложениям ассельского и сакмарского ярусов, выделен в Кольско-Фин-

маркенской СФЗ. Ассельско-сакмарские отложения повсеместно развиты на Баренцевском шельфе и представлены морскими фациями: преобладают мелководно-морские, локально присутствуют литоральные.

В разрезе скважин на Финмаркенской платформе ассельско-сакмарские отложения слагают верхнюю часть группы *Gipsdalen*, входя в состав свиты *Orn*. Они представлены ритмичным чередованием биогенных, главным образом биогермных известняков, доломитов, калькаренитов, эвапоритов. Возраст установлен по комплексам фузулинид. Биогермные известняки (водорослевые, палеоаплизиновые, мшанковые, коралловые) образуют постройки, чаще всего биостромного типа. Установлено их площадное развитие на Финмаркене. Рифы вскрыты скважинами 7128/6-1, 7129/4-1, 7129/10-U-2, 7030/03-U-01 [167, 170]. Мощность отдельных биостромов составляет в среднем 2,2 м. Рифогенные породы и продукты их разрушения достигают 58 % мощности разреза. Вверх по разрезу от верхов карбона к кровле артинских отложений количество рифов постепенно сокращается. В разрезе преобладают мшанково-эхинодермовые вакстоуны и грейнстоуны, морские зернистые известняки, калькарениты, единичные слои доломитов и аргиллитов. Отлагались они в условиях высокоэнергетического открытого шельфа.

На южном борту Нордкапского прогиба вскрыт 160-метровый ассельско-сакмарский разрез, сложенный строматактисовыми известняками с прослоями криноидных и мшанково-тубифитесовых известняков. Биогенная составляющая в них достигает 38 %. В самом прогибе широко проявился галокинез, структуры соляных куполов подтверждены сейсмическими данными [65, 173, 183].

Общая мощность свиты *Orn* увеличивается в северном направлении от 150–200 м в мелких прибрежных скважинах ЖКУ до 215 м в стратотипе, 246 и 358 м на северной окраине платформы, около 800 м на границе с Нордкапским прогибом и до 1000 м в самом прогибе.

На северном склоне Канино-Финмаркенской моноклизы мощность группы *Gipsdalen* достаточно выдержана [183].

Ассельско-сакмарское время – период активного рифообразования. Зона, изобилующая органогенными постройками и комплексом генетически связанных с ними околорифовых фаций, прослеживается на большой территории. Водорослево-палеоаплизиновые барьерные рифы, выявленные на материке, трассируются в Печорское море и на о. Колгуев [112, 115]. Сейсморазведкой на шельфе установлены многочисленные «аномалии типа риф» (рис. 7), одна из ветвей которых прослеживается в западном направлении вдоль Кольской моноклинали [66, 181] и далее через норвежский шельф. Скорее всего, эти крупные барьерные системы развивались в несколько этапов на границе шельфовых платформенных и относительно глубоководных морских зон седиментации. По составу рифообразующих организмов наибольшее распространение имеют водорослевые (филлоидные), палеоаплизиновые и криноидно-мшанковые постройки. Околорифовые фации представлены органогенными и детритовыми, шламовыми известняками, калькаренитами, вторичными доломитами. Внутри рифогенных образований иногда наблюдаются кавернозные карстовые поверхности. Мощность рифогенных образований достигает 160–300 м. Две ветви рифовых построек подчеркивают внутреннюю и внешнюю границы карбонатной платформы, которая предполагается на большей части Баренцевского шельфа.

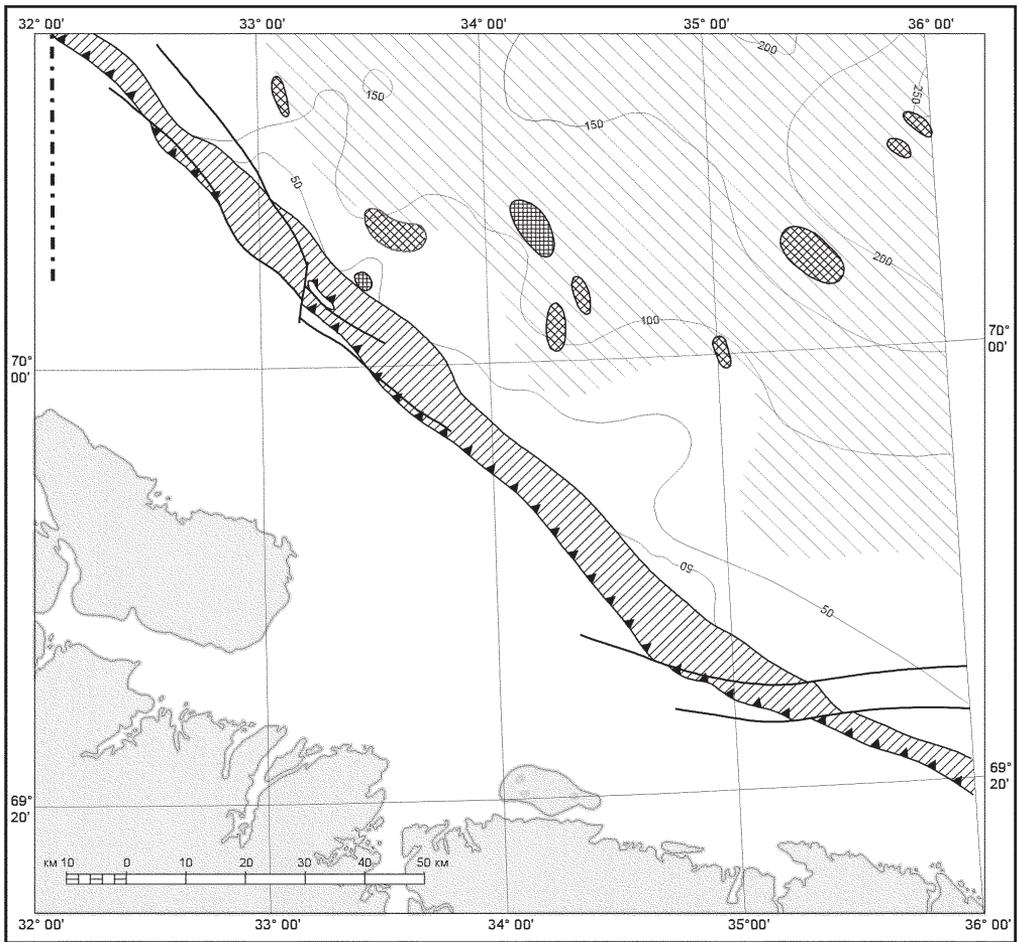


Рис. 7. Схема расположения предполагаемых рифогенных построек раннепермского возраста. Составили Т. А. Кириллова, В. В. Шлыкова.

1–2 – рифогенные постройки: 1 – в артинских отложениях, 2 – в ассельско-сакмарских отложениях; 3 – изопахиты нижнепермских отложений, м; 4 – видимая мощность нижнепермских отложений; 5 – линия выклинивания нижнепермских отложений; 6 – разломы; 7 – область прослеживания раннепермских клиноформных толщ.

Сейсмоподкомплекс $Ia-Ia'$ ($^sP_{1ar}$) в объеме артинского яруса выделен в Кольско-Финмаркенской СФЗ. На платформе Финмаркен артинские отложения (включая верхи сакмарского яруса) выделены в группу *Bjarmeland*. В восточной части платформы они вскрыты скважинами 7229/11-1 (стратотип), 7128/6-1, 7128/4-1 и 7228/9-1. На большей части шельфа они расчленены на две свиты — *Polarrev* и *Isbjorn*, и лишь на границе с Нордкапским прогибом свита *Polarrev* фациально замещается синхронной свитой *Ulv* (скв. 7228/9-1). Свита *Polarrev*, мощностью 236 м, в стратотипическом разрезе представлена многочисленными и разнообразными органогенными постройками, сложенными мшанковыми и мшанково-губифитесовыми вакстоунами. Известняки от массивных до грубослоистых светло-серые, иногда розовато-серые и коричневатого-серые. В низах присутствуют тонкие прослои алевроитовых известняков.

Свита *Ulv* (80 м), развитая на границе платформы с засоленным бассейном (скв. 7228/9-1), сложена мшанково-криноидными вакстоунами, реже пакстоунами, содержащими спикулы кремневых губок, фузулиниды и брахиоподы. Известняки тонкослоистые, часто содержат примесь алевроитового материала и кремнистые включения.

Свита *Isbjorn* (75–90 м) залегает на подстилающих отложениях согласно, в стратотипе — на свите *Polarrev*. Она сложена белыми и светло-серыми биокластическими известняками (преобладают грейнстоуны и пакстоуны) с криноидеями и мшанками, с тонкими прослоями темно-серых алевроитистых вакстоунов, с кремнистыми включениями. Отложения формировались в условиях внутреннего шельфа. Возраст отложений группы *Bjarmeland* по комплексам брахиопод определяется средним сакмаром–артинским ярусом [169, 170]. Мощность остается относительно постоянной на склоне Кольской моноклинали.

Нижний–верхний отделы

Сейсмокомплекс $Ia'-I(A)$ ($^sP_{1k}-P_2$). Комплекс, объединяющий кунгурский ярус нижней перми и верхнюю пермь, показан на карте и разрезе в Кольско-Финмаркенской СФЗ. Он прослеживается вдоль Кольской моноклинали, погружаясь в сторону бассейна. По сейсмическим данным, в нижней части комплекса выделены многочисленные линзовидные тела, расположенные над ОГ $I'a$ (рис. 8).

В восточной части Норвежского шельфа отложения комплекса объединены в группу *Tempelfjorden*. Они вскрыты почти всеми мелкими и глубокими скважинами, стратотип описан в скв. 7128/6-1. Группа расчленена на две свиты: *Roye* и *Orret*.

Нижняя — свита *Roye*, мощностью 122 м в стратотипической скважине, сокращается до 19 м в прибрежной зоне (скв. 7128/12-U-01). Она сложена преимущественно кремнистыми осадками: темно-серыми до черных спикулитами, фтанитами с пиритовыми конкрециями и повышенным содержанием $S_{орг}$, лидитами, окремненными биокластитами, карбонатными мадстоунами, кремнистыми мергелями и алевролитами с глауконитовыми ооидами, кремнистыми аргиллитами, присутствуют мшанковые известняки. Из остатков фауны в толще найдены брахиоподы, мшанки, остракоды, спикулы губок. Комплексы палиноформ надежно датируют свиту верхами кунгурского яруса–средней частью казанского яруса.

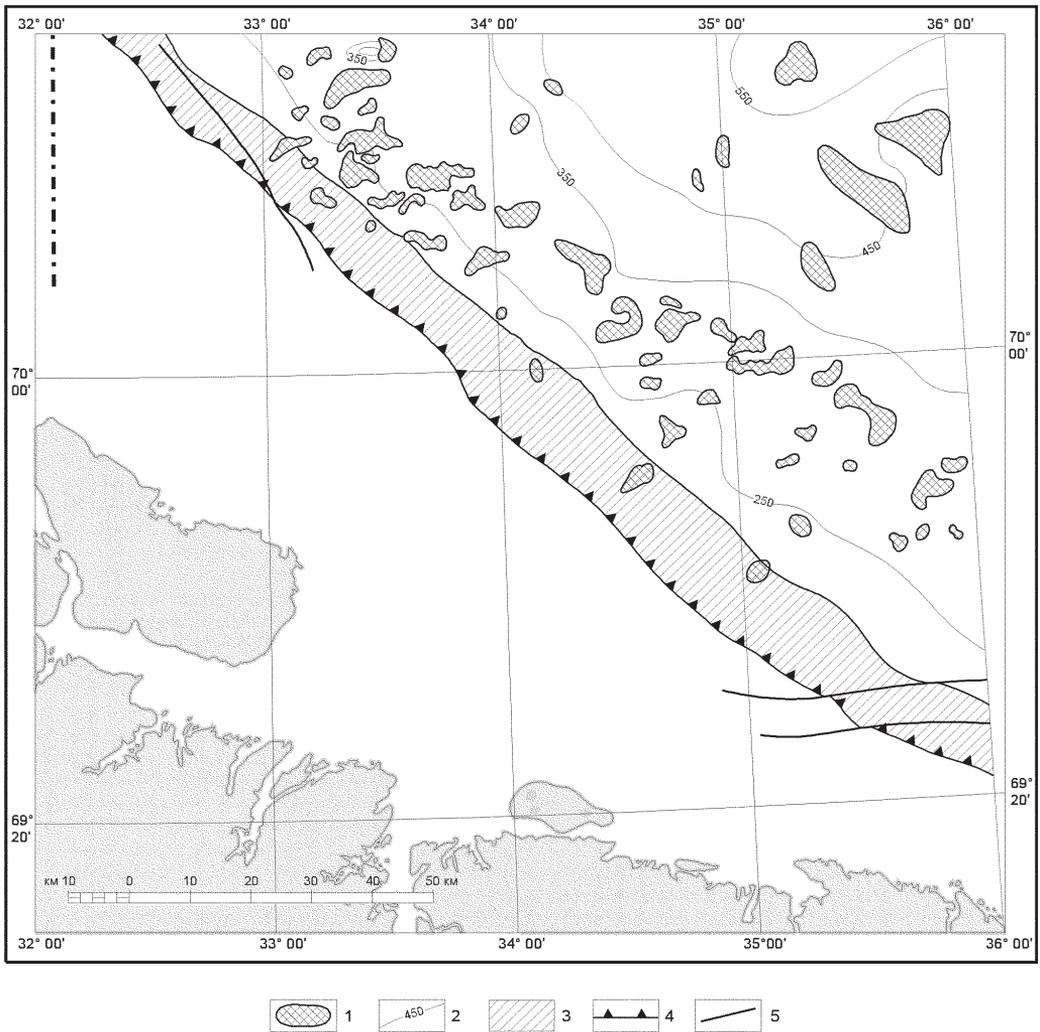


Рис. 8. Схема расположения предполагаемых линзовидных тел в кунгурско-верхнепермской толще. Составили Т. А. Кириллова, В. В. Шлыкова.

1 – линзовидные тела; 2 – изопахиты кунгурско-верхнепермских и верхнепермско?-нижнетриасовых отложений, м; 3 – видимая мощность кунгурско-верхнепермских и верхнепермско?-нижнетриасовых отложений; 4 – линия выклинивания кунгурско-верхнепермских отложений; 5 – разломы.

Верхняя свита *Orret* вскрыта (только верхние горизонты) в северной части платформы Финмаркен в скважинах 7229/11-1 и 7228/9-1 мощностью 22 и 82 м соответственно [169]. Она сложена кремнекластитами с прослоями песчаников, алевролитов, аргиллитов и тонкими редкими слойками известняков. Свита датируется казанским–татарским (?) ярусами.

В пределах СФО Северо-Западного шельфа и СФО Финмаркенских поднятий предполагается более полный стратиграфический объем сейсмокомплекса: до татарского яруса верхней перми, большая мощность и, возможно, несколько иной литологический состав отложений, приближенный к восточным районам.

В скважинах о. Колгуев выделены все ярусы, входящие в состав комплекса. В разрезе кунгурского яруса преобладают темно-серые и серые аргиллиты и глинистые алевролиты, часто кремнистые с прослоями мергелей, реже известняков (*кармановская свита*). В верхах разреза появляются прослой кварцевых алевролитов и песчаников. Мощность 110–200 м.

Отложения уфимского яруса представляют собой отчетливый трансгрессивно-регрессивный цикл второго порядка, начинающийся с пачки аргиллитов, мергелей и известняков или глауконитовых песчаников полимиктового состава, выше переходящих в аргиллиты и глинистые алевролиты (*качгортская свита*) и заканчивающийся на юге паралической пачкой песчаников с углями (*екушанская свита*) и пачкой прибрежно-морских или дельтовых песчаников на востоке. Мощность уфимского яруса 220–290 м.

Отложения казанского яруса также представляют собою трансгрессивно-регрессивный цикл второго порядка. Разрез сложен чередованием сероцветных аргиллитов и алевролитов и зеленовато-серых и серых песчаников (*нижнетельвисская подсвита*). Вверх по разрезу количество и мощность песчаных пластов растет. Отмечается мелкая цикличность. Мощность 80–220 м, увеличивается в восточном направлении.

Татарская часть разреза представляет собой третий цикл второго порядка в составе крупного верхнепермского цикла. По объему отвечает *верхнетельвисской подсвите*. Внутри выделено два цикла третьего порядка, отвечающих двум подъярусам. Нижний контакт согласный. Верхи часто размыты в раннетриасовое время. Разрез в нижней части сложен глинистыми породами с редкими прослоями мергелей и глинистых известняков. К верхам растет число прослоев алевролитов и песчаников. Верх цикла сложен пачкой песчаных пород с линзами и прослоями детритовых известняков, а также углистых пород и линз угля. В целом состав глинистых и алевро-песчаных пород аналогичен казанским. В остальных скважинах, видимо, наблюдается небольшой перерыв на границе с триасом. Это подтверждается резкой сменой литологического состава (цветом пород, различием в составе тяжелых акцессорных минералов, присутствием в базальных слоях триаса рассеянных галек и линз конгломератов). Мощность 110–240 м.

ВЕРХНЯЯ ПЕРМЬ(?)–НИЖНИЙ ТРИАС

Сейсмоподкомплекс I_2 –I(A) ($^sP_2?$ – T_1). К этому подразделению неопределенного возраста отнесена клиноформная толща, уверенно прослеженная по сейсмическим материалам на склоне Канино-Финмаркенской моноклизы как в российской части шельфа, так и на западе, в норвежском секторе

Баренцева моря. В разрезе она занимает положение между характерным комплексом линзовидных тел кунгурско-верхнепермского (казанского?) подкомплекса и параллельнослоистой толщей триасового сейсмокомплекса.

На Финмаркенском шельфе толщу, которая состоит из серии клиноформ, несогласно перекрывающих кунгурско-верхнепермскую (казанско-татарскую?) часть разреза, вскрытую многочисленными скважинами, относят к индским отложениям [169]. Аналогичные клиноформы отмечаются на рассматриваемой площади и простираются к востоку. В российской части шельфа, на Кольской моноклинали, они относились к верхнепермскому интервалу [223]. По мере продвижения к востоку отмечается укрупнение клиноформ и уменьшение их количества.

По описанию Т. А. Кирилловой [223], первые клиноформы характеризуются локальным распространением и ограничены со стороны привноса осадочного материала склоном предыдущей клиноформы, т. е. формирование их происходило при очень низком уровне моря. По мере продвижения на север сигмовидная форма сглаживается, кромки палеошельфов начинают иметь хорошо выраженную террасу, следовательно, клиноформы формировались при уровне моря, значительно превышавшем уровень предыдущего цикла. В связи с этим, тело более молодой клиноформы распространяется и на шельф предыдущей.

Внешняя форма верхней границы клиноформ позволяет предполагать в разрезе линзы песчаников. Песчаники связаны, как правило, с сейсмотолщами, имеющими пологую ундаформную часть, хорошо выраженную кромку и пологое прилегание к подстилающим отражающим горизонтам. Хорошим индикатором наличия песчаников у подножия склона является развитие холмовидных сейсмофаций и последовательное кулисообразное расщепление отражений. Учитывая перечисленные признаки, можно предположить присутствие в разрезе, литологических ловушек, сформированных линзами песчаников.

Мощность отложений клиноформного подкомплекса меняется от 300–500 до 1500 м. К кровле клиноформной толщи, как и на норвежском шельфе, приурочен сильный рефлектор. В данном случае это отражающий горизонт I (А).

МЕЗОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

Мезозойские отложения распространены на большей части рассматриваемой площади, слагая верхнюю часть осадочного чехла, погружающегося в северо-восточном направлении. К побережью Кольского полуострова мезозойские толщи постепенно, начиная с наиболее молодых, выходят на поверхность дна под покров четвертичных образований. В составе мезозойского разреза осадочного чехла представлены отложения от нижнетриасовых (индских) до нижнемеловых, альбских включительно. Мезозойский разрез характеризуется преимущественно неравномерным чередованием песчаников, алевролитов и глин (аргиллитов). Выделяются также толщи преимущественно глинистые и преимущественно песчаные.

О вещественном составе стратиграфических подразделений, слагающих мезозойский разрез, можно судить по материалам скважин, пробуренных за пределами данной площади: в 420 км к западу от западной границы площади (по 71° с. ш.) у норвежского побережья в бассейне Хаммерфест, скважины

7120/12-1, 7120/5-1 и др. [195]; в 120 км от западной границы площади (по 71° с. ш.) на продолжении Кольской моноклинали у побережья Норвегии — мелкие картировочные скважины 7128/12-U-01, 7129/10-U-01 [169]; в 35 км к востоку, у северо-восточного угла площади, скважины Северо-Кильдинские — 80, 81, 82 [202, 207, 226, 241].

В бассейне Хаммерфест и на Северо-Кильдинской структуре поисковыми скважинами был вскрыт полный разрез мезозойских отложений, тогда как мелкими скважинами (7128/12-U-01, 7129/10-U-01) была изучена только самая нижняя индская часть триасовых отложений. Если в бассейне Хаммерфест керном в разной степени опробованы практически все стратиграфические подразделения мезозойского разреза, то на Северо-Кильдинской структуре — лишь триасовая толща, а по всему разрезу были отобраны только шламовые пробы.

ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА

Триасовые отложения слагают большую часть мезозойского разреза. В их составе неравномерно чередуются песчаники, алевролиты и глинистые породы. Состав отложений изменяется по площади, что затрудняет прослеживание сейсмических отражающих горизонтов, особенно на значительные расстояния. В разрезе представлены как мелководно-морские и прибрежно-морские образования — это в основном сероцветные породы, так и континентальные отложения — красноцветные и пестроцветные. Такое сочетание обусловлено проникновением на площадь мелководно-морских обстановок с запада, из бассейна Хаммерфест, и установлением континентальных условий осадконакопления, максимально распространенных к востоку от данной площади. Характеристика отложений в основном прогнозируется по результатам бурения на Северо-Кильдинской структуре как наиболее близко расположенной к рассматриваемой площади. Триасовые отложения заключены между сейсмическими горизонтами I (А) (P_2/T) и Б (T_3/J) [254]. По данным морского бурения, отложения залегают с размывом на верхнепермских отложениях и с размывом перекрываются нижнеюрской толщей [169, 207]. В триасовой толще на разных стратиграфических уровнях выделяется несколько сейсмических отражающих горизонтов: A_1 , A_2 , A_3 , по-видимому, приуроченных к уровням изменения вещественного состава отложений, вызванного изменением условий осадконакопления, или направленности этого процесса (смена регрессивной направленности трансгрессивной, или наоборот).

Нижний отдел

Сеймоподкомплекс I(A)— A_1 (sT_i). Индские отложения представляют собой толщу неравномерно переслаивающихся песчаников, алевролитов и аргиллитов. Преобладают тонкообломочные породы, обычно образующие пакеты тонкого переслаивания. Песчаники слагают редкие пласты, мощность которых может достигать 10 м, иногда более. Индская толща включает мелководно-морские и прибрежно-морские сероцветные песчаники и алевролиты (серые, серо-зеленые, зеленовато-серые) и аргиллиты (темно-серые, зеленовато-серые), континентальные образования, представленные красноцветны-

ми аргиллитами (красновато- и шоколадно-коричневыми, часто с фиолетовым оттенком, вишнево-коричневыми, белесыми).

Пачки песчаников и алевролитов залегают на аргиллитах нередко с размывом. Количество континентальных отложений в разрезе толщи увеличивается в северо-восточном направлении. Возраст отложений определяется по присутствию в них индских спорово-пыльцевых комплексов, а также по находкам индских конхострак [195, 225]. На Северо-Кильдинской структуре (скв. Северо-Кильдинская-82) в индских породах присутствуют переотложенные раковины верхнепермских моллюсков.

Нижний—средний отделы

Сейсмоподкомплекс A_1-A_2 (${}^sT_{1o}-T_{2a}$) объединяет оленекский и анизийский ярусы.

Оленекские отложения подразделяются на нижне- и верхнеоленекскую толщи. Нижнеоленекская толща характеризуется неравномерным чередованием песчаников, алевролитов и аргиллитов. Тонкообломочные породы преобладают в нижней и верхней частях толщи. Возраст отложений определяется по спорово-пыльцевым комплексам. Мощность отложений меняется от 200 м у побережья Кольского полуострова до 1000 м на северо-востоке.

Верхнеоленекская толща сложена в основном аргиллитами с редкими прослоями алевролитов и песчаников. В северной части площади для состава толщи характерны шоколадно- и буровато-коричневые аргиллиты. В меньшем количестве представлены их зеленовато-серые и темно-серые разновидности (скв. Северо-Кильдинская-82). Песчаники и алевролиты обычно зеленовато-серые, редко шоколадно-коричневые. Возраст отложений определялся по присутствию верхнеоленекских палинокомплексов. Мощность отложений мало меняется на всей площади и составляет около 300–500 м.

К кровле оленекских отложений приурочен сейсмический отражающий горизонт A_2 . Сильный сейсмический рефлектор отмечается на этом уровне и на норвежском шельфе Баренцева моря [169].

Анизийские отложения представлены преимущественно глинистыми породами с редкими прослоями песчаников и алевролитов. В средней части толщи выделяются единичные (до 30 м) пласты песчаников и гравелитов (скв. Северо-Кильдинская-82). В составе толщи присутствуют блеклые пестроокрашенные, а также темно-серые и серо-зеленые аргиллиты. Алевролиты серые и темно-серые. Песчаники мелко- и среднезернистые серые, белесоватые. Из отложений был выделен анизийский палинокомплекс. По-видимому, в юго-западной части площади следует ожидать относительное увеличение количества сероцветных пород и доли грубообломочных разностей, по аналогии с одновозрастной толщей на южном борту бассейна Хаммерфест [195]. Мощность отложений около 300 м.

Средний—верхний отделы

Сейсмоподкомплекс A_2-A_3 (${}^sT_{2l}-T_{3k_1}$). Ладинско-нижнекарнийский подкомплекс выделен в Кольско-Финмаркенской СФЗ, на площади, охарак-

теризованной детальными сейсмическими и сейсмоакустическими исследованиями.

Ладинские отложения в северной части площади представлены, по аналогии с разрезом скв. Северо-Кильдинская-82, преимущественно пестроокрашенными аргиллитами с редкими прослоями песчаников в нижней части разреза. Наряду с пестроокрашенными (пятна горчичного, коричневого, зеленоватого цвета) комковатыми аргиллитами в разрезе присутствуют сероцветные (темно-серые) аргиллиты, по-видимому, отражающие кратковременное существование здесь прибрежно-морских обстановок осадконакопления. Предполагается, что относительное увеличение таких пород можно ожидать в юго-западном направлении. Возраст отложений определяется по присутствию ладинского палинокомплекса. Мощность отложений от 200 до 300 м.

Характерным компонентом карнийской части толщи являются линзы и маломощные прослой углей.

Сейсмоподкомплекс A_2-B ($^sT_2l-T_3$) выделен в северо-западных районах (СФО IV, XI). Литолого-фациальный состав нерасчлененных ладинско-верхнетриасовых отложений в целом мало отличается от описанного выше.

Сейсмоподкомплекс A_3-B ($^sT_3k_2-n$). Верхнекарнийско-норийские отложения слагают толщу неравномерно чередующихся песчаников, алевролитов и аргиллитов. Песчаники мелко- и среднезернистые серые и светло-серые. В песчаниках часто присутствуют обломки и окатыши подстилающих аргиллитов. Алевролиты серые и темно-серые, коричневатые. Аргиллиты темно-серые, коричневатые. Встречаются углистые разности. Из отложений были выделены карнийский и норийский палинокомплексы. Не исключено, что на рассматриваемой площади (учитывая воздымание слоев к побережью Кольского полуострова) норийские отложения могут отсутствовать, либо они распространены на ограниченной площади в северо-восточном углу, при мощности несколько десятков метров. Мощность верхнекарнийско-норийских отложений до 200 м.

ЮРСКАЯ СИСТЕМА

Разрез юрских отложений практически повсеместно на шельфе Баренцева моря по своему составу разделяется на две части: нижнюю (нижне-среднеюрскую), сложенную преимущественно песчаниками, и верхнюю (батско-верхнеюрскую), преимущественно глинистую.

Нижняя толща формировалась в континентальных условиях, которые периодически нарушались кратковременными морскими трансгрессиями, что нашло отражение в циклическом строении толщи. Верхняя толща сложена морскими образованиями, сформировавшимися в условиях морской трансгрессии, максимум которой приходится на титонское время.

Нижний—средний отделы

Сейсмоподкомплекс $B-B_2$ ($^sJ_1-J_2b$) объединяет нижнеюрские и среднеюрские (аален-байосские) отложения.

Нижнеюрские отложения представлены песчаниковой толщей, в нижней части которой присутствуют маломощные прослои аргиллитов и алевролитов (скв. Северо-Кильдинская-82). Встречаются линзы конгломератов. Наличие прослоев тонкообломочных пород придает толще грубоциклическое строение. На Северо-Кильдинском поднятии в нижнеюрских отложениях удалось обнаружить редкие фораминиферы, позволившие условно определить возраст вмещающих пород как плинсбах-тоарский [209, 225, 240]. Возможно, отсутствие или предполагаемое отсутствие на поднятии самых нижних (геттанг-синемюрских) слоев нижнеюрских отложений обусловлено либо недостаточностью палеонтологического обоснования, либо существованием этого поднятия в геттанг-синемюрское время, что и могло привести к выпадению из разреза этих отложений. Вместе с тем не исключено, что за пределами Северо-Кильдинского поднятия, в том числе и на рассматриваемой площади, можно ожидать полный разрез нижнеюрской толщи, как это отмечалось [195] на южном борту бассейна Хаммерфест (формация *Nordmella* + нижняя часть формации *Sto*).

Нижнеюрская толща на рассматриваемой площади залегает с размывом на триасовых отложениях, и ее мощность меняется от 0 до 250 м. По мере приближения к побережью можно ожидать постепенное уменьшение мощности толщи нижнеюрских отложений, а возможно, и последовательное выклинивание ее нижних горизонтов.

Среднеюрские отложения разделяются на две толщи: нижнюю (аален-байосскую), преимущественно песчаниковую, и верхнюю (батско-келловейскую), преимущественно глинистую.

Аален-байосская толща представляет собой неравномерное чередование пачек песчаников, аргиллитов и алевролитов мощностью от 10 до 80 м, образующих циклически построенный комплекс. Причем, мощность пачек глин не превышает 10–20 м, а песчаников обычно более 40–50 м. Мощность циклов от 40 до 130 м. Циклическое строение и присутствие фораминифер позволяют условно разделить среднеюрские отложения на ааленскую и байосскую толщи, каждая из которых начинается пакетом тонкообломочных пород или прослоем глин. Песчаники в разной степени сортированы, часто (особенно в нижней толще) содержат гальки, гравий, иногда линзы конгломератов, обломки и окатыши аргиллитов. В нижней части толщи присутствуют редкие линзочки угля. Отмечаются седиментационные брекчии. В отложениях определены байосские и средне-верхнебатские фораминиферы, что позволяет с некоторой долей условности выделить ааленскую и байосскую толщи (скв. Северо-Кильдинская-82). Мощность толщ 55 и 45 м соответственно.

СРЕДНЯЯ ЮРА–НИЖНИЙ МЕЛ

Сейсмоподкомплекс V_2-V' (${}^sJ_2bt-K_1b_1$) включает отложения батского–келловейского ярусов средней юры, верхнюю юру и, возможно, низы берриасского яруса нижнего мела.

Отличие батской толщи, мощность которой в скв. Северо-Кильдинская-82 составляет 92 м, от ааленской и байосской определяется тем, что ее верхняя, средне-верхнебатская часть представляет собой пакет (21–28 м), сложенный алевролитами и аргиллитами с прослоями песчаников, определяющими начало крупной морской трансгрессии. Келловейские отложения представлены глинистой толщей с маломощными прослоями алевролитов. В породах присутствуют кел-

ловейские фораминиферы. Мощность отложений достигает 100 м. Положение сейсмического отражающего горизонта B_2 [254] может быть приурочено к подошве средне-верхнебатской пачки, определяющей начало морской трансгрессии, отражая резкую литологическую границу, разделяющую преимущественно песчаниковую и глинистую (среднебатскую—келловейскую) толщи.

Верхнеюрские отложения характеризуются наименьшей мощностью в составе мезозойского разреза и сложены преимущественно глинами. Толща залегает с размывом на келловейских породах. В ее основании выделяется мало-мощная пачка алевролитов (6 м) предположительно оксфордского возраста. Предполагается, что, как и на большей части Баренцева моря, в разрезе оксфордской части присутствует несогласие, в виде выпадения среднеоксфордских слоев.

Выше располагается пачка глин кимериджского возраста мощностью около 20 м (скв. СК-82). Завершает толщу пачка среднетитонских и, возможно, нижнеберриасских глин (около 20 м), которая с размывом залегает на кимериджских глинах. Характерной особенностью этой пачки является присутствие в ее составе «черных глин», выделяющихся высоким (более 5 %) содержанием органического вещества сапропелевой и гумусовой природы. По-видимому, по направлению к побережью Кольского полуострова «черные глины» замещаются темно-серыми разностями с низким содержанием органического вещества. Мощность верхнеюрско-нижнеберриасской толщи составляет до 50 м.

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

Меловые отложения на Кольском шельфе представлены только нижне-меловыми терригенными образованиями.

Нижний отдел

Нижнемеловые отложения слагают толщу регрессивно-трансгрессивной направленности. В ее нижней части преобладают глины, которые постепенно сменяются более грубой по строению песчано-алеврито-глинистой толщей, отвечающей усилению регрессии морского бассейна (максимум регрессии приходится на средний апт). Затем новая морская трансгрессия (позднеаптско-альбская) сопровождается увеличением доли морских глин в разрезе.

Сейсмоподкомплекс $V'-Gn$ ($^sK_{1v-br}$). Валанжин-барремская толща сложена глинами серыми в разной степени алевритистыми. В верхней барремской части толщи появляются прослои алевролитов и песчаников. На Северо-Кильдинской структуре [202] в составе нижнемеловой толщи отсутствуют берриас-нижневаланжинские слои. Поэтому на рассматриваемой территории принят такой объем подкомплекса. Возраст отложений определяется по находкам верхневаланжин-готеривских, готеривских и барремских комплексов фораминифер. Мощность отложений 100–150 м.

Сейсмоподкомплекс $Gn-G_1$ ($^sK_{1a_{1-2}}$). Нижне-среднеаптская толща сложена переслаивающимися песчаниками, алевролитами и глинами. Мощность слоев 5–18 м (скв. Северо-Кильдинская-82). Песчаники и алевролиты преобладают. Основание толщи отнесено к подошве пласта песчаников. Верхняя граница отнесена к подошве мощной пачки глин, содержащих позднеапт-

ский—раннеальбский комплекс фораминифер. Мощность ниже-среднеаптской толщи от 0 до 150—200 м.

Сейсмоподкомплекс $\Gamma_1-\Gamma_1'$ ($^sK_{1a_3}-a_1$). Верхнеаптско-нижнеальбская толща завершает мезозойский разрез на большей части рассматриваемой площади. В составе толщи представлены глины, алевролиты и песчаники. Преобладают глины, слагающие нижнюю часть толщи, а выше участвующие в переслаивании с песчаниками и алевролитами в слоях мощностью до 10 м. Эта толща, по-видимому, отражает новую позднеаптскую морскую трансгрессию. Возраст отложений определяет верхнеаптский—нижнеальбский комплекс фораминифер. Мощность отложений 0—200 м.

Сейсмоподкомплекс $\Gamma_1'-D$ ($^sK_{1a_{2-3}}$). Распространение средне-верхнеальбской толщи предполагается только в прогибе Тиддли, в Нордкапской СФЗ. Представлена толща песчаниками, алевролитами и глинами с пиритом и кальцитовыми конкрециями, присутствует углефицированный растительный детрит. Мощность до 50 м.

КАЙНОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

ВЕРХНИЙ ПЛИОЦЕН—ЭОПЛЕЙСТОЦЕН

Аллювиальные и морские отложения (а, $mN_2?$ —Е). Закартированы только на акваториальной площади листа и лишь по материалам сейсмоакустического профилирования. К этому стратиграфическому уровню отнесены отложения нижнего (четвертого) сеймостратиграфического комплекса (ССК-IV) из выделенных в разрезе неоген?—четвертичных отложений, заполняющие эрозионные палеоврезы наиболее древней в регионе генерации. Ширина врезов составляет обычно 4—6 км, глубина относительно дна моря достигает 115 м.

Сейсмокомплекс $D-D_2$ образует формы заполнения палеоврезов. Его подошва совпадает с поверхностью регионального, стратиграфического и углового, несогласия (отражающий горизонт D), положение кровли контролируется бровками палеоврезов (отражающий горизонт D_2). В целом в составе сейсмокомплекса выделяются три сеймопачки с характерной для каждой из них волновой картиной.

Для нижней сеймопачки свойственна «кrapчатая» сейсмозапись, иногда с короткими крутонаклонными осями синфазности. Подобная волновая картина характеризует высокоэнергетические обстановки осадконакопления. Учитывая расположение сеймопачки в нижней части палеоврезов, можно предположить, что сложена она аллювиальными отложениями. Ее наблюдаемая мощность не превышает 15 м. В средней части сейсмокомплекса залегает акустически «прозрачная» сеймопачка мощностью до 60 м. Отсутствие внутренних отражений обычно характеризует однородный, без значительных вариаций акустических свойств, состав слагающих пачку отложений. Верхняя сеймопачка имеет ритмичнослоистую структуру сейсмозаписи с протяженными осями синфазности, непрерывно прослеживающимися от одного борта палеовреза к другому. Такой характер волновой картины типичен для чередующихся в разрезе прослоев отложений с различными плотностными свойствами, формирующихся в условиях гидродинамически непостоянной морской среды.

Мощность сейсмопачки достигает 50 м. Следует отметить, что во многих случаях та или иная сейсмопачка, сокращаясь в мощности до 5 м, может выпасть из видимого на сейсмоакустических материалах разреза.

Ближайшим районом со стратиграфически охарактеризованными верхнеплиоцен-эоплейстоценовыми отложениями является Печорская низменность с прилегающим шельфом. Предложенная генетическая интерпретация сейсмокомплекса в основных чертах подтверждается при сопоставлении его с коррелятивными, по мнению В. С. Зархидзе (1989), отложениями падимейской серии (верхний плиоцен). В границах Печорской структурно-фациальной зоны в падимейской серии выделяются три свиты. Нижняя, каменная, сложена аллювием: песками с гравием, галькой. Ее мощность достигает 180 м. Залегающая стратиграфически выше юрьягинская свита морского генезиса представлена переслаиванием алевроитов, супесей и глин. Отмечаются включения растительных остатков, конкреции пирита и лимонита. Мощность достигает 40 м. Для выделенного комплекса фораминифер характерны *Retrophidium subclavatum* (Gud.), *R. obesum* (Gud.), *R. atlanticum* (Gud.). Венчает разрез серии седьягинская свита мощностью до 35 м. Она представлена алевроитами с прослоями песков, глинами с вкраплениями вивианита. В стратотипе отмечен комплекс моллюсков с *Propeamussium groenlandicum* (Sow.), *Nucula tenuis* (Mont.), *Nuculana* sp. и др.

На западе о. Колгуев аллювиальные и морские отложения слагают косореченскую свиту. Разрез представлен песками, суглинками и алевроитами, отмечаются линзы и прослои гравийно-галечных отложений. Мощность составляет 35 м. В разрезе вблизи устья р. Косая был определен комплекс моллюсков с *Macoma calcarea* (Gmel.), *M. baltica* L., *Serripes groenlandicum* (Chen.) и др. Аллювиальные отложения выполняют врезы в подстилающей саучихинской свите.

Эоплейстоцен в границах Печорской низменности и прилегающего к ней шельфа представлен в основном отложениями морского генетического ряда. Выделенная М. Н. Григорьевым (1988) на западном берегу о. Колгуев китовая толща с резким контактом перекрывает верхнеплиоценовые отложения с падимейским комплексом микро- и макрофауны и сложена монолитными суглинками с редкими включениями гравия, гальки и валунов, пропластками тонкозернистых песков. Обнаруженные моллюски представлены *Yoldiella lenticula* (Moll.), *Nuculana pernula* (Mill.), *Natica clausa* (Brod. et Sow.) и др. Видимая мощность толщи не превышает 20 м.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Четвертичная система представлена всеми звеньями неоплейстоцена и голоценом. За основу при стратиграфическом расчленении четвертичных образований приняты: 1) Региональная унифицированная схема четвертичных отложений севера и северо-запада Восточно-Европейской платформы, утвержденная МСК в 1984 г.; 2) Сводная легенда четвертичных образований Кольской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (новая серия) [242]; 3) Легенда Баренцевоморской серии масштаба 1 : 1 000 000, 2004 г.

При составлении карты Кольского полуострова за основу была взята карта четвертичных образований листа R-(35)–37 – Мурманск, 2000 г. Она допол-

нена и уточнена по результатам геологического доизучения масштаба 1 : 200 000 [197, 243, 252].

При расчленении и характеристике четвертичных отложений Баренцево-морского шельфа основой послужили данные непрерывного сейсмоакустического профилирования (НСП) и донного опробования, полученные МАГЭ при проведении ГСШ масштаба 1 : 1 000 000 и комплексных геолого-геофизических работ в границах Кольско-Канинской моноклинали масштаба 1 : 200 000. Кроме того, привлекались данные инженерно-геологического бурения ОАО «АМИГЭ».

К четвертичным отложениям на акваториальной части рассматриваемой территории отнесены образования I, II и III сейсмостратиграфических комплексов (ССК), разделенные между собой и отделенные от подстилающих пород поверхностями несогласий. Более дробное расчленение сейсмокомплексов на сейсмпачки (ССП) выполнялось с использованием результатов сейсмофациального анализа. Определение их стратиграфического положения и вещественная характеристика выполнены по имеющимся на шельфе инженерно-геологическим скважинам, грунтовым станциям и путем корреляции с изученными разрезами четвертичных отложений на прилегающей суше. Мощность четвертичных отложений в среднем составляет 25–50 м, достигая в компенсированных седиментациях палеоврезах 100 м (рис. 9).

В результате проведенных сейсмостратиграфического и сейсмофациального анализов в сводном разрезе четвертичных отложений на акватории по материалам сейсмоакустического профилирования выделены (снизу вверх):

1. ССК-III – нижне-среднеоплейстоценовый:

А) ССП-III-2 – нижне-среднеоплейстоценовая, выполняющая палеоврезы (amI–II);

Б) ССП-III-1 – нижне-среднеоплейстоценовая с «хаотической» и «крапчатой» сейсмозаписью (gm, mI–II).

2. ССК-II – верхнеоплейстоценовый:

А) ССП-II-4 – верхнеоплейстоценовая со слоистой или «крапчатой» сейсмозаписью, слагающая плащеобразные тела и тела заполнения (mIII);

Б) ССП-II-3 – верхнеоплейстоценовая (верхневалдайская) с «хаотической» сейсмозаписью, слагающая выраженные в рельефе моренные тела (gIIIos);

В) ССП-II-2 – верхнеоплейстоценовая (осташковская) с сеймопрозрачной, иногда неяснослоистой записью, слагающая караваеобразные тела и тела заполнения (gmIIIos);

Г) ССП-II-1 – верхнеоплейстоценовая с регулярнослоистой сейсмозаписью (mIIIos–H).

3. ССК-I – голоценовый:

А) ССП-I-2 – голоценовая с ритмичнослоистой, «прозрачной» сейсмозаписью во фьордах (am_сH);

Б) ССП-I-1 – голоценовая с косослоистой сейсмозаписью (mfH).

Четвертичные отложения Кольского полуострова характеризуются малой мощностью и прерывистостью покрова. Лишь в крупных депрессиях и зонах краевых ледниковых образований их мощность возрастает до 40–50 м, редко – до 100–170 м. Характер и условия формирования отложений на полуострове обусловили пестроту и частую смену фаций как по простиранию, так и в разрезе.

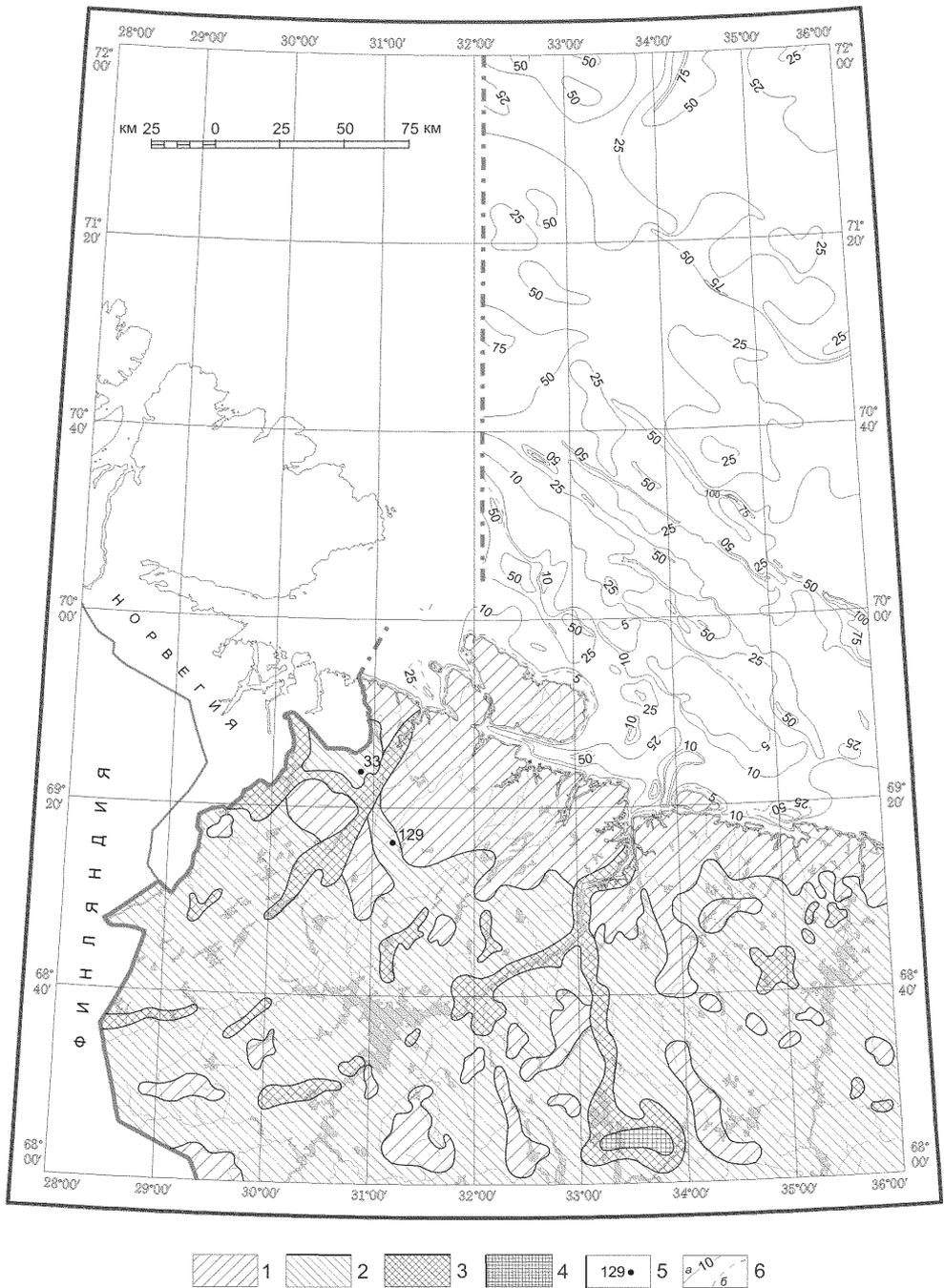


Рис. 9. Схема мощностей плиоцен-четвертичных образований. Составил Д. А. Костин.

1–4 – мощность четвертичных образований на суше: 1 – менее 3 м, 2 – 3–10 м, 3 – 1–40 м, 4 – более 40 м; 5 – мощность четвертичных образований, м; 6 – изопакеты плиоцен-четвертичных образований на шельфе, м: а – достоверные, б – предполагаемые.

Среднее звено

Среднерусский надгоризонт. Московский горизонт. Морена (gIms). Ледниковые отложения отмечены в карьере на западной окраине г. Заполярный [56], в бассейне р. Лотта [105], в долине р. Воронья. Залегают на коренном ложе, перекрыты осадками микулинского горизонта либо мореной подпорожного горизонта. Морена представлена валунными супесями, суглинками серыми, коричневыми, мощностью от 2–3 до 25,5 м. В разрезе у г. Заполярный крупно-обломочный материал не превышает 10–20 %. По петрографическому составу преобладают метаэффузивы и метаосадки, распространённые в районе р. Печенга (78 %); биотитовые гнейсы и гранито-гнейсы составляют 20 %, амфиболовые гнейсы и амфиболиты – 2 %. Преобладающая ориентировка длинных осей валунов – северо-восточная.

Необходимо отметить, что предпринятые Н. И. Апухтиным (1957) и А. А. Никоновым (1964) попытки выделить на Кольском полуострове отложения древнее московского горизонта не имеют стратиграфических обоснований [130].

Нижнее–среднее звенья

С отложениями нижнего–среднего звеньев неоплейстоцена сопоставляются осадочные образования ССК-III. На площади листа они имеют широкое распространение в центральной и северо-восточной части акватории (см. карту плиоцен-четвертичных образований). Их выходы к поверхности морского дна не установлены. При налегании на докайнозойские образования подошва ССК-III имеет характер четкого углового несогласия. В случае залегания на верхнеплиоцен-эоплейстоценовых отложениях характер подошвы можно определить как дисперсное несогласие. Кровля комплекса приурочена к границе слабого углового и эрозионного несогласия.

В составе ССК-III выделяются две сейсмopачки с характерной для каждой из них волновой картиной.

Аллювиальные и морские отложения (a, mI–II). Нижняя сейсмopачка (ССП-III-1) третьего сейсмостратиграфического комплекса распространена в границах палеоврезов, закартированных в северной части акватории. Характерный для нее тип волновой записи весьма сходен с описанным выше ССК-IV, что позволяет также предположить аллювиальный и морской генезис слагающих ее отложений. Максимально наблюдаемая мощность сейсмopачки составляет около 55 м.

Характеризуемая сейсмopачка инженерно-геологическим бурением не вскрыта. Поэтому можно лишь предполагать, опираясь на материалы НСП, что в нижней части она сложена аллювиальными песками с гравием и галькой, а в верхней – прибрежно-морскими фациями преимущественно глинистого состава, сформированными в процессе ингрессии моря. Максимально наблюдаемая мощность сейсмopачки составляет около 55 м.

Ледниково-морские, морские, в том числе ледово-морские образования (gm, mI–II). Верхняя сейсмopачка третьего сейсмостратиграфического комплекса (ССП-III-1) имеет площадное распространение. Нижняя ее часть характеризуется «кrapчатой» и «пунктирной» сейсмозаписью, про-

тяжелые отражения отсутствуют. Подобная волновая картина обычно связывается со смешанным литологическим составом слагающих ее отложений.

Вскрыта инженерно-геологическим бурением на сопредельной площади (лист R-37) в границах Северо- и Южно-Канинского плато, Центральной впадины. Сложена темно-серыми массивными суглинками с включениями щебня, плохоокатанной гальки, гнездами светло-серого алеврита [239]. В гранулометрическом спектре содержание глинистых, алевритовых и песчаных фракций практически равное. Содержание грубообломочного материала обычно не превышает 2 %, однако в отдельных интервалах может достигать 10 %. Характерна высокая плотность сложения пород — 2,1–2,2 г/см³. Суглинки содержат малочисленный смешанный комплекс фораминифер мелового и позднекайнозойского возраста. Среди кайнозойских форм преобладают *Retroelphidium clavatum*. Содержание легкорастворимых солей составляет 0,6 г на 100 г грунта, что косвенно указывает на формирование отложений в морских условиях при солёности вод 30–36 г/л. Мощность пачки, по материалам бурения, не выдержана по латерали и колеблется от 7,7 до 32 м.

Верхняя часть ССП-III-1 в волновой картине отображается «хаотической», на отдельных участках — ритмичнослоистой записью с непротяженными осями синфазности, что характерно для чередования в разрезе разноплотностных слоев. Для этой пачки характерны ровная подошва и весьма расчлененная кровля. Вскрыта рядом инженерно-геологических скважин; в границах Мурманской возвышенности, Западно-Кольской седловины она слагает весь разрез нижнего—среднего звеньев неоплейстоцена. Сложена темно-серыми глинами с включениями гравия, мелкой гальки. Содержание грубообломочного материала не превышает 1–2 %. В гранулометрическом спектре преобладают глинистые частицы — 40–45 %, содержание алевритовой фракции составляет около 30 %, песчаной — до 25 %. Плотность сложения глин в среднем 2,0 г/м³. В составе глинистой фракции преобладает монтмориллонит (до 60 %), гидрослюда составляет 25–35 %, характерно высокое содержание аморфного кремнезема — около 3 %. В выделенном комплексе фораминифер преобладают виды *Retroelphidium clavatum* и *Cassidulina reniforme*. Мощность пачки по материалам бурения изменяется от 2,5 до 24 м. Контакт с подстилающими отложениями средней пачки постепенный, часто отмечаются пликативные деформации.

Верхнее звено

Верхнеоплейстоценовые отложения включают нерасчлененные морские отложения в пределах акватории; морские и озёрные отложения микулинского горизонта, ледниковые отложения подпорожского горизонта, озерно-ледниковые ленинградского горизонта, комплекс ледниковых образований осташковского горизонта в пределах Кольского полуострова; конечную морену и ледниково-морские отложения осташковского горизонта, закартированные и на акватории, и на суше.

Второй сейсмостратиграфический комплекс широко, практически сплошным покровом, распространён на акватории, где он слагает как покровные, так и облекающие формы, а также формы выполнения и аккумулятивные гряды. Мощность его обычно составляет 10–25 м, значительно увеличиваясь в областях ледниково-морской аккумуляции. Подошва ССК прослеживается с

разной степенью уверенности. В том случае, когда ССК залегает непосредственно на мезозойско-палеозойских образованиях, она совпадает с поверхностью регионального несогласия и является четким динамическим отражением, в интерпретации которого трудностей не возникает. На некоторых участках площади подошва комплекса представлена короткими осями синфазности; ее положение в этом случае устанавливается в разрезе по точкам прекращения прослеживания отражений в подстилающих породах. Менее надежно она опознается по смене волновой картины.

Данный комплекс характеризуется сложной внутренней структурой, связанной с сейсмофациальным разнообразием, отражающим изменчивость условий, в которых происходило его формирование. В северной части акватории для комплекса характерно формирование сплошных покровов и покровно-облекающих форм со светлым тоном акустической записи и многочисленными протяженными внутренними отражениями, образующими параллельно-лоистый рисунок записи, мощностью до 25 м. В южной части, прилегающей к Кольскому полуострову, где на протяжении позднего неоплейстоцена были распространены процессы денудации и гляциального осадконакопления, для второго сейсмостратиграфического комплекса характерно формирование аккумулятивных форм с «хаотичным» типом волновой записи и тел заполнения и облекания с акустически «прозрачной» записью.

Морские отложения (mIII_{mk}) микулинского горизонта распространены на побережье локально. Наиболее полные разрезы находятся в низовьях р. Воронья (разрез 649) и в районе мыса Святой Нос, расположенного восточнее. Микулинские осадки подстилаются московской мореной, перекрыты валдайской мореной. В нижней части разреза, сформировавшейся в период климатического оптимума, среди мелководных образований – песчаные, песчано-галечные осадки. Глубоководные отложения представлены суглинками и глинами. Мощность нижней части достигает 8 м, возможно более. Палинологические спектры отражают изменение климатических условий от перигляциальных до теплых, близких к современным, иногда – более благоприятных и вновь до перигляциальных. Характерным является присутствие пыльцы широколиственных пород до 5 %, редко – более: *Ulmus*, *Carpinus*, *Tilia*, *Corylus*. Комплексы диатомовых водорослей указывают на существование тепловодных бассейнов. В составе комплекса фораминифер различаются три разновозрастные ассоциации, соответствующие стадиям развития бореальной трансгрессии – от ее начального этапа до максимума и регрессии [47]. Комплекс складывается лужитанскими, бореальными, бореально-арктическими и арктическими формами. Доминируют бореальные и арктическо-бореальные виды. Остатки фауны морских моллюсков представлены арктическими, бореальными, преимущественно бореальными, бореально-лужитанскими, арктическо-бореальными видами.

Морские осадки верхней части микулинского разреза описаны в долине р. Воронья (разрез 649) и районе мыса Святой Нос. В разрезе (649) на р. Воронья морские отложения представлены песками различной зернистости. Общая мощность достигает 7,7 м. Морские осадки в районе мыса Святой Нос подразделяется на четыре части. Палинологические спектры запечатлели ухудшение условий вплоть до смены редкостойных лесов лесотундровыми ассоциациями со значительным участием карликовой березки, полыней, плаунов таежных и тундровых видов.

Озерные отложения (ШІmk?) микулинского горизонта выделены условно в центральной части Кольского полуострова, на северном берегу губы Куреньга. Они вскрыты скв. 35 под подпорожской мореной, залегают на мезозой-неогеновой коре выветривания. Представлены в нижней части песками, в средней – переслаивающимися супесями, песками и галечно-гравийно-песчаными отложениями, в верхней – песками, супесями, суглинками. Общая мощность 19,9 м. Отложения по стратиграфическому положению коррелируются с аналогичными, вскрытыми южнее рамки листа скв. 19 в районе г. Мончегорск. Спорово-пыльцевые комплексы (скв. 19) показывают частую смену лесотундровых и тундровых растительных ассоциаций, характерных для климатических условий, близких к межстадиальным (по заключению Э. С. Плешивцевой). Диатомовая флора, по представлению М. А. Травиной [238], свидетельствует о формировании осадков в холодном озерном бассейне. Таким образом, время формирования озерных отложений – до подпорожского похолодания, но позднее климатического оптимума.

Микулинский горизонт соответствует изотопным стадиям 5a, b, c, d, e. Морские отложения, сформировавшиеся во время климатического оптимума (нижняя часть разреза) соответствуют бореальной трансгрессии, в понимании М. А. Лавровой (1960), и понойским слоям, описанным В. Я. Евзеровым и др. [55, 71]. Морские отложения, сформировавшиеся позднее, в более холодный период (верхняя часть разреза), соответствуют отложениям беломорской трансгрессии (по М. А. Лавровой, 1960) и стрельнинским слоям (по В. Я. Евзерову, 1971).

Валдайский надгоризонт

Валдайский надгоризонт представлен ледниковыми образованиями подпорожского горизонта, озерно-ледниковыми отложениями ленинградского горизонта, ледниковыми, ледниково-морскими, флювиогляциальными, озерно-ледниковыми отложениями осташковского горизонта.

Морена подпорожского горизонта (gШІpd?) сформировалась во время похолодания, соответствующего стадии 4 изотопно-кислородной шкалы (ИКШ). Представлена валунными супесями, суглинками с галькой, гравием. Выделяется в единичных разрезах в западной части площади. Мощность ее первые метры, местами, возможно, более. В карьере у г. Заполярный морена подпорожского горизонта подстилается мореной московского горизонта, перекрывается валдайской мореной. Отличается коричневой окраской, содержанием валунно-галечного материала (50 %). По петрографическому составу преобладают метаэффузивы и метаосадки, распространенные в бассейне р. Печенга (88 %); амфиболовые гнейсы и амфиболиты составляют 12 %. Мощность морены около 4 м. Преобладающие ориентировки длинных осей валунов северо-северо-запад и северо-восток.

Отложения ленинградского горизонта на площади листа представлены только озерно-ледниковыми осадками. В ленинградское время на части описываемой территории во время ареальной дегляциации льды лишь сократились по мощности, не обнажая ложе.

Ледниково-озерные отложения (lgШІln?) в большинстве случаев выделяются условно из-за схожести с озерно-ледниковыми осадками

осташковского горизонта. Отмечены в южной части листа R-36-XXXIII, XXXIV в виде крупных линз, разделяющих морены подпорожского и осташковского горизонтов.

Палинологически охарактеризованы межморенные озерно-ледниковые отложения в разрезе, вскрытом скв. 25 (разрез 943). По заключению Э. С. Плещивцевой, спорово-пыльцевые спектры отличаются выровненностью хода кривых общего состава; преобладает пыльца древесных пород и травянистых растений; споры присутствуют в незначительном количестве. Это свидетельствует о накоплении в отложениях дальнепринесенной пыльцы, что характерно для формирования ледникового комплекса. В осадках встречаются единичные створки диатомовых водорослей. Регулярно присутствуют северо-альпийские виды: *Melosira scabrosa*, *Eunotia praerupta*, *Pinnularia lata*.

Межморенная толща, установленная еще исследованиями Г. И. Горецкого (1941), между озерами Имандра и Колозеро содержит остатки холодолюбивых пресноводных форм, редких солоноводных *Synedra tabulata* и обломки створок морских диатомей. А. А. Никонов [105] высказал предположение о формировании межморенных отложений в вершинной части залива в процессе беломорской трансгрессии. Однако присутствие морских форм может быть объяснено и переотложением (четвертичные отложения содержат и палеогеновые, и меловые морские формы). Описываемая площадь расположена в приледораздельном районе; видимо поэтому во время ленинградского потепления мощность льда лишь значительно уменьшилась, и в результате интенсивного таяния сформировались водно-ледниковые отложения значительной мощности.

Ледниково-морские отложения (gmIIIos) на Кольском полуострове в большинстве случаев находятся в основании высоких террас в долинах рек Тулома, Кола и др. и перекрыты морскими осадками. Представлены в нижней части горизонтальнослоистыми песками, в верхней — супесями и ленточными песчанистыми глинами; мощность до 20 м. Осадки формировались вблизи края ледника, спускавшегося в море [81].

На шельфе ледниково-морские отложения слагают мощную толщу в границах Мурманской возвышенности, собственно формируя ее как положительную форму рельефа, а также обнажаются под покровом голоценовых осадков в прибрежной части восточнее Кольского залива (см. Карту плиоцен-четвертичных образований). Данные отложения широко распространены не только в границах изученной территории, но и в других районах Западно-Арктического шельфа [228]. Для ледниково-морских отложений характерно формирование своеобразных «караваеобразных» тел с выпуклой кровлей, на периферии они формируют также тела заполнения, облекания и покровы, и в данном случае по типу волновой записи и формируемым геологическим телам они почти не отличаются от генетически близких им ледниково-морских, морских образований. В волновом поле для них характерен в целом «прозрачный» тип акустической записи с редкими и не слишком протяженными осями синфазности, вероятнее всего, отображающими изменения интенсивности ледниково-морского осадконакопления (рис. 10). Часто описываемая сейсмофация перекрывает подстилающие их морские отложения.

Наиболее представительный разрез ледниково-морских отложений вскрыт инженерно-геологической скв. 86 [239]:

Интервал 2,4–24,5 м. Глина серая массивная с включениями обломочного материала в виде единичной гальки и гравия, мягкопластичная. Контакт с вышележащим слоем подчеркнут скоплением гнезд песка.

Интервал 24,5–36,5 м. Глина серая массивная с включениями окатышей черных литифицированных глин, гравия, гальки и дресвы содержанием в среднем 1–2 %, мягкопластичная.

Интервал 36,5–49,5 м. Глина серая массивная с включениями окатышей черных литифицированных глин, единичными гравием, галькой и дресвой, тугопластичная.

По результатам гранулометрического анализа содержание глинистых частиц изменяется по разрезу незакономерно в интервале 35–45 %; алевритовых – 25–30 %, песчаных – 20–30 %, более крупнообломочных – не более 2,3 %. Среди глинистых минералов преобладает монтмориллонит – от 50 до 64 %, содержание гидрослюд в среднем около 30 %.

В выделенном малочисленном комплексе фораминифер доминирует *Elphidium clavatum*, субдоминантом является *Cassidulina reniforme* (определения Л. В. Поляка). Также в значительных количествах встречается *Islandiella helenae*. Резких фаунистических изменений по разрезу не отмечено. Характерно постоянно низкое содержание планктонных фораминифер (до 10 экземпляров). Количество переотложенных меловых форм также незначительно.

Содержание легкорастворимых солей косвенно указывает на формирование отложений в опресненных морских условиях при солености вод 25–30 г/л.

Вскрытый инженерно-геологической скв. 87, расположенной на периферии Мурманской возвышенности, разрез ледниково-морских отложений принципиально не отличается от вышеописанного.

Гляциогенные и морские образования (G, mΠos) закартированы в границах Рыбачинской возвышенности. Для этого участка характерны незначительные мощности (обычно менее 5 м) четвертичных отложений, что, вероятно, связано с превалированием процессов денудации в этих районах во время последнего оледенения. Тем не менее, по материалам сейсмоакустического профилирования отмечается, что здесь дочетвертичные образования перекрыты тонким плащом четвертичных осадков, однако разрешающей способности метода недостаточно для их сейсмофациальной характеристики и уверенной корреляции по площади. В связи с этим, возникла необходимость выделения данного типа отложений.

По материалам донного опробования для отложений характерен пестрый литологический состав, а также различная консистенция – от текучепластичной до полутвердой [227]. Обычно это пелит алевритовый темно- и буровато-серый, мягкопластичный с гравием и галькой содержанием до 3 %, без гидротроилита. Однако довольно часто разрез сложен полутвердыми песчано-алеврито-глинистыми миктитами с заметным (до 10 %) содержанием плохоокатанных гравия и гальки. Перекрываются с резким контактом вышележащими отложениями.

Морские нефелоидные образования с участием ледовой транспортировки (mΠos). На шельфе эти осадки представлены мало мощными (первые метры) ленточнослоистыми глинами, распространенными в северо-западной части акватории, где современные глубины моря превышают 200 м [41]. На большей части площади их распространения контакт с нижележащими массивными глинами и диамиктонами осуществляется через пере-слаивание названных литологических разностей в желобах и впадинах, где их

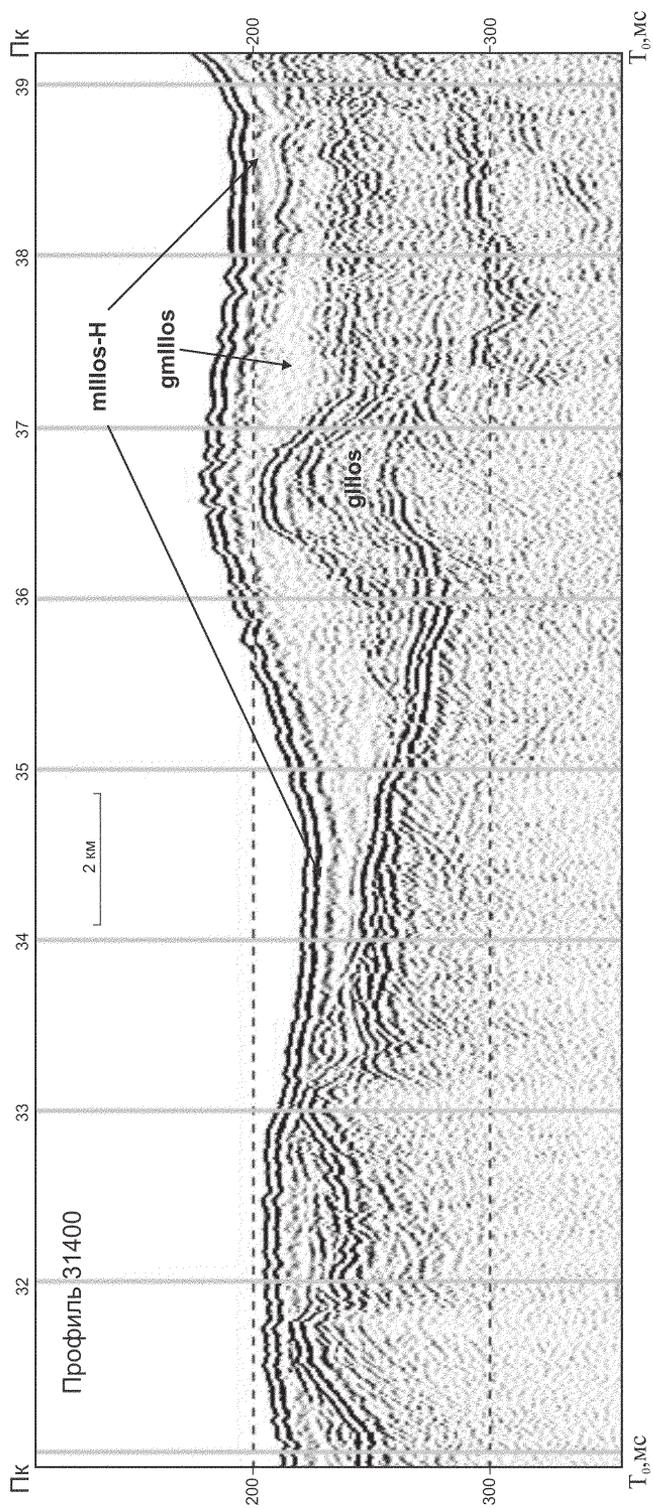


Рис. 10. Соотношение комплексов четвертичных образований: ледниковых, ледниково-морских и морских. Интерпретация Д. А. Костина.

мощность возрастает до 20 м и более. Здесь отмечается уменьшение количества грубообломочного материала вверх по разрезу, изменение цвета пород. Их цвет — коричневый или серовато-коричневый. Ленточная слоистость подчеркнута присыпками и тонкими прослойками (1–2 мм) серого алеврита и черного гидротроиллита. Прослои часто деформированы, участками наблюдается выраженная конволютная складчатость. На относительно возвышенных участках в коричневых глинах (скважины 115, 55 на сопредельной площади листа R-37) прослеживаются маломощные (5–10 см) прослои диамиктонов [239]. При этом границы прослоев как резкие, так и постепенные. В минеральном составе глин преобладает гидрослюда — 45–50 %, монтмориллонит — 35–40 %. Характерно повышенное содержание закисного железа (2–3 %). Содержание тяжелых минералов в крупноалевритовой фракции составляет тысячные доли процента; преобладают сидерит, гранат. Расчетная концентрация поровых вод колеблется от 25 до 35 г/л, солевой состав — хлоридно-натриевый. Для глин характерен очень бедный комплекс фораминифер: чаще всего присутствуют три основных вида: *Retroelphidium clavatum*, *Cassidulina reniforme* и *Elphidium clavatum*. Эти особенности глинистой пачки позволяют предположить, что формирование отложений происходило в условиях круглогодично замерзшего моря, покрытого паковым льдом. Низкая степень гидродинамической активности вод с сезонными вариациями обусловила дисперсный состав отложений; сезонные колебания гидродинамической активности — структуру осадка, а наличие в течение года льдов — бедный видовой состав фораминифер и их малое количество.

На Кольском полуострове отложения осташковского горизонта представлены гляциолимнием, флювиогляциалом потоковым, приледниковых дельт и зандров, основной нормально-пластовой мореной и наледниковыми моренами (абляционно-сплывной, абляционной). Выделение перечисленных разновидностей морен произведено по геоморфологическому облику, гранулометрическому составу и текстурным особенностям [133]. Минеральный состав всех отложений осташковского горизонта довольно однообразен и отражает минералогию коренного ложа. Преобладают кварц и полевошпат, в сумме достигая 80 %, в подчиненном количестве — минералы группы граната, пироксена, амфибола, слюды; присутствуют силлиманит, рутил, циркон, ильменит, железистые минералы. Споры и пыльца в отложениях ледникового ряда обычно отсутствуют, редко встречающиеся зерна, как правило, дальнезаносные.

Формирование осташковской морены восточнее р. Воронья закончилось в допозднедриасовое время. Дегляциация ледников восточнее р. Воронья началась в беллинге. Время начала и конца дегляциации устанавливается по разрезам в долине р. Поной, южнее описываемой территории, где на валдайской морене залегают морские и озерные среднедриасовые и более молодые осадки. На остальной территории окончательная дегляциация валдайского ледника началась в позднем дриасе.

По разному валунов и характерных минералов устанавливается принадлежность ледниковых образований к Скандинавскому леднику.

Морена основная нормально-пластовая (g_{bn} IIIos) Скандинавского допозднедриасового ледника (восточнее р. Воронья) залегают в большинстве случаев на коренных породах. Для нее характерна несортированность безвалунной фракции, разнообразие петрографического состава валунов и обломков. Мощность 0,5–3,0 м, в понижениях — до 10 м [4].

Основная нормально-пластовая морена, расположенная западнее р. Воронья, прерывистым плащом покрывает большую часть площади. Морена налегает на породы кристаллического фундамента, иногда, в понижениях рельефа, она подстилается элювиально-делювиальными отложениями [55]. Остальные разновидности морен перекрывают эту морену. Образования водно-ледникового ряда налегают на морену, замещают ее по простиранию и находятся в ней в виде маломощных линз. Перекрывают морены маринием ошашковско-голоценового возраста и голоценовыми болотными, аллювиальными, озерными отложениями. В целом мощность морены не превышает 25 м, средняя составляет 4–6 м.

Морена нормально-пластовая представлена валунными супесями, содержащими гальку и гравий. Условия формирования морены запечатлелись в формах рельефа и ее текстурных особенностях. Выделяется плащеобразная морена, холмистая морена, приуроченная к понижениям рельефа, реже – к склонам возвышенностей, и грядовая морена, встречающаяся исключительно в понижениях. Петрографический состав валунов всех разновидностей морен пестрый, встречаются все породы местного происхождения и дальнепринесенные.

Плащеобразная морена на АФС дешифрируется фототонотом от светло-серого до темно-серого, ровным, иногда неяснопятнистым рисунком, через который хорошо просвечивается структурный рисунок подстилающих коренных пород. Текстура пород пулдинговая, длинноштриховатая. В основной массе супесей равномерно распространены линзочки песка, мощность их – первые миллиметры до 5 см, протяженность – от первых сантиметров до 1 м. Вокруг валунов – песчаная оторочка. Содержание крупнообломочного материала 10–15 %, редко до 40 %. Окатанность валунов и гальки плохая, встречаются неокатанные валуны.

Холмистая морена дешифрируется пятнистым рисунком, преобладающий фототон серый. Холмистость обусловлена, вероятно, повышенным содержанием дебриса, приуроченного к понижениям рельефа, где обычно мощность рыхлого материала, захваченного во время оледенения льдами, больше, и неравномерностью его распределения в мореносодержащих льдах. Наиболее полный разрез такого типа морен обычно имеет сложное строение. В нижней части наблюдается переслаивание валунных супесей, различающихся содержанием песчаных линз и крупнообломочного материала, мощность слоев – до 1,5 м. Валунность составляет до 20 %, галька и гравий – 35 %. Окатанность материала плохая (преобладает) и средняя. Заполнитель – супеси серые, содержащие линзы песков плохосортированных, объемное содержание песчаных линз достигает 40 %. Верхняя часть разреза является абляционной мореной (мощность 0,5 м), отличается повышенным содержанием песка в мелкоземле, содержание крупнообломочной фракции не более 10–15 %.

Грядовая морена дешифрируется на АФС параллельным штриховым рисунком, обусловленным расположением гряд, поперечным к длинной оси понижений рельефа. В большинстве случаев поперечные гряды пространственно совмещены с холмами неправильной либо изометричной формы. Генезис их неясен, возможно, они сформировались в трещинах льда, образовавшихся в условиях сжатия. Строение грядовых морен разнообразно. В районе оз. Пулдишкьяур простирание моренных гряд совпадает с простиранием дочетвертичных образований. Видимо, гряды кристаллических пород, расположенные

поперечно к направлению движения льдов, служили препятствием, поэтому в нижних слоях морены, представленных валунными супесями с линзами песков, залегание нарушенное, слои «вздернуты». В верхней части разреза те же валунные супеси залегают субгоризонтально. В долине р. Лебяжка в верхней части морены вскрыты пески алевритовые с галькой, гравием, перекрытые супесями с гравием, галькой, единичными валунами. На поверхности холмов всегда много валунов, глыб. Валунны почти не окатаны, редко — средней окатанности.

Морена наледниковая абляционно-сплывная (g_{ns} IIIos) распространена преимущественно севернее Верхнетуломского водохранилища и в районе оз. Колозеро. Формировалась абляционно-сплывная морена при таянии льда в полузамкнутых межгорных понижениях рельефа. Отличается дуговой, кольцевой, изогнутой формой гряд, которая хорошо читается на АФС неправильно-кольцевым рисунком. Литологически представляет собой супеси с валунами (до 15 %), галькой (10 %); преобладает материал плохой окатанности. Мощность морены 5 м, иногда более.

Морена наледниковая абляционная (g_{na} IIIos) образует холмистые поля вытянутой, реже неправильной формы, с очертаниями, в некоторой степени зависимыми от рельефа коренных пород. Абляционная морена приурочена к понижениям рельефа, накапливалась в условиях ареальной дегляциации льдов повышенной мощности, заполнявшим депрессию. На АФС абляционная морена дешифрируется мелкопятнистым фототонном: на сером фоне белые пятна. Представлена она супесями либо песками с валунами (10–15 %), галькой, гравием (до 50 %). По сравнению с основной нормально-пластовой мореной мелкозем абляционной морены более светлый, содержание песка выше, валунов — меньше. Среди холмов, сложенных только мореной, присутствуют холмы, в строении которых значительна доля водно-ледниковых осадков. Окатанность валунов плохая, гальки — плохая и средняя.

Морена краевая (g_k IIIos). В составе краевых морен в пределах суши преобладают валунные супеси или пески, пески крупно- и разнотернистые, реже — валунные суглинки, обычно с большим количеством обломочного материала. Мощность достигает 50 м, редко более.

На Баренцевоморском шельфе осташковские ледниковые отложения (g IIIos) выделены в прибрежной полосе около п-ова Рыбачий, севернее устья р. Терiberка и на двух участках в границах Рыбачинской возвышенности. В акустической записи образования, отнесенные к конечным моренам, представлены толщами мощностью до 30 м, имеющими форму двояковыпуклых линз, вытянутыми в виде гряд. Им соответствует «крапчатая» волновая картина серого тона, с отдельными отражающими площадками (рис. 10). Эта толща либо несогласно перекрывает морские (ледово-морские) отложения верхнего звена (ССК-II), либо залегает непосредственно на образованиях верхнего протерозоя—мезозоя. По материалам донного опробования [227], конечные морены на шельфе сложены опесчаненными диамиктонами с содержанием неокатанного грубообломочного материала до 15–20 %. Фораминиферы, содержащиеся в единичных количествах, имеют плохую сохранность и образуют смешанные мезозой—позднекайнозойские ассоциации.

Гляциофлювиальные отложения осташковского горизонта (f IIIos) на полуострове представлены осадками приледниковых зандров, дельт,

потоковыми разновидностями. Залегают они на осташковской морене; перекрыты (частично) морскими верхнеэоценово-голоценовыми осадками.

На АФС флювиогляциал приледниковых зандров отличается почти белым фототонном, ровным либо струйчатым рисунком, гладкой структурой фотоизображения. В проксимальной части представлен песками с высоким содержанием гальки, гравия и валунов, которые постепенно, к периферии зандра замещаются песками без примесей. Мощность, предположительно, не превышает 5 м.

Флювиогляциальные приледниковые дельтовые отложения приурочены к приустьевой части р. Касейки, долинам р. Печенга и др. Абсолютные отметки поверхности составляют 77–100 м, совпадая с отметками морских осадков трансгрессии Портландия, распространенных севернее границы листа и фациально замещающих флювиогляциал [55]. На АФС отложения дельты дешифрируются светло-серым фототонном, веерообразным, струйчатым рисунком, редким растительным покровом. Литологически дельта представлена косослоистыми гравийными мелко-, средне- и крупнозернистыми песками. Дистальные части сложены обычно переслаивающимися мелко-, среднезернистыми песками и супесями. Мощность до 20 м.

Крупные дельты (Соловарака, Мурмашинская, Луостарская и др.) имеют трехчленное строение. В основании разреза залегают мелко-, тонкозернистые пески, супеси, иногда — глины. В средней части преобладают прослойки песков различной зернистости, гравия; в верхней — валунно-галечные отложения с грубым песком [105]. Мощность отложений, слагающих дельты, превышает 90 м. Дельты меньших размеров сложены преимущественно песками косослоистыми в периферийной части и гравийно-песчаными отложениями в верховьях.

Потоковый гляциофлювиал чаще распространен в понижениях рельефа, слагает озы и долинные зандры. Гранулометрический состав разнообразен: пески различной зернистости с гравием, галькой, валунами. На АФС озы выделяются своей формой, фототон от серого до почти белого. Мощность достигает 50–60 м, в среднем 3–25 м. Долинные зандры отличаются серым фототонном, ровным рисунком. Мощность флювиогляциала в их пределах до 10 м.

При сравнении озов гористых и равнинных районов видно, что в составе флювиогляциала, слагающего озы гористых районов, наблюдается повышенное содержание крупнообломочного материала; равнинные озы отличаются кампоподобными расширениями, сложенными алевритами, супесями и суглинками. В песчаных отложениях окатанность гальки средняя, часто хорошая до отличной, форма от утюгообразной до почти сферической, галька гнейсов уплотненная, коэффициент окатанности достигает 60 %. Форма валунов чаще неправильная, близка к утюгообразной. В широких долинах, подобных р. Титовка, алевриты, мелко- и тонкозернистые пески озов хорошо сортированы. Озы, как правило, окаймлены водно-ледниковым поем, ширина которого не выдержана. Состав отложений разнообразен, закономерностью является двухчленное строение разреза: крупность материала больше в верхней части разреза, чем в нижней.

Долинные зандры образуют террасы различной высоты. Сложены песками, песками с валунами, галькой, гравием. Окатанность материала от средней до отличной. Мощность гляциофлювиала, слагающего озы, — до 50 м, долинных зандр — более 5 м.

Ледниково-озерные отложения осташковского горизонта (lgIIIos), формировавшиеся в приледниковых бассейнах, представлены гли-

нами и суглинками тонкослоистыми, нередко ленточными, а также алевритами и песками различной зернистости. Гляциолимний образует холмистые равнины в ансамбле с озами, слагает камы, террасы по берегам некоторых озер, в пределах озов иногда формирует камоподобные расширения. Подстилаются гляциолимниевые осадки основной мореной, голоценовые аллювиальные и озерные отложения по отношению к гляциолимнию имеют вложенный характер. На АФС камы дешифрируются ровным белым фототонем, группы камов дают крапчатый рисунок; камы, приуроченные к озам, дешифрируются пятнистым (белый и светло-серый фототон) рисунком.

Камы, камовые плато сложены преимущественно песками с линзами и прослоями гравия, гравийно-песчаных отложений, супесей, суглинков и глин. Иногда камы перекрыты абляционной мореной, мощностью около 1 м. Кроме того, эти отложения наблюдаются в погребенном состоянии в горных выработках и скважинах.

Гляциолимний, слагающий камы с выпуклыми вершинами, изученные между оз. Алла-Аккаярви и оз. Руоссельяур, в нижней части представлен песками грубозернистыми с гравием, сменяющимися вверх по разрезу песками мелкозернистыми, среднезернистыми, перекрытыми буроватыми супесями. Гляциолимний, слагающий одиночные камы, а также террасы, приуроченные к побережьям озер, представлен галечно-гравийно-песчаными отложениями. Гляциолимний равнин, расположенных вдоль флювиогляциальных магистралей, представлен хорошо сортированными песками, сменяющимися вверх по разрезу песками с гравием и галькой. Валуны обычно присутствуют только на поверхности и единичны. Слоистость горизонтальная и косая однонаправленная.

Окатанность крупнообломочного материала гляциолимния различная, преобладает средняя и хорошая. В камах, которые входят в состав камовых полей, окатанность крупной гальки от плохой до хорошей, преобладает средняя, среди мелкой гальки преобладает хорошоокатанная. Сортированность осадков средняя. Мощность ледниково-озерных отложений обычно не превышает относительной высоты слагаемой им формы рельефа, достигает 10 м.

Морские отложения (mIII). В границах акватории прикровельная часть морских верхненеоплейстоценовых отложений вскрыта рядом грунтовыми трубками [227], на сопредельной площади (лист R-37) они охарактеризованы материалами инженерно-геологического бурения на всю мощность.

В разрезе выделяются две пачки. Нижняя сложена бореальными морскими отложениями. Они представлены темно-серыми коричневыми глинами и суглинками, содержащими до 1 % грубообломочного материала в виде гравия песчаника и различных темноцветных пород. Более крупные разности встречаются в единичных экземплярах. По гранулометрическому составу глины и суглинки отличаются незначительно: в глинах пелитовая фракция чаще составляет 45–50 %, алевритовая – 10–15 %, песок – до 10 %. Для суглинков характерно содержание пелитовой фракции от 35 до 40 %, алеврита – 15–20 %, песка – 10–20 %. Плотность отложений не превышает 2,0 г/см³. Породы обычно тугопластичные, реже твердые. В минеральном составе глинистых частиц преобладает монтмориллонит, в меньших количествах находится гидрослюда. В составе тяжелой фракции песчаных частиц преобладают сидерит (10–30 %), а также гранат и титанистые минералы. Комплекс фораминифер обеднен, преобладают *Retroelphidium clavatum*, в верхней части пачки больше *Elphidium clavatum* и *Cassidulina reniforme*. Мощность пачки составляет в среднем около 15 м.

В строении верхней пачки отразились регрессивно-трансгрессивные циклы валдайского времени. В связи с этим литологический состав слагающих ее отложений значительно изменяется по латерали и в разрезе. Отмечается его зависимость от современных глубин моря. С увеличением глубины он изменяется от песков на глубинах моря 80–100 м до алевроитов и глинистых илов на глубинах свыше 180 м. В основании пачки на современных глубинах моря менее 150 м обычно залегает пласт мелких хорошосортированных песков с раковинным детритом и единичной галькой. В подошве пласта иногда отмечается базальный горизонт, представленный гравийно-галечными отложениями с песчаным заполнителем и обломками толстостенных раковин. Выше по разрезу пески сменяются супесями зеленовато-серыми, а затем суглинистыми и глинистыми илами. Для осадков описываемой пачки характерна слабая уплотненность и высокая влажность. Глинистые породы в основном текучие и текучепластичные и по состоянию часто относятся к илам. Содержание легкорастворимых солей в значительной мере зависит от гранулометрического состава отложений и изменяется от 0,6 г/100 г грунта в алевроитах и песках до 2,0–2,5 г/100 г грунта в глинах и илах. Отложения верхней пачки характеризуются обедненными спорово-пыльцевыми спектрами и видовым разнообразием фораминифер. Доминируют обычно *Cassidulina reniforme* N o g v a n g, *Criboelphidium aubarcticum* (C u s h m a n). Мощность пачки по материалам инженерно-геологического бурения составляет от первых десятков см до 5 м.

Нижнее–верхнее звенья

Представлены нерасчлененным комплексом ледниковых отложений, вскрытых единичными скважинами и горными выработками под мореной осташковского горизонта в северо-западной части площади, в районе оз. Гусиное (разрез 868).

Морена (gI–III) представлена суглинками бурыми с галькой, валунами, щебнем с прослойками серо-зеленых глин и супесей. Суглинки, наряду с обломками кристаллических пород различного петрографического состава, содержат отторженцы слабо сцементированных песков дресвяно-гравийных, глин, залегающих ниже. В разрезе оз. Гусиное наблюдаются три слоя морены, мощностью 14,2 и 6,6 м, залегающие на флювиогляциальных отложениях, разделенных и перекрытых озерно-ледниковыми. Мощность слоев морены до 14 м.

Водно-ледниковые отложения условно разделены на гляциофлювиальные и ледниково-озерные по преобладанию в разделяющих морены слоях осадков того или иного генетического типа.

Гляциофлювиальные отложения (fI–III) представлены галечниками, песками разнорезнистыми, песками гравийно-галечными, валунниками. Мощность литологически однородных слоев достигает 2,9 м, в целом гляциофлювий не превышает 8 м.

Ледниково-озерные отложения (lgI–III) представлены супесями песчано-гравийными, переслаивающимися с суглинками, косослоистыми; суглинками, глинами тонкослоистыми со щебнем, глинами с песком, гравием, песками мелкозернистыми. Значительное содержание в мелкозем гидрослюд, разупорядоченного каолинита и характер слоистости свидетельствуют о переотложении коры выветривания в условиях ледникового озера. Мощность слоев до 2 м, пачек – до 9,6 м.

Общая мощность образований нижнего—верхнего нерасчлененных звеньев неоплейстоцена достигает 60 м. При палинологическом анализе пыльца и споры не обнаружены. Генезис установлен по литологическим особенностям, отсутствию палинологических остатков; возраст — по положению в разрезе.

Голоцен

Голоцен включает техногенные, биогенные и эоловые отложения на суше и морские осадки в пределах акватории.

Техногенные образования (тН) представлены почти всеми генетическими подтипами: насыпным (отвалы), засыпным, агротехническими отложениями, отложениями построек и сооружений, а также намывным, перемывным, отложениями осаднения и отложениями «культурного слоя». Последняя фация указана внемасштабным значком стоянок. Время основания первых стоянок отнесено к бореальному периоду [155]. Мощность техногенных отложений достигает десятков метров.

Биогенные отложения (рН) широко распространены на водонепроницаемых образованиях: глинах, суглинках, ортштейновом горизонте на песках. Большинство болот Кольского полуострова относятся к типу комплексов с преобладанием низинных и переходных, по которым рассредоточены пятна болот верхового типа. Преобладающие виды торфа: осоково-топяной, гипново-топяной, сфагново-верховой, сфагново-переходный, сфагново-топяной и осоково-переходный. Средняя мощность колеблется от 1 до 3 м, максимальная 4 м. Формирование торфяников началось в бореальный период (верхняя часть нижнего голоцена) и продолжается в настоящее время.

Эоловые отложения (vН) занимают ограниченные по площади участки морского побережья и озерных берегов, реже встречаются на песчаных, водно-ледниковых равнинах. Представлены песками, преимущественно кварцевыми, мелкозернистыми, хорошоотсортированными, неяснослоистыми; мощность до 8 м. Начало образования эоловых осадков относится к бореальному периоду, формирование продолжается до настоящего времени [81, 152].

На акваториальной части листа с голоценовыми отложениями отождествляется первый сейсмоакустический комплекс (ССК-I). Он перекрывает все более древние образования, формируя покровные, покровно-облекающие тела и тела осадочного выполнения. От второго комплекса первый до глубин моря 100—130 м отделяется несогласной границей. На больших глубинах рефлектор E_1 не всегда устанавливается, а на глубинах моря свыше 200—230 м он определяется фрагментарно. В волновом поле голоценовые отложения характеризуются акустически прозрачной или ритмичнослоистой сейсмозаписью. Наибольшие мощности (рис. 11) первого сейсмоакустического комплекса зафиксированы на выходе из Кольского залива — 15—17 м [229]. На акватории голоценовые отложения распространены повсеместно. На карте они показаны только на тех участках, где их мощность превышает 5 м. По условиям осадконакопления голоценовые морские отложения делятся на морские бассейновые, подводнофлювиальные и эстуарные.

Морские бассейновые осадки разделяются на два типа — периодического взмучивания и западинные. Граница между ними совпадает с генерализованной нижней границей волнового воздействия, находящейся в южной части

Баренцева моря на глубинах 100–120 м. Ниже этих отметок преобладающим фактором седиментации является осаждение из взвеси. Для морских бассейновых осадков периодического взмучивания характерно большое разнообразие литологических типов. Изменение гранулометрического состава повсеместно связано постепенными переходами от одного типа осадка к другому как в разрезе, так и по латерали, отражая современный рельеф дна. Осадки перекрывают подстилающие отложения несогласно, с размывом. Мощность отложений составляет от первых сантиметров до первых метров.

Морские бассейновые западинные осадки распространены на глубинах моря свыше 120 м. Их нижняя граница устанавливается по резкой смене вещественного состава и физико-механических свойств по сравнению с подстилающими отложениями. Признаков размыва на контакте с подстилающими отложениями верхнего звена не отмечается.

Литологических разностей отложений данного генетического типа немного; в основном это осадки алеврит-пелитового состава. В глубоководных частях акватории разрез сложен глинами коричневого и зеленовато-серого цвета, однородными, неслоистыми, практически без включений грубообломочного материала, текуче-мягкопластичной консистенции.

Глины сложены в основном гидрослюдами и монтмориллонитом, в качестве примеси содержатся хлорит и пирит. В составе минералов тяжелой фракции крупноалевритовой размерности гидроокислы железа содержатся почти вдвое большем количестве, чем в подстилающих отложениях. Содержание аллотигенных минералов примерно одинаково. В среднем их количество в тяжелой фракции составляет первые проценты.

Аллювиально-морские отложения эстуариев (am_cH) закартированы в границах фьордов и губ Кольского полуострова. По материалам сейсмоакустического профилирования для них характерна весьма пестрая волновая картина. В основании сеймопачки, а также вблизи берегов фьордов наблюдаются многочисленные клиноформы и внутренние несогласия, а также, иногда, эрозионные врезы. Вверх по разрезу и на удалении от берегов волновая картина сменяется на ритмичнослоистую с протяженными субпараллельными осями синфазности. В западинах доголоценового рельефа часто отмечается «прозрачная» акустическая запись. Вероятно, в основании описываемой пачки залегают аллювиальные и прибрежно-морские отложения. Выше по разрезу они сменяются аллювиально-морскими и морскими, формирование которых происходило при больших глубинах моря. В ложбинах рельефа гидродинамические условия были относительно спокойными, приливо-отливные течения, величина которых измеряется во фьордах Кольского полуострова несколькими узлами, здесь минимальные, что позволяло формироваться относительно однородным по литологическому составу отложениям большой мощности. Наблюденная по материалам сейсмоакустического профилирования максимальная мощность пачки составляет 74 м.

Согласно материалам инженерно-геологического бурения, выполненного на акватории Кольского залива, в нижней части пачка сложена серыми, светло-серыми песками с редкими включениями гравия, сверху вниз по разрезу происходит постепенное огрубление состава от алевритовых песков до среднезернистых. Выше по разрезу залегают зеленовато-серые текучепластичные суглинки, с редкими включениями гидротроиллита и гравия, тонкими прослоями алевритовых песков. Литологический состав прикровельной части пач-

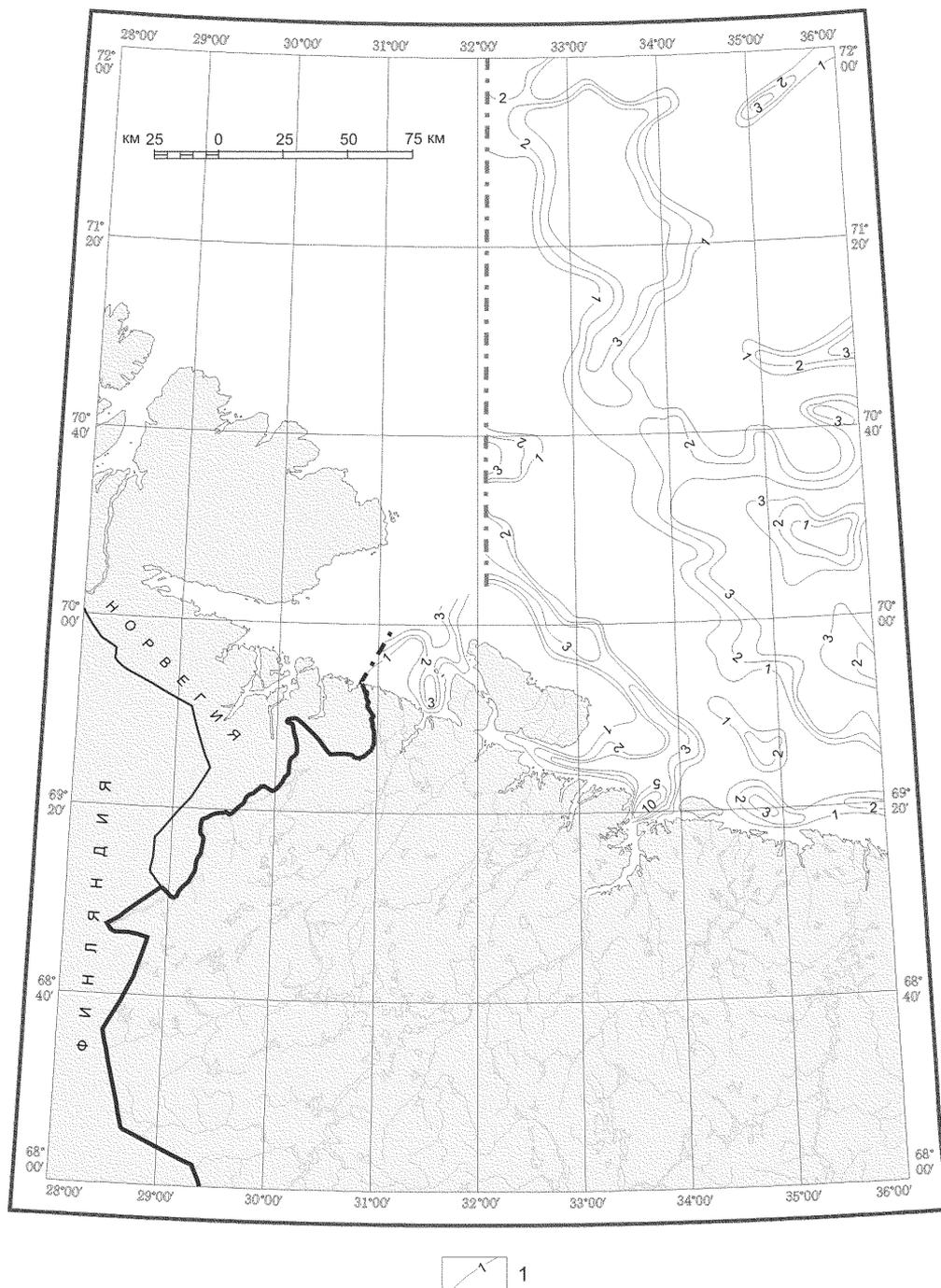


Рис. 11. Схема мощностей голоценовых образований. Составил Д. А. Костин.

1 — изопахиты голоценовых отложений, м.

ки разнообразен и во многом зависит от современного рельефа морского дна. Вблизи берега и на локальных поднятиях залегают мелкие пески темно-серого до черного цвета за счет сильного обогащения гидротроиллитом с включениями гравия, гальки, раковин двустворчатых моллюсков. В локальных впадинах наиболее распространены суглинистые илы темно-серого цвета.

Морские флювиальные отложения (mfH). На небольшом участке к востоку от о. Кильдин по материалам сейсмоакустического профилирования [229] закартирована косослоистая сеймопачка, залегающая большей частью непосредственно на образованиях верхнего протерозоя и приуроченная к резкому перегибу рельефа морского дна. Наклон осей синфазности достигает 8° с падением на северо-восток по направлению к открытому морю. На участке распространения данной сеймопачки глубины моря составляют менее 100 м, что предопределяет интенсивную донную абразию и интенсивное поступление осадочного материала.

Грунтовым опробованием данные отложения не охарактеризованы. Судя по волновой картине, отложения представлены переслаиванием песчаных, алевролитовых и глинистых разностей. Поскольку данные отложения перекрывают все другие отложения и расположены в верхней части изученного разреза, их возраст принят голоценовым. Максимальная наблюдаемая по сейсмоакустическим разрезам мощность составляет приблизительно 22 м. Следует отметить, что ранее геологические тела с подобной волновой картиной наблюдались и в других частях Западно-Арктического шельфа и всегда в сходной геоморфологической обстановке [228].

Верхнее звено—голоцен

Включают ледниковые, аллювильные, озерные, морские и элювиальные, делювиальные отложения.

Начало формирования ледниковых образований горно-долинных и каровых ледников условно отнесено к концу осташковского времени, окончание совпадает с завершением дегляциации в середине—конце бореального периода голоцена.

Морена основная каровых ледников (gIIIos—H) массивная, монолитная, представлена валунно-галечными, щебнистыми супесями, идентичными осташковской морене. Мощность основной морены от 3—5 до 7 м.

Морена краевая (g_kIIIos—H) каровых и горно-долинных ледников сложена слабоокатанным материалом почти исключительно местного происхождения, заключенным в супесях, песках. Мощность 15 м и более.

Аллювиальные отложения (aIIIos—H) начали формироваться по мере исчезновения ледникового покрова и, в низинных частях Кольского полуострова, по мере отступления моря. Надпойменные террасы обычно сложены песками различной зернистости, супесями, нередко с включениями гальки, гравия; слоистость горизонтальная, косая. Пойменный аллювий представлен песками от мелко- до среднезернистых, иногда галькой, алевролитами, реже суглинками, глинами с растительными остатками, линзами и прослоями торфа. Руслый аллювий представлен преимущественно валунами и песками различной зернистости. Максимальная мощность аллювия 6 м.

Озерные отложения (IIIos—H) — пески различной зернистости с гравием, с прослоями супесей, суглинков, диатомиты — образуют террасы раз-

личной высоты — от 1 до 15 м. В цоколе обычно залегают ледниковые образования осташковского горизонта, на побережье озерные отложения подстилаются морскими. Песчано-галечниковые озерные отложения выходят на поверхность, глинистые и диатомиты покрыты торфяно-болотными отложениями. Пляжи образованы хорошо промытыми мелко-среднезернистыми песками, галечниками. Береговые валы сложены песками разнозернистыми с примесью алеврита. Мощность озерных отложений не превышает 6 м. Пребореальная и бореальная диатомовая флора очень бедна. В конце бореального периода увеличивается разнообразие флоры (до 60 видов с преобладанием холодноводных видов). В осадках атлантического и начала суббореального периодов выявлена наиболее разнообразная диатомовая флора (150 видов) с преобладанием космополитных индифферентных видов и со значительным участием алькалофильных, увеличением числа и количества бореальных видов. В заливах и мелких водоемах в это время формировались диатомиты.

Суббореальные и субатлантические озерные осадки характеризуются уменьшением вида и количества диатомей, появлением в составе флоры болотных ассоциаций.

Морские отложения (mПос—Н) включают слои портландия, фолас, тапес I, тапес II, тривиа, остра. Распространены в долинах крупных рек и вдоль побережья. Стратиграфия морских отложений увязана со схемами Таннера (1930) и Мартинуссена (1945, 1960). Уровни *h*, *g* сопоставляются Таннером со временем образования краевых отложений Южного Варангера (P_{12} (So) по Мартинуссену). Два уровня трансгрессии портландия отвечают линиям *f* и *e* (P_{11}). Абразионные уровни регрессии моря портландия (регрессия литторина) имеют буквенные обозначения от d_5 до d_1 (P_{10} — P_6). Максимальный уровень трансгрессии фолас обозначается d (P_5), уровни регрессии имеют индексы от c_4 до c_1 (P_4 — P_1). Береговая линия трансгрессии тапес I обозначается *c*, ясно выраженный уровень трансгрессии тапес II — *v* (N_9), уровни регрессии — a_9 — a_8 (N_8 — N_6). Трансгрессия тривиа обозначается индексом a_7 (N_5), регрессионные уровни моря — a_6 — a_5 . Более молодые уровни трансгрессии остра обозначаются индексами от a_4 до a_1 (N_4 — N_1). Некоторые исследователи [81] выделяют допортландиевые, готигляциальные морские слои, соответствующие периоду беллинг, но степень изученности их недостаточна.

Слои портландия представлены глинами, песками тонкозернистыми. Мощность их не превышает первых десятков метров. Регрессивная фация — галечники, пески крупнозернистые. Время формирования — от аллереда до пребореала включительно (аллеред, верхний дриас соответствуют верхам осташковского горизонта, пребореальный период — низам нижнего голоцена). Наиболее древняя дата, относящаяся к пребореальному периоду — 10 030 ± 130 лет (ЛУ-331).

Аллеред, соответствующей IV пылевой зоне по Р. М. Лебедевой (1987), поздний дриас (V зона) и начало пребореального периода (VI, VII зоны) характеризуются развитием лесотундры с элементами перигляциальной растительности; в конце пребореального периода (VIII зона) получили развитие березовые леса. Комплекс диатомей слоев портландия беден; макрофауна принадлежит к арктическому комплексу, руководящий вид *Portlandia arctica* [82]. С начала регрессии литторина видовой состав фауны увеличивается, преобладают бореальные и аркто-бореальные виды. Комплексы фораминифер во всех морских слоях хорошо сопоставляются с комплексами моллюсков. Слои фолас в

нижней части представлены глинами, суглинками, битуминозными илами; регрессивная фация — песками, зернистость которых увеличивается вверх по разрезу. Максимальная мощность 40–55 м, обычно не более 10 м. Время формирования — бореальный период (верхи нижнего голоцена). Уровень пребореал–бореал приходится на промежуток от 9500 до 9900 лет.

Бореальный период характеризуется развитием березовых лесов (IX зона), сменившихся сосново-березовыми (X зона). В конце бореального периода появился богатый арктическо-бореальный — северобореальный комплекс диатомей. Фауна представлена 7 арктическими, 11 аркто-бореальными и 7 бореальными видами.

Слои тапес I несогласно, с размывом залегают на слоях фолас. В основании их нередко галечники, валуны, выше по разрезу — слоистые пески. Мощность незначительная. Время формирования — первая половина атлантического периода (низы среднего голоцена). Уровень бореал–атлантика варьирует от 7740 + 130 (ЛУ-166) до 8860 + 60 лет (Тln-439) [82]. В первой половине атлантического периода господствовали березово-сосновые леса (XI зона). Комплекс диатомей единый для слоев тапес I и тапес II, включает 14 % аркто-бореальных, 22 % южно-бореальных и 64 % северо-бореальных видов. Фауна не обнаружена.

Слои тапес II в основании нередко имеют галечниковый маркирующий горизонт, сменяющийся вверх по разрезу грубыми сортированными песками, более тонкими песками, супесями и вновь грубыми песками. Мощность около 20 м. Время формирования — вторая половина атлантического периода (верхи среднего голоцена). Граница между первой и второй половинами атлантического периода располагается между 5650 + 80 (ЛУ-336) и 6480 + 60 лет (Тln-261) [82]. Господствовали сосновые леса с примесью широколиственных разновидностей (XII зона). Отложения регрессии тапес II характеризуются интенсивным развитием бореального комплекса макрофауны (33 бореальных вида из 84 обнаруженных).

Слои тривиа налегают на размытые отложения времени тапес II. Осадки представлены преимущественно песчаными фациями, редко — суглинками и глинами. Мощность достигает 15 м. Время формирования — суббореальный период (низы верхнего голоцена). Переход от атлантического к суббореальному периоду определен в долине р. Печенга — 3090 + 150 лет (ЛУ-332).

На побережье преобладали березово-сосновые леса, появляется ель (XIII зона). В морском бассейне происходило интенсивное развитие бореальной фауны моллюсков. В комплексе диатомей, едином для слоев тривиа и остреа, аркто-бореальные виды составляют 17 %, южно-бореальные — 18 %, северо-бореальные — 65 %.

Слои остреа несогласно налегают на слои тривиа. Представлены супесями с линзами темных битуминозных илов, песками. Мощность 3,5–4 м. Время формирования — субатлантический период (верхи верхнего голоцена). Рубеж между суббореальным и субатлантическим периодами соответствует 2790 + 140 лет (ЛУ-333) [82]. В растительности произошла смена доминант — преобладают сосново-березовые леса.

Комплекс макрофауны несколько обеднен по сравнению со слоями тапес II и тривиа. Значительно увеличилось количество широко распространенных аркто-бореальных видов.

Описываемые морские отложения широко распространены на прилегающей к Кольскому полуострову части акватории, где они были выделены по

материалам сейсмоакустического профилирования и грунтового пробобора [227]. В акустической записи для них характерна регулярно-слоистая волновая картина с достаточно протяженными осями синфазности (рис. 10). Характер подошвы вследствие недостаточной мощности сейсмопачки (до 12 м) не установлен.

Отложения, формирующие пачку, вскрыты рядом станций грунтового опробования. На участках, где ее мощность сокращается до первых метров, в основании часто наблюдается прослой мелкозернистого песка мощностью до 0,4 м. Выше через переслаивание залегают темно-серые суглинки с редкими включениями гальки и гравия, вверх по разрезу сменяющиеся глинами зеленовато-серыми текучепластичными с пятнами гидротроиллита. Г. Э. Козловой в разрезе грунтовой станции КШ-85-13 [229] выделено три микрофаунистических комплекса. Нижний, в интервале 3,1–1,3 м, характеризующийся довольно большим видовым разнообразием и количеством экземпляров от 60 до 94 шт. на 100 г осадка, включает в себя атлантические виды *Paramalina coronata crassa*, *Elphidium mageblanicum* и др. Средний комплекс в интервале 1,3–0,2 м представлен арктическими и бореально-арктическими видами с глубиной обитания до 200 м. Количество видов в образце от 3 до 6, облик комплекса арктический. Возраст отложений, вмещающих описанные комплексы, определен как послекаргинский. Верхний комплекс в интервале 0,2–0,0 м отвечает голоцену, для него характерны песчаные формы, отсутствующие в нижележащих отложениях.

Элювиальные и делювиальные образования (е, dIII–Н) приурочены к склонам и подножию горных массивов и возвышенностей. Частично они включают коллювиальные и пролювиальные отложения. Процентный состав щебня, глыб, песка варьирует в зависимости от текстурно-структурных особенностей материнских пород. Залегают чаще на коренных породах с поверхности, участками перекрыты ледниковыми, озерными отложениями, торфами. Мощность 1–5 м, максимальная – по данным бурения и сейсморазведки 10 м. Время формирования определено условно, так как местами начало образования этих отложений может относиться к дочетвертичному времени или раннему и среднему плейстоцену [152].

ЛИТОЛОГИЯ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Литологическая карта изученной акватории построена на основе 319 грунтовых станций, подкрепленных лабораторными определениями разных лет. По всем станциям выполнен гранулометрический, минералогический и спектральный полуколичественный анализы. Для изучения донно-каменного материала и описания осадков привлекались данные полевых журналов.

Современные поверхностные отложения акватории представлены обводненными неуплотненными, иногда текучепластичными осадками буроватого цвета (от зеленовато-бурого до серого).

Распределение осадков контролируется рельефом дна, гидродинамикой бассейна и в большей степени придонными течениями. Гидродинамический режим Баренцева шельфа отличается большей активностью, связанной с приливо-отливными течениями и волнением в прибрежной части акватории. Снижение гидродинамической активности происходит с увеличением глубины моря. В зависимости от соотношения скорости потока и размера частиц осадок может транспортироваться путем волочения по дну, сальтации и во взвеси [124].

ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЕ ТИПЫ ДОННЫХ ОСАДКОВ

Средний размер гранулометрических фракций является показателем динамической активности среды накопления осадка. Полученная схема распределения среднего размера частиц показывает, что основная часть осадков относится к пелитовым размерностям (рис. 12). Отмечается приуроченность частиц гравийной (2,5–1,0 мм) и песчаной (0,25–0,1 мм) размерности к прибрежным районам и привершинным участкам подводных поднятий, где скорости придонных течений максимальны. Концентрация частиц алевритовой размерности (0,1–0,01 мм) в основном приходится на склоны возвышенностей и впадин, причем наибольшее распространение в осадках получила фракция мелкого алеврита (0,05–0,01 мм). Наиболее глубокие участки дна являются областью распространения тонкодисперсных осадков пелитовой размерности (0,01–0,001 мм).

Как показатель степени сортированности осадка, рассчитан коэффициент нормированной энтропии (H_r) [124]. На изученной акватории преобладают несортированные ($H_r > 0,83$) и плохосортированные осадки ($H_r > 0,63$). На участках прибрежного мелководья и наиболее глубоких частях акватории отмечаются поля умеренно- и хорошосортированных осадков ($H_r < 0,43$).

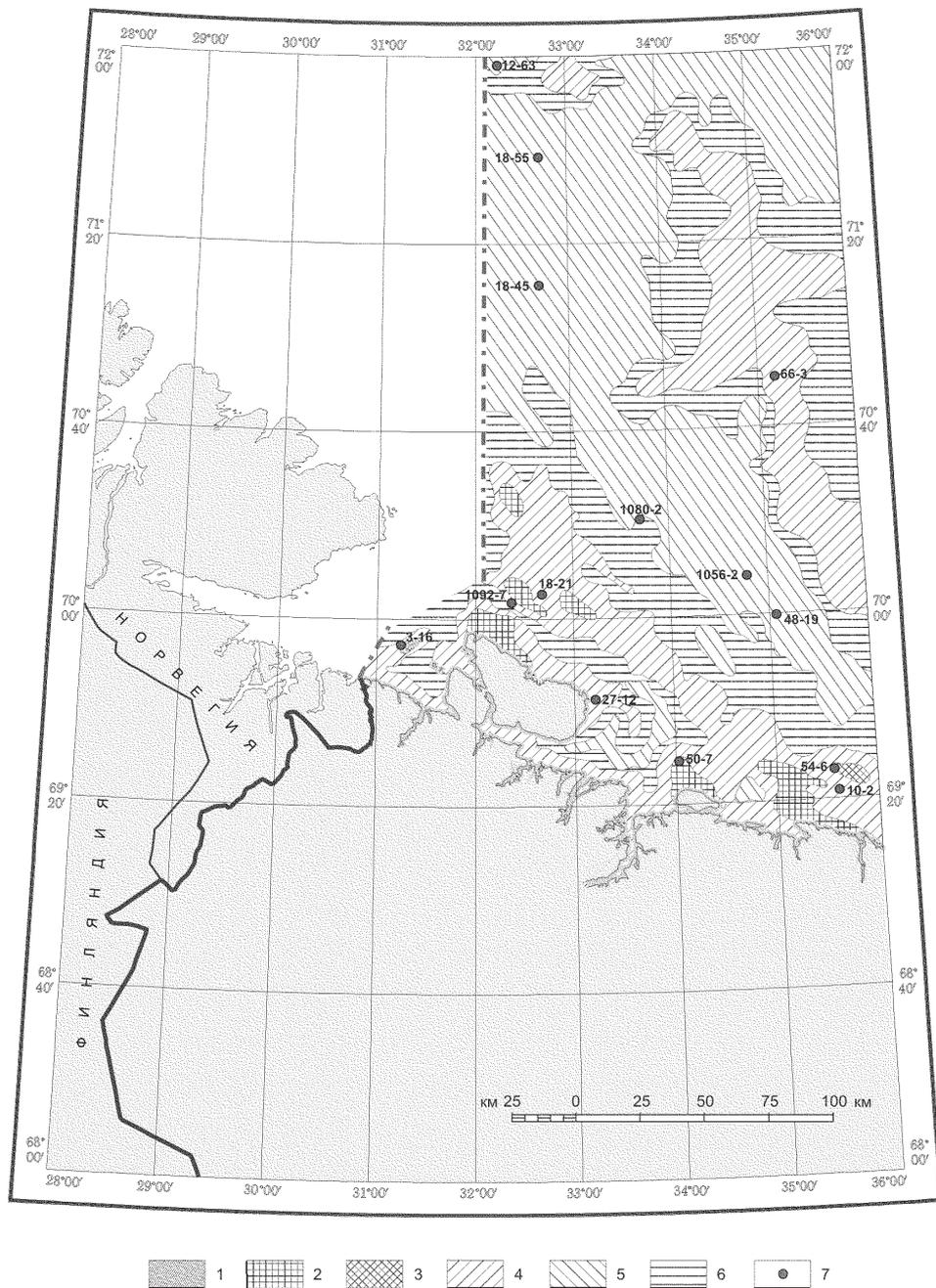


Рис. 12. Распределение значений среднего размера частиц в современных донных отложениях. Составила Е. В. Пенедюк.

1–6 – средний размер частиц осадка, мм: 1 – 2,5–1,0; 2 – 0,25–0,1; 3 – 0,1–0,05; 4 – 0,05–0,01; 5 – 0,01–0,005; 6 – 0,005–0,001; 7 – станции донного опробования и их номера.

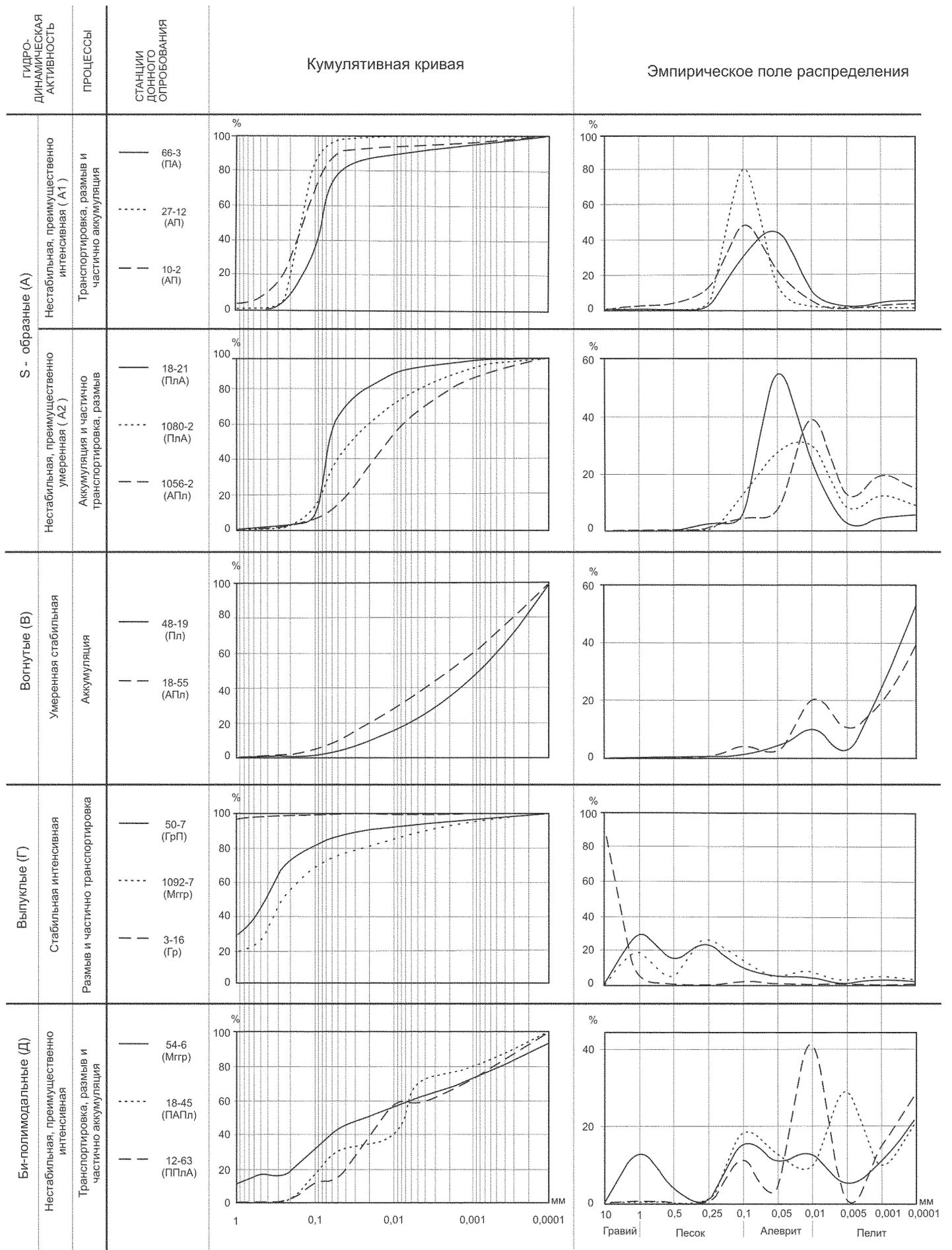


Рис. 13. Зависимость гранулометрического состава донных осадков от гидродинамических условий. Составила Е. В. Пенедюк.

На литологической карте поверхности морского дна по содержанию различных размерных групп выделены следующие типы осадков: моногранулярные, переходные (бигранулярные) и смешанные (миктиты и полимиктиты). Среди моногранулярных осадков выделяются чистые осадки с содержанием господствующей фракции более 85 % [89].

Моногранулярные осадки представлены галькой (Г), песками (П), алевритами (А) и пелитами (Пл). Эмпирическое поле распределения – одномодальное, кумулятивная кривая характеризуется S-образной формой (рис. 13). Сортировка хорошая и умеренная.

На глубине до 100 м, в юго-западной части листа небольшое распространение получили хорошоотсортированные галечные отложения (Г). Образование их связано с размывом кристаллических пород докайнозойских образований донными течениями. Средний размер галек составляет 1,5 см.

Моногранулярные песчаные осадки широкой полосой протягиваются вдоль всего Кольского побережья, п-ова Рыбачий и о. Кильдин на глубинах 50–70 м. В основном здесь получили развитие мелкозернистые (П^м) и средне-мелкозернистые пески (П^{см}). В юго-восточной части акватории, в зоне замедленного отложения разнородного песчаного материала, на участках пологих пластовых равнин происходит накопление разнородных песков (П^р) с содержанием песчаной фракции до 80 %. Примесь гравийного материала составляет 4-6 %. Средний размер частиц превышает 0,2 мм. Волновое воздействие и воздействие придонных течений является определяющим фактором в образовании песчаных осадков.

Моногранулярные алевриты получили небольшое локальное распространение на склонах Рыбачинской возвышенности на глубинах, не превышающих 200 м. Содержание алевритовой фракции здесь достигает 76 %, примесь пелита не превышает 12 %, отмечается небольшое количество гравия.

Наиболее глубокие участки Нордкапского желоба и Мурманской котловины выполнены моногранулярными пелитами, которые изредка переходят в чистые пелиты (Пл^ч) с содержанием пелитовой фракции до 90 %. Пелиты накапливаются в местах с ослабленной гидродинамической активностью водных масс, на глубинах свыше 300 м, и характеризуются вогнутой формой кумулятивной кривой (тип В). Значения среднего размера для пелитов составляют менее 0,005 мм, формирование их определяется выпадением из взвеси глинистых частиц.

Осадки переходного типа (бигранулярные) представлены гравийными песками (ГрП), алевритовыми песками (АП), песчаными алевритами (ПА), пелитовыми алевритами (ПлА) и алевритовыми пелитами (АПл).

На береговых склонах и подводных грядках, на глубинах до 100 м, в зонах с наиболее активной гидродинамикой, происходит отложение гравийных песков. Их образование связано с абразией берегов под действием волн и приливо-отливных течений. Содержание гравийной фракции достигает 33 %. Осадки этого типа характеризуются кумулятивной кривой Г-типа. Накопление осадков практически отсутствует, ярко выражены процессы транспортировки и размыва (рис. 13).

Образование алевритовых песков происходит преимущественно в прибрежной части акватории и на привершинных участках возвышенностей на глубине 150 м. Содержание песка в осадке варьирует от 45 до 60 %, содержа-

ние алеврита достигает 40 %. Примесь гравия не превышает 6 %. Песчаные алевриты выполняют склоны возвышенностей на глубинах до 200 м. Близость суши и речной сток обуславливают преобладание в осадке фракции крупного алеврита. Содержание алеврита достигает 71 %.

Формирование алевритовых песков и песчаных алевритов происходит в условиях нестабильной, преимущественно интенсивной гидродинамической обстановки. Осадки характеризуются S-образной формой кумулятивной кривой (тип А1), характеризующей транспортировку, размыв и частичную аккумуляцию осадочного материала.

Пелитовые алевриты выполняют склоны Мурманской котловины, Нордкапского и Кольского желобов на глубинах до 250 м. Содержание алевритовой фракции варьирует от 55 до 74 %, пелитовой от 20 до 47 %, примесь гравия и песка не превышает 10 %. Алевритовые пелиты выполняют днища и склоны котловин на глубинах более 250 м. Содержание пелита увеличивается от 50 до 74 %. Присутствующая в осадке примесь гравийного (до 6 %) и песчаного (до 16 %) материала отражается на ухудшении сортированности осадка ($H_r > 0,6$). Образование пелитовых алевритов и алевритовых пелитов происходит в условиях нестабильной, преимущественно умеренной гидродинамической обстановки (тип А2), в режиме активной аккумуляции осадка при слабовыраженном процессе транспортировки.

Смешанные осадки включают в себя миктиты, сложенные тремя группами фракций, и полимиктиты, сложенные четырьмя и более группами. Гранулометрический спектр осадков характеризуется многовершинным распределением фракций со значительным преобладанием пелитовой и алевритовой составляющей. Кумулятивные кривые (рис. 13) имеют би- и полимодальные формы (тип Е).

В составе миктитов выделяются гравийно-алеврито-песчаные (ГрАП), пелито-алеврито-песчаные (ПлАП), алеврито-пелито-песчаные (АПлП), пелито-песчано-алевритовые (ПлПА), песчано-пелито-алевритовые (ППлА) и песчано-алеврито-пелитовые (ПАПл).

Гравийно-алевритовые пески выполняют пологие аккумулятивные формы рельефа в прибрежной части шельфа. Кроме того, эти отложения распространены на крутых склонах Рыбачинской возвышенности на глубинах до 150 м. Содержание гравия на отдельных участках достигает 24 %. Отложения формируются в условиях интенсивной динамики вод и характеризуются выпуклой формой кривой (тип Г).

Формирование мелкообломочных миктитов происходит в условиях нестабильной (от слабой до интенсивной) гидродинамической активности. Они выполняют обширные пространства между районами распространения осадков переходного типа. Сортировка осадков плохая.

Пелито-алеврито-песчаные и алеврито-пелито-песчаные миктиты выполняют склоны Южно-Мурманской, Северо-Мурманской и Октябрьской возвышенностей. Это районы повышенной гидродинамической активности, где происходит размыв четвертичных отложений. В пределах равнинных участков Кольского шельфа на глубинах до 200 м, а также на крутых склонах подводных возвышенностей получили распространение пелито-песчано-алевритовые и песчано-пелито-алевритовые отложения. В условиях интенсивного поступления терригенного материала на склонах Северо-Мурманской и Октябрьской возвышенностей получили распро-

странение песчано-алеврито-пелитовые отложения. Они характеризуются непрерывным переходом в бигранулярные осадки – пелит алевритовый и алеврит пелитовый.

Поля галечно-гравийных полимиктитов (Мггр) закартированы на склонах Рыбачинской возвышенности. В прибрежной части акватории они образуются на крутых подводных береговых склонах, где происходит размыв и аккумуляция осадочного материала.

На основании «Методических рекомендаций по изучению донных отложений Арктического шельфа» [88] результаты гранулометрического анализа были подвергнуты графоаналитической интерпретации. По всем станциям построены гистограммы гранулометрического состава и кумулятивные кривые, отражающие особенности гидродинамического режима, и определены динамические типы осадков. В распределении гранулометрических составляющих донных отложений ведущая роль принадлежит динамическим условиям. Области распространения донных осадков динамических типов А и В (впадины, желоба и склоны пластовой равнины) являются областями преимущественной аккумуляции осадков и слабой гидродинамической активности среды. Осадки типа Г и Е (прибрежные склоны и склоны возвышенностей) характеризуются более высокой гидродинамической активностью, где преобладают процессы транспортировки и размыва осадков и практически отсутствует аккумуляция.

ВЕЩЕСТВЕННО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ДОННЫХ ОСАДКОВ

Рыхлые осадки, слагающие поверхностный слой донных отложений Кольского шельфа, представлены терригенными, палимпсестово-терригенными, эдафогенно-терригенными и декливиальными типами. Наибольшее распространение получили терригенные осадки, которые на карте крапом не выделяются. Основными источниками терригенного материала являются реки Баренцево-морского бассейна и абразия берегов Кольского полуострова.

Эдафогенно-терригенные отложения состоят из продуктов подводного разрушения коренных пород дна. Они формируются на привершинных участках Рыбачинской подводной возвышенности и на локальных, наиболее возвышенных, участках дна в юго-западной и южной частях акватории. Крупнообломочный материал представлен неокатанными разностями (дресва, щебень). Для этих отложений характерен высокий выход тяжелой фракции (до 7 %).

Палимпсестово-терригенные осадки развиты на участках незначительной мощности голоценовых отложений (менее 0,2 м). Они представляют собой остаточные разноразмерные накопления, формирующиеся в процессе размыва плейстоценовых ледово-морских отложений, и характеризуются плохой сортировкой. Наибольшее распространение эти отложения получили в северной части акватории на склонах возвышенностей и в днищах впадин, где современное осадконакопление замедлено [227].

Декливиальные отложения – это продукты абразионной деятельности моря, перемещенные вниз по склону, состоящие в основном из грубообломочного материала. Этот тип отложений получил развитие на крутых склонах вдоль всего Кольского побережья.

Практически во всех перечисленных типах донных осадков присутствует рассеянный грубообломочный материал — дресва, щебень, галька, гравий, валуны. Происхождение грубообломочного материала может быть двояким. С одной стороны, возможно, это продукты ледового разноса, с другой — появление их связано с размывом коренных пород дна под действием постоянных течений [227]. Биогенная составляющая осадка (ракуша, ракушечный детрит) не превышает 5 %.

МИНЕРАЛЬНО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Изучение минерального состава проб проводилось иммерсионным методом, исследованию была подвергнута крупноалевритовая фракция (0,1—0,05 мм).

Выход тяжелой фракции в осадках изменяется в зависимости от близости суши, дальности переноса и гидродинамических условий зоны седиментации. Максимальное количество тяжелой фракции в крупном алеврите (10—20 %) сосредоточено на участках активного гидродинамического режима в районе о. Кильдин и п-ова Рыбачий. Несколько меньшее содержание (1,5—2,5 %) обнаружено на Октябрьской и Северо-Мурманской возвышенностях. Малый выход тяжелой фракции (0,25—1 %) приурочен к пониженным участкам дна моря, для которых характерна минимальная активность гидродинамического режима. Среднее содержание тяжелой фракции в поверхностных осадках по площади составляет 2,2 %.

Анализ пространственного распространения минералов показал, что донные отложения Кольского шельфа в целом характеризуются как однотипные комплексы. Основными минералами тяжелой фракции являются обыкновенная роговая обманка, минералы группы эпидота, гранат, моноклинные пироксены, черные рудные, циркон. Остальные минералы встречаются в количествах, не превышающих 10 % (табл. 1).

Замедленность химических и биологических процессов в Баренцевом море приводит к тому, что аутигенные образования встречаются редко и в незначительных количествах. В изученных образцах они представлены гидроокислами железа, железисто-карбонатными агрегатами и единичными зернами глауконита. Основное распространение они получили в алеврито-пелитовых осадках северной и северо-западной части акватории. Повышенное содержание пирита (до 36 %) и сидерита (до 29 %) наблюдается в донных отложениях северо-восточной части акватории, где происходит размыв плейстоценовых отложений.

На литологической карте оконтурены участки, в которых содержание минералов полезных ископаемых (титансодержащие минералы, циркон, гранат) является фоновым для данного района, и участки, где это содержание является аномальным. Относительно повышенные концентрации этих минералов отмечены на положительных морфоструктурах и участках резкого перегиба рельефа дна моря, где происходит современная сепарация минералов.

Титансодержащие минералы (сфен, рутил, магнетит, ильменит) широкое распространение получили на склонах Южно-Мурманской возвышенности и в прибрежной части о. Кильдин, на глубинах от 50 до 150 м. Их содержание

Минеральная характеристика поверхностного слоя донных отложений

Тяжелые минералы	Содержание, %		Среднее значение, %
	min	max	
Моноклинные пироксены	0,0	16,9	5,3
Ромбические пироксены	0,0	3,5	0,3
Обыкновенная роговая обманка	0,0	59,8	29,5
Группа амфиболов	0,0	1,3	0,1
Группа эпидота–цоизита	2,8	32,6	14,6
Гранат	2,6	28,2	14,3
Циркон	0,0	11,8	2,6
Турмалин	0,0	1,8	0,3
Сфен	0,0	2,5	0,4
Рутил	0,0	1,9	0,2
Неопределенные титанистые минералы	0,0	6,1	2,0
Апатит	0,4	7,6	2,5
Лейкоксен	0,0	20,0	0,4
Черные рудные	0,5	29,1	12,2
Пирит	0,0	35,6	2,7
Гидроокислы железа	0,0	14	0,9
Доломит	0,0	0,8	0,0
Сидерит	0,0	6	1,8
Железо-карбонатные агрегаты	0,0	29,3	2,4
Выход тяжелой фракции	0,25	20,3	2,2

составляет 6–11 кг/м³. В этих же районах оконтурены участки с содержанием циркона от 2 до 4,5 кг/м³.

Гранат в основном представлен алмандином. В песчано-гравийных отложениях п-ова Рыбачий и на склонах Рыбачинской возвышенности оконтурены участки с содержанием граната 4–8,5 кг/м³. На отдельных станциях содержание гранатовых зерен достигает 17 кг/м³.

Распределение микроэлементов в донных осадках (по данным полуколичественного спектрального анализа) зависит от петрографического состава близлежащих коренных пород, привноса терригенного аллювиального материала и гидродинамического режима. В табл. 2 приведены содержания элементов-примесей в донных осадках акватории. В основном концентрации этих элементов не превышают кларковые содержания в осадочных породах [26]. Значения средних содержаний выше кларковых отмечаются у таких элементов как свинец, ванадий, цинк, цирконий. Основное накопление этого комплекса микроэлементов отмечается в прибрежной части Кольского полуострова и центральной части листа.

Содержание элементов-примесей в донных осадках

Элемент	Среднее содержание, вес. %	max	Кларковое содержание в осадочных породах (Виноградов А. П., 1962 г.)
Ba	$8,5 \times 10^{-2}$	30×10^{-2}	8×10^{-2}
Zn	22×10^{-3}	70×10^{-3}	8×10^{-3}
Pb	$6,6 \times 10^{-3}$	25×10^{-3}	2×10^{-3}
Ni	$3,8 \times 10^{-3}$	20×10^{-3}	$9,5 \times 10^{-3}$
Ti	$4,1 \times 10^{-2}$	10×10^{-2}	$4,5 \times 10^{-2}$
Mo	$0,7 \times 10^{-3}$	2×10^{-3}	$1,1 \times 10^{-3}$
Co	$6,4 \times 10^{-4}$	30×10^{-4}	20×10^{-4}
Mn	$0,8 \times 10^{-2}$	3×10^{-2}	$6,7 \times 10^{-2}$
Cu	$4,0 \times 10^{-3}$	30×10^{-3}	$5,7 \times 10^{-3}$
Sr	$0,2 \times 10^{-2}$	$0,8 \times 10^{-2}$	$4,5 \times 10^{-2}$
Be	1×10^{-4}	4×10^{-4}	3×10^{-4}
V	$6,3 \times 10^{-2}$	30×10^{-2}	$1,3 \times 10^{-2}$
Zr	22×10^{-3}	70×10^{-3}	20×10^{-3}

При переходе от поверхностного слоя, подверженного регулярному взмучиванию, к подстилающему концентрация отдельных элементов-примесей заметно снижается. Это говорит о том, что основную роль в накоплении элементов-примесей играют природные факторы (обогащение минералами-носителями за счет механической дифференциации, сорбция, химическое осаждение). Нельзя не учитывать и антропогенный фактор накопления элементов в прибрежной части Кольского шельфа.

Анализ латеральной изменчивости основных типов донных осадков показал, что в основном на изученной акватории доминируют бигранулярные осадки, на их долю приходится 54 % площади дна акватории. Смешанные осадки (миктиты) занимают 28,8 %. На долю моногранулярных осадков приходится 16,8 % площади дна акватории. Распределение среднего размера частиц по площади хорошо согласуется с батиметрическим планом акватории и гидродинамической активностью придонных вод.

Для донных отложений Кольского шельфа характерны значительные накопления песчаных осадков в прибрежной части акватории. Областью накопления тонкозернистых осадков являются многочисленные желоба и впадины.

По результатам гранулометрического анализа построены схемы и диаграммы, интерпретация которых позволила установить распределение по площади осадков различного гранулометрического состава и объяснить механизм их формирования в различных гидродинамических условиях.

МАГМАТИЗМ. НЕСТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Территория Балтийского щита в пределах листа сложена преимущественно магматическими и метаморфическими породами архейского и протерозойского возраста. Определение возраста этих образований в значительной мере опирается на данные изотопного датирования, что нередко приводит к пересмотру их соотношений.

ПОЗДНИЙ АРХЕЙ (ЛОПИЙ)

НЕРАЗДЕЛЕННЫЕ РАННЕ-СРЕДНЕЛОПИЙСКИЕ ЭРЫ

Породы этого возраста представлены преимущественно ультраметаморфическими комплексами.

Комплексы эндербитов (enL_{1-2}) и **плагиигранитов–гнейсодиоритов** (pyL_{1-2}) представлены рядом пород от основных (гиперстен-салитовые метапироксениты, двупироксен-плагииоклазовые кристаллосланцы комплекса эндербитов) до кислых (трондьемиты, плагииграниты, чарнокиты комплекса плагиигранитов–гнейсодиоритов). Преобладают породы среднего состава (эндербиты, тоналиты). Комплекс эндербитов распространен в пределах Центрально-Кольской ПМЗ, плагиигранитов–гнейсодиоритов – в ПМЗ Кольского Беломорья, в юго-восточной части Центрально-Кольской ПМЗ и в краевой части Мурманской ПМЗ. Они образуют тела площадью от первых квадратных километров до тысяч квадратных километров. Геологические данные, однозначно свидетельствующие об относительном возрасте эндербитов и олигоклазовых гнейсо-гранитов, с одной стороны, и пород кольского метаморфического комплекса с другой, отсутствуют. Наблюдаются или отчетливо тектонические контакты, или чередование, местами достаточно тонкое, контактирующих пород. Между разновидностями пород комплекса наблюдаются как резкие контакты, так и постепенные переходы. Более кислые разности содержат ксенолиты и скиалиты основных пород или наблюдаются в них в виде секущих жил. Химические составы цветных минералов основных и средних пород (гиперстен, клинопироксен ряда диопсид–геденбергит, гранат, биотит) свидетельствуют о метаморфической природе наблюдаемых минеральных парагенезисов при отсутствии реликтов первичномагматических минералов. По петрохимическим параметрам ($K/Na + K$, $Ca/Na + K$, $Al/2Ca + Na + K$, Rb/Sr) породы комплекса близки к гранитоидам энсиалических и энсиматических островных дуг. Близость эндербитов к М-гранитам подтверждается начальным отношением

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7023$ для эндрбитов Вежетундры. Возраст пород комплекса на описываемой территории по результатам определений U-Pb изохронным методом по цирконам варьирует в пределах 2,85–2,80 млрд лет и по единичным определениям достигает 2933 ± 54 млн лет. Последнее, вероятно, отражает время раннего метаморфизма, наложенного на эти комплексы.

СРЕДНЕ-ПОЗДНЕЛОПИЙСКИЕ ЭРЫ

К этому возрасту отнесены комплексы пород, возникшие до или одновременно с главной складчатостью и последним региональным метаморфизмом. Как правило, они существенно изменены, а их изотопный возраст может отражать время последнего метаморфизма.

Колмозерский комплекс метадiorит-плагиигранит-гранитовый ($\delta\text{-}\gamma\text{L}_{2-3k}$) образует батолитоподобные тела вдоль юго-западного и северо-восточного контактов структуры Колмозеро–Воронья (Урагубско-Колмозерская СФЗ) с Центрально-Кольской и Мурманской ПМЗ. На геологической карте показано только одно наиболее крупное тело размером до первых километров в поперечнике, прорывающее ранне-среднелопийские образования эндрбитового комплекса Центрально-Кольской ПМЗ на удалении до 20 км от структуры Колмозеро–Воронья. В составе комплекса выделяются два подкомплекса. Первый сложен среднезернистыми, большей частью гнейсовидными, породами по составу от меланократовых диоритов (габбродиоритов), реже апогаббровых амфиболитов, до микроклин-плагииоклазовых гранитов. Второй подкомплекс сложен мелкозернистыми, гнейсовидными породами преимущественно плагиигранитного состава с подчиненными диоритами и гранодиоритами. К этому же подкомплексу отнесены микроклин-плагииоклазовые и плагиимикроклиновые граниты. Для пород колмозерского комплекса характерно отсутствие зон эндо- и экзоконтактных изменений. При удалении от структуры Колмозеро–Воронья форма массивов близка к изометричной. По петрохимическим данным, породы колмозерского комплекса могут рассматриваться как комагматичные с метавулканитами вороньетундровской свиты. Метадiorиты и гранитоиды колмозерского комплекса являются синметаморфическими. На смежном листе галька пород колмозерского комплекса наблюдается в конгломератах поросозерской серии и, следовательно, отнесение их к гимольскому времени является дискуссионным. Изотопный возраст пород колмозерского комплекса равен 2760 ± 15 млн лет и, возможно, отражает время последнего метаморфизма.

Териберский комплекс эндрбит-гранодиорит-гранитовый ($\text{en-}\gamma\text{L}_{2-3f}$). Масивы комплекса площадью от сотен квадратных метров до сотен квадратных километров наблюдаются в центральной части Мурманской ПМЗ в среднем и нижнем течении рек Териберка и Воронья. В составе комплекса выделены породы трех интрузивных фаз (на карте не показаны). К первой фазе отнесены гиперстеновые кварцевые диориты (эндрбиты), наблюдающиеся в виде ксенолитов изометрической, линзовидной и неправильной формы в гранодиоритах второй фазы. Размеры ксенолитов от первых метров до 1,5–2 км в длину при ширине до первых сотен метров. Вторая (главная) фаза образована гранодиоритами, слагающими массивы площадью до сотен квадратных километров. При детальном картировании отдельных массивов установлена северо-восточ-

ная ориентировка первичных вкрапленников микроклина; при наложении поздних деформаций гранитоиды комплекса испытывают разгнейсование с преимущественным северо-западным простиранием. К породам третьей фазы отнесены равномернозернистые порфириовидные граниты, небольшие, площадью до 2–6 км², массивы которых изучены в районах нижнего течения р. Терiberка и оз. Нуккешъявр. Массивы как согласные, так и секущие относительно трахитоидности вмещающих гранодиоритов второй фазы. По химическому составу породы комплекса относятся к эпиандезитовой серии нормальной или повышенной щелочности с преобладанием натрия над калием в породах первых двух фаз и калия над натрием в лейкогранитах третьей фазы. Петрохимическое единство пород комплекса подчеркивается их пересыщенностью известью, сопряженностью изменения содержания щелочей и полевошпатовой извести при увеличении меланократовости пород, узким интервалом железистости и коэффициента окисления железа. Металлогеническая специализация комплекса определяется его повышенной молибденоносностью (10 г/т), на порядок превышающей кларковые содержания молибдена в кислых и средних породах. Содержание других малых элементов существенно не выходит за пределы кларковых. Определение радиологического возраста Pb-Pb изохронным методом по цирконам пород первых двух фаз показало возраст 2700–2710 млн лет, что скорее всего не отражает истинный возраст пород. Верхняя возрастная граница комплекса определяется воздействием на его породы плагиомиокриноновых гранитов варзинского комплекса. Возраст пород териберского комплекса остается не определенным.

Комплекс диоритов–плагиогранитов (δ - γ L₂₋₃). Выделен условно по аналогии с листом Q-36, где он образует крупный массив, частично расположенный на территории листа R-(35), 36 (Центрально-Кольская ПМЗ). Комплекс изучен недостаточно. Он образован преимущественно диоритами, кварцевыми диоритами, реже гранодиоритами и плагиогранитами. Наименее измененные породы имеют массивную текстуру и гипидиоморфную структуру, иногда с идиоморфными зернами плагиоклаза. Породообразующие минералы представлены плагиоклазом, биотитом, роговой обманкой, эпидотом, иногда пироксеном, диопсидом, кварцем. Изотопный возраст пород этого массива не определялся. Аналогичные образования в Карельской СФО и Беломорской ПМЗ имеют изотопный возраст, близкий к 2724 и 2761 млн лет.

Гимольское время

К этому времени относятся породы, предположительно возникшие в конце главной складчатости и метаморфизма, изотопные датировки которых могут отражать их истинный возраст.

Породы комплекса мигматит-гранитов на территории листа распространены в двух районах, в одном из которых они были выделены в луостаринский комплекс.

Луостаринский комплекс мигматит-гранитов ($m\gamma$ L₃). Гранитоиды комплекса слагают целый ряд массивов и мелких тел, а также зоны мигматит-гранитов в северо-восточной части Центрально-Кольской ПМЗ вблизи восточного обрамления Печенгской структуры. Восточнее количество и размер этих тел уменьшается. Практически во всех контурах мигматит-гранитов выделяются

мелкие тела лейкократовых анатектит-гранитов (не показаны на карте). Вмещающими породами для гранитов являются гнейсы и амфиболиты кольского метаморфического комплекса. Отмечается зависимость минерального и химического состава гранитов от состава и степени метаморфизма вмещающих пород. Среди глиноземистых гнейсов наиболее развиты микроклин-плагиоклазовые граниты с гранатом, а среди амфиболовых – плагиомикроклиновые амфиболсодержащие.

Мигматит-граниты – соскладчатые образования. Они образуют послонные мигматиты, смятые в складки совместно с вмещающими породами. Анатектит-граниты представлены жильными инъекционными мигматитами или самостоятельными относительно мелкими массивами. Контакты мигматит-гранитов с вмещающими породами обычно нечеткие, расплывчатые из-за интенсивной гранитизации вмещающих пород. Контакты анатектит-гранитов с вмещающими мигматит-гранитами чаще всего резкие, без видимых приконтактовых изменений. В мигматит-гранитах наблюдаются скиалиты гнейсов, размером от десятков сантиметров до первых метров в поперечнике. Текстура мигматит-гранитов в основном тeneвая, реже однородная небулитовая и всегда гнейсовидная, иногда слабо выраженная. Структуры гранобластовые, гетерогранобластовые. Цвет от почти белого, светло-серого до светло-розового и серого. Минеральный состав достаточно постоянный, при переменных количествах кварца (от 20 до 50 %), плагиоклаза (от 25 до 65 %), калишпата (до 30 %). Темноцветные минералы (от 5 до 15 %) представлены биотитом, амфиболом, гранатом. Контакты анатектит-гранитов с вмещающими породами резкие, без видимых приконтактовых изменений. Размеры удлиненных тел гранитов, согласных структуре вмещающих пород, редко превышают первые сотни метров, при мощности в первые метры. Тела с размерами до первых километров являются, как и поля мигматит-гранитов, смесью палеосомы и неосомы, отличаясь резким преобладанием последней. Гранитоиды этих тел обычно белые. Характерными признаками для позднелопийских луостаринских гранитов являются их лейкократовость и неравномерное сложение, в пределах обнажения структура меняется от мелкозернистой до пегматоидной и микрографической. Текстура пород в основном массивная, реже гнейсовидная. Граниты – белые, светло-серые, светло-розовые лейкократовые, состоят из кварца (от 20 до 59 %), плагиоклаза (от 25 до 65 %), калишпата (до 50 %), содержат небольшое количество темноцветных минералов (от 3 до 10 %), представлены биотитом, амфиболом, гранатом. Граниты луостаринского комплекса относятся к нормальным плагиомикроклиновым лейкократовым гранитам пониженной щелочности. Лейкократовые граниты малых тел, продатированные U-Pb изохронным методом по цирконам, имеют возраст 2615 ± 13 млн лет, что соответствует позднему лопию [243]. Возраст гранитов комплекса оценивается U-Pb методом по циркону в 2770 ± 68 млн лет [41]. Вблизи горы Генеральская в гранитах Pb-Pb методом по породе и минералам определен возраст в 2730 млн лет. Все это позволяет отнести породы комплекса к верхнелопийской эре (гимольское время). Мигматит-граниты (U-Pb изохронный метод по циркону) датируются также значением 2810 ± 14 млн лет [243]. Этот возраст может быть смешанным за счет реликтового материала.

Комплекс мигматит-гранитов ($m\gamma L_3$). Вторым районом распространения пород комплекса мигматит-гранитов является Мурманская ПМЗ, где они слагают до половины площади. Они представлены неразделенными на карте миг-

матит-гранитами, анатектит-гранитами и порфиоровидными мигматитами. Мигматит-граниты слагают купола площадью от первых до сотен квадратных километров, в центральной части Мурманской ПМЗ примерно изометричные в плане. При приближении к Урагубско-Колмозерской СФЗ они приобретают линзовидную форму, ориентированную в северо-западном направлении. В строении куполов отмечается грубая зональность — центральные части сложены мигматит-гранитами и теневыми мигматитами, периферические — в разной степени микроклинизованными плагиогранитоидами или метаморфическими породами с постепенными переходами между зонами. Основываясь на характере соотношений мигматит-гранитов с вмещающими породами и особенностях внутренней структуры мигматит-гранитных куполов, все исследователи рассматривают эти образования как ультраметаморфические. Возраст плагиомикроклиновых гранитов принимался как позднеархейский на основании того, что в базальных конгломератах поросозерской серии нет галек плагиомикроклиновых гранитов и в метаосадках гимольского времени не отмечался метатерригенный калишпат. Изотопно-геохронологические исследования дают две группы возрастов плагиомикроклиновых гранитов: одна — порядка 2,75 млрд лет, другая — порядка 2,63 млрд лет [41].

Титовско-воронинский ультрабазитовый комплекс ($v\sigma L_3tv$) — пластообразные, линзовидные и неправильной формы тела мощностью обычно менее 10 м при протяженности 100–200 м, реже мощностью до первых десятков метров. В пределах листа выделены в Колмозерской структуре и располагаются в лопийских метаморфических породах. Совместно с вмещающими породами массивы ультрабазитов участвуют в складчатости и испытывают метаморфизм, в связи с чем мелкие массивы и периферические части крупных массивов сложены сланцами пестрого состава, в основном серпентин-хлорит-актинолитового. В центральных частях крупных тел сохраняются первично-магматические породообразующие минералы — оливин и ромбический пироксен. По количественному соотношению преобладают гарцбургиты, в подчиненном количестве — оливиниты и ортопироксениты. Как правило, массивы сложены одной разновидностью, реже они имеют смешанный состав, при этом наблюдаются переходы между слабо измененными ортопироксенитами и гарцбургитами.

Варзинский гранитовый комплекс (γL_3v). Граниты варзинского комплекса с мигматит-гранитами зачастую имеют, наряду с активными контактами, постепенные переходы. В виде массивов площадью от первых квадратных километров до сотен квадратных километров граниты варзинского комплекса выделены на площади Мурманской ПМЗ. Образование этих гранитов В. Р. Ветрин [41] связывает с частичным или полным плавлением метасоматически подготовленных пород субстрата. Для анатектит-гранитов района р. Воронья U-Pb изохронным методом по акцессориям определен возраст 2735 ± 65 млн лет и Pb-Pb изохронным методом по акцессориям — 2740 ± 5 млн лет; для плагиомикроклиновых гранитов севернее горы Лешая изохронным U-Pb методом по циркону определен возраст 2630 ± 80 млн лет [41].

Пеллапахский габбро-диорит-плагиогранитовый комплекс ($v-r\gamma L_3p$) включает мелкие тела и дайки метаморфизованных габбро, диоритов, диоритовых порфиритов, порфиоровидных плагиогранитов, кварцевых метапорфиров и кератофиров, секущие супракрустальные образования колмозерской и поросозерской серий. В северо-западной части Колмозеро-Воронинской структу-

ры массивы имеют удлинненно-овальную форму. Контакты с вмещающими породами резкие, секущие. Выделяются четыре фазы внедрения: 1 — габбро, габбродиориты гиперстеновые, диориты биотит-амфиболовые; 2 — диоритовые порфириды биотитовые и амфибол-биотитовые; 3 — жилы и дайки аплитов, плагиоаплитов, пегматитов, порфиридных биотитовых плагиогранитов; 4 — субвулканические дайки кварцевых метапорфиров, кератофигов, альбитофигов, кварцевые жилы, лейкократовые плагиогранит-порфиры. В строении массивов, как правило, принимают участие 2–3 фазы. Для наиболее кислых пород характерна слабая, но равномерно проявленная мусковитизация и мелкая вкрапленность пирита (до 1 %). В экзоконтактных зонах массивов вмещающие плагиосланцы испытывают интенсивное кислотное выщелачивание, вплоть до превращения в мусковит-кварцевые метасоматиты, несущие гнездово-вкрапленную пиритовую минерализацию (до 5–10 %). От фазы к фазе повышается общая щелочность, с одновременным увеличением кремнекислотности с опережающим ростом содержания K_2O относительно Na_2O . С породами первой фазы комплекса связана золоторудная с мышьяком минерализация, с породами четвертой фазы — медно-молибденовая с золотом и серебром. Как уже отмечалось ранее, породы комплекса секут метаосадки поросозерской серии и сами прорваны жилами турмалиновых гранитов и пегматитов с возрастом $2670 \pm 15(30)$ млн лет (Rb-Sr метод), $2760 \pm 15(30)$ млн лет (Pb-Pb метод), $2640 \pm 15(35)$ млн лет (Th-Pb метод) [41]. Все сказанное позволяет отнести этот комплекс к гимольскому времени.

Поросозерский комплекс лейкогранитов и редкометалльных пегматитов ($\rho-\gamma L_3p$). В пределах Колмозерской структуры распространены жилы редкометалльных пегматитов, относимых к комплексу поросозерских лейкократовых гранитов, часто турмалинсодержащих. В массивах гранитов отмечаются пегматоидные обособления неправильной формы, реже маломощные жилы и прожилки пегматитов, обычно согласные с гнейсовидностью гранитов. Установлена связь пегматитов, в том числе редкометалльных, с гранитами. Положение жил в северо-западной части Колмозеро-Воронинской структуры контролируется как пологими, так и крутыми разрывными нарушениями, преимущественно северо-восточного и субширотного направлений. В Колмозеро-Воронинской структуре нередки пегматитовые жилы со сподуменом и поллуцитом. Возраст гранитов и пегматитов поросозерского комплекса $2670 \pm 15(30)$ млн лет (Rb-Sr метод), $2760 \pm 15(30)$ млн лет (Pb-Pb метод), $2640 \pm 15(35)$ млн лет (Th-Pb метод).

Комплекс альбитовых сиенитов, щелочных сиенитов и граносиенитов ($\epsilon\xi-\gamma\xi L_3$). К этому комплексу отнесены породы массива Чагвеуайв ($1 \times 1,5$ км). Он расположен среди гнейсов кольского метаморфического комплекса вблизи контакта Центрально-Кольской и Мурманской ПМЗ у северо-западного окончания Урагубско-Колмозерской СФЗ. Массив трехфазный: первая фаза представлена альбитовыми граносиенитами, вторая — кварцевыми нордмаркитами, альбитизированными нордмаркитами и граносиенитами, третья фаза образована пегматитами и кварцевыми жилами. Радиогеохронологическими методами массив не исследован. На листе R-(35)–37 [41] породы массива условно сопоставлялись со щелочными гранитами массива Гремяха-Вырмес (K_2). Вблизи Урагубско-Колмозерской СФЗ к северо-западу от р. Воронья выделены два кулисообразно расположенных линзовидных массива мощностью до 1 км каждый и длиной 5 и 10 км. Они сложены эгирин-диопсидовыми щелоч-

ными сиенитами и граносиенитами и согласно залегают в породах кольского метаморфического комплекса и неразделенных лопийских гнейсо-плагиогранитах. Массивы щелочных сиенитов вытянуты в северо-западном направлении, гнейсовидность пород под углами $70-80^\circ$ падает на северо-восток согласно гнейсовидности вмещающих пород. На контактах щелочных сиенитов с амфиболитами и с биотитовыми гнейсо-плагиогранитами отмечаются постепенные переходы. Среднезернистые щелочные сиениты секутся жилками мелкозернистых сиенитов, граносиенитов и гранитными пегматитами. В одном случае отмечался постепенный переход щелочного сиенита в сподуменсодержащий пегматит (возможно, позднелопийского возраста). По сумме щелочей (более 10,5 вес. % $K_2O + Na_2O$) и кремнекислотности (60–62 вес. % SiO_2) рассматриваемые породы соответствуют щелочным сиенитам. Достоверные радиогеохронологические датировки щелочных сиенитов комплекса отсутствуют. По составу и структурно-геологической позиции возможна их корреляция с Чагвеуайвским массивом альбитовых сиенитов и сахарйокским комплексом щелочных сиенитов и граносиенитов позднего лопия [41]. На основании всего вышесказанного породы этого комплекса условно отнесены к позднему лопию (гимольское время).

РАННЕКАРЕЛЬСКАЯ ЭРА

Сумийское время

Печенга-варзугский комплекс ($v-v\sigma K_1^1 p v$) объединяет расслоенные интрузии габброноритов, перидотитов, пироксенитов. В пределах листа к этому комплексу отнесены известные массивы горы Генеральская, Улитаозерский, Пивнус, северная оконечность Мончетундры и сравнительно крупный массив в верхнем течении р. Анис.

Интрузии комплекса протягиваются на расстояние около 170 км от горы Генеральская на севере площади до северных отрогов Мончетундры на юге. Вероятно, они приурочены к зоне разломов северо-западного направления. Форма массивов преимущественно лополитоподобная. Размеры наиболее крупных массивов: горы Генеральская – $3,8 \times 0,8$ км, Улитаозерского – $4,0 \times 1,5$ км, р. Анис – $5,0 \times 3,0$ км. Интрузивные тела комплекса в различной степени дифференцированы и расслоены. Комплекс пород, слагающих интрузивы, отличается большим разнообразием. Ультраосновные породы представлены оливинитами и гарцбургитами, основные породы ортопироксенитами, иногда плагиоклазсодержащими, норитами, габброноритами, габбро. В целом преобладают основные породы, среди которых наибольшим распространением пользуются габбронориты. Перечисленные выше породы слагают естественные сингенетические ряды от оливинитов до габбро, образование которых обязательно процессам внутрикамерной дифференциации. Контакты массивов в большинстве случаев тектонизированные, иногда с фрагментами зон закалок, представленных мелкозернистыми мезомеланократовыми габброноритами (массив Улитаозерский). Для комплекса в целом типична медно-никелевая рудная специализация, выражающаяся в наличии как богатого гнездово-вкрапленного и жильного, так и бедного вкрапленного оруденения, зачастую сопровождающегося наличием платиноидов. Возраст интрузий комплекса опреде-

лен на основании имеющихся результатов изотопного датирования. Для массива горы Генеральская U-Pb методом по цирконам определен возраст габброноритов в 2496 165] и 2505 млн лет [162]. Для габброноритов Мончеплутона этим же методом установлен возраст в 2493 млн лет [12, 164].

Комплекс Главного хребта ($v\eta K_1^1 gh$) образует наиболее крупный на территории базитовый массив, приуроченный к меридиональному разлому, разделяющему Кольскую и Беломорскую СФО, и прослеживается с севера на юг по возвышенностям Медвежьи, Лосевые, Волчьи Тундры на 50 км до южной рамки листа R-36. К этому же комплексу отнесены интрузии лейкогаббро-габбронортозитов северо-восточного обрамления Лапландских гранулитов – Пыршин-Уайвишь и Вулвара. Западный контакт массива Главного хребта с породами Беломорской структурной области тектонический с образованием зоны бластомилонитов, мощность которых по породам эндоконтакта варьирует от 0,2 до 1,5 км, восточный его контакт – интрузивный. По результатам бурения в районе южнее оз. Верх. Ольче массив падает на восток под углами 60° и круче. Данные гравиразведки свидетельствуют о том, что в южной части массива подошва его находится на глубине 1,5–2,5 км, а в северной части (Лосевые–Медвежьи Тундры) массив представляет собой крутопадающее тело. Внутреннее строение массива представляется в следующем виде: нижнюю часть разреза (и основной объем массива) слагают габброанортозиты с подчиненными габброноританортозитами, лейкогаббро и лейкогабброноритами. Выше по разрезу они сменяются зоной чередующихся анортозитов, габброанортозитов, габброноританортозитов с невыдержанным горизонтом троктолитов. Восточная краевая зона массива в виде прерывистой полосы сложена габброноритами, реженоритами. В северной части (на Лосевых и Медвежьих Тундрах) породы массива превращены в полосчатые лейкократовые цоизит-, частью гранатсодержащие, амфиболиты, среди которых неизменные габброиды наблюдаются в виде реликтовых блоков с резкими контактами размером от первых метров до первых десятков метров в поперечнике. На Волчьих Тундрах процессы динамометаморфизма проявлены только в пределах локальных зон рассланцевания. Габброанортозиты Главного хребта имеют возраст (циркон, U-Pb метод) 2453 млн лет, возраст габброанортозитов массива Пыршин, по цирконам (U-Pb метод) в пределах 2444–2452 млн лет [186].

Анистундровский габбродиоритовый комплекс ($v\delta K_1^1 a$) включает Анистундровский массив габбродиоритов, протягивающийся на 40 км при ширине до 5 км и приуроченный к разлому северо-западного направления, разделяющему Кольскую и Беломорскую структурно-формационные области. Юго-западный контакт массива дугообразный в плане, обращен выпуклостью на запад-юго-запад. Контакт тектонический, но местами наблюдаются интрузивные соотношения габбродиоритов с вмещающими плагиосланцами беломорского метаморфического комплекса. Породы массива почти повсеместно превращены в лейкократовые, большей частью гранатсодержащие, тонколинзовидно-полосчатые амфиболиты, очень похожие на бластомилониты по габброанортозитам Лосевых и Медвежьих Тундр. Отличие заключается в меньшем содержании СаО и, как следствие, в меньшей основности плагиоклаза. От остальных диоритов территории габбродиориты анистундровского комплекса отличаются большей кальциевостью и низким содержанием нормативного ортоклаза, причем по последнему признаку они близки к габброанортозитам Главного хребта и массивов Пыршин-Уайвишь и Вулвара, с которыми их сближает и

повышенное (17–19 вес. %) содержание Al_2O_3 . Радиогеохронологические данные по габбродиоритам анистундровского комплекса отсутствуют.

К этому же комплексу условно отнесены породы, развитые на площади 430 км² на северном берегу Верхнетуломского водохранилища от губы Куниш до р. Шовна. Преобладающим развитием здесь пользуются диориты, подчиненным – габброиды и еще меньшим по объему – метапериодиты и метапироксениты. Тела базитов и гипербазитов из-за своих размеров не показаны на карте. Последние ранее были отнесены к раннекарельским расслоенным Солозерским интрузиям. Диориты и габбродиориты этого района сопоставлялись с аналогичными породами анистундровского комплекса [243]. В настоящее время невозможно расчленить эти образования на отдельные комплексы. Допускается внедрение норитов–диоритов после гипербазитов–базитов. В диоритах массивных, рассланцованных и сильно рассланцованных наблюдались ксенолиты базитов и ультрамафитов, обычно менее рассланцованные, но сильно измененные. В сильно рассланцованных диоритоидах пластообразные ксенолиты будинированы. Наиболее ранними считаются расслоенные метапериодиты – нориты, неравномерно серпентинизированные и амфиболизированные. Эти тела имеют размеры до 600 м по мощности и до 1 км по удлинению и ориентированы согласно сланцеватости в диоритах. В обнажениях ранние породы представлены габброамфиболитами, частью гранатовыми, и в меньшей степени норитами, метапироксенитами, метагабброноритами и совсем редко – гипербазитами. В сильно измененном виде они наблюдаются в пластообразных будинах среди рассланцованных, часто гранитизированных диоритов. В скважинах иногда наблюдается дифференциация пород (сверху вниз): лейконорит–норит–меланократовый норит–пироксенит или норит–оливиновый норит–плагиопироксенит–оливиновый пироксенит–гарцбургит. Крупнозернистые диориты и габбродиориты анистундровского петротипа переходят в норитодиориты и нориты. На контакте тел гипербазитов и диоритов иногда наблюдаются метасоматиты с зональностью: серпентинизированный гарцбургит, флогопит-амфиболовые породы, флогопит-амфибол-карбонат-тальковые породы, амфибол (роговая обманка)-биотитовые сланцы.

Среди поздних пород подавляющим развитием пользуются крупнозернистые диориты, кварцевые диориты. Габбродиориты развиты в основном в зонах перехода к норитодиоритам и габбродиоритам. Структуры диоритов и кварцевых диоритов гипидиоморфнозернистые, переходящие в гетерогранобластовые. В гранитизированных разновидностях появляется микроклин, увеличивается количество кварца. Отнесение этого комплекса к сумийскому времени условно и принято в серийной легенде по аналогии с комплексом Главного хребта.

ПОЗДНЕКАРЕЛЬСКАЯ ЭРА

Людиковийское время

Печенгский никеленосный габбро-верлитовый комплекс ($\sigma v - vK_2^1p$) включает более 300 массивов метагаббро, метапериодитов и расслоенных массивов (от

перидотитов до габбро), залегающих в туфоогенно-осадочных породах ждановской свиты, реже среди вулканитов заполярной свиты (Печенгская СФЗ). По своему строению массивы разделяются на две группы. Первая группа представлена глубиннодифференцированными, сложенными преимущественно одной разновидностью пород (метагаббро или метаперидотиты). Они приурочены в основном к западному и восточному флангам Печенгской структуры. Вторая группа образована камернодифференцированными телами, расслоенными от верлитов до габбро. Они наблюдаются в центральной части структуры. Резко преобладают маломощные линзовидные или факолитобразные тела. Наиболее крупные дифференцированные массивы достигают 500–700 м по ширине при протяженности 2–3 км. Часто интрузии расположены в несколько этажей (обычно от 3 до 6). Контакты их с вмещающими породами в основном согласные, реже секущие, большей частью тектонизированные, местами наблюдаются реликтовые участки зон закалки и ороговикования. Для дифференцированных тел наблюдается смена пород от метаперидотитов и пироксеновых метаоливинитов к метаклинопироксенитам и далее к метагаббро, пегматоидным и ортоклазовым метагаббро. Последние переходят у верхнего контакта в гибридные кварцевые диориты. Нижние зоны закалки (реже и верхние) сложены метаклинопироксенитами, частью оливиновыми. Их состав близок к средневзвешенному составу пород комплекса и пикритовых порфиритов свиты матер, что является одним из доказательств их комагматичности. В центральной части Печенгской структуры породы метаморфизованы в фации зеленых сланцев, на ее флангах – эпидот-амфиболитовой фации. В процессе метаморфизма перидотиты превращены в лизардитовые и антигоритовые серпентиниты, хлоритовые серпентиниты, тальк-хлорит-карбонатные и другие сланцы. Пироксениты превращаются в амфибол-хлоритовые сланцы, габбро сосюритизируется, но с сохранением первичной габбровой или габбро-офитовой структуры. По петрохимическим особенностям породы печенгского габбро-верлитового комплекса относятся к высокожелезистому ($F - 22\%$) и высокотитанистому ($TiO_2 > 0,9\%$) умереннощелочному типу с повышенным содержанием никеля, хрома и фосфора, что значительно отличает их от пород других комплексов раннего докембрия. Характерной особенностью комплекса является сочетание промышленного сульфидного медно-никелевого оруденения и титаномагнетитовой феррихромитовой минерализации. Продуктивность печенгского габбро-верлитового комплекса на медно-никелевые руды очень высока – в массивах комплекса выявлено 11 промышленных месторождений и 12 рудопроявлений. По данным изотопного датирования (U-Pb метод по циркону) возраст пород комплекса лежит в интервале 1970–1980 млн лет [138, 139].

К **лапландскому комплексу** отнесены продукты натровой гранитизации в условиях гранулитовой и переходной к амфиболитовой фаций, широко развитые в Лапландской ПМЗ. Субстратом для этих преобразований, вероятно, являлись кристаллические сланцы основного и среднего состава сальотундровского метаморфического комплекса, а также плутонические базиты ловнозерского комплекса. В составе комплекса выделены фаза эндербитов (мигматит-диоритов) и фаза мигматит-гранодиоритов.

Первая фаза ($m\delta K_2/l_1$) – эндербиты (мигматит-диориты). Чаще всего эндербиты грубополосчатые или тентовые, очень неравномернозернистые породы. Валовой состав их в большинстве случаев отвечает кварцевым диоритам и

диоритам, редко гранодиоритам. В меньшей степени развиты эндербиты состава габбродиоритов, которые тяготеют к местам скоплений останцов базитового субстрата. Обычно в разрезах эндербитов чередуются: тоналиты со скиалитами, палеосомы базитов и микродиоритов, грубополосчатые эндербиты диоритового состава, мелкозернистые диориты (кристаллосланцы) субстрата, полосчатые за счет послышной тоналитизации. Среди эндербитов иногда наблюдаются теневые участки габбродиоритового состава с реликтами базитов. Реликтовые тела базитов (амфиболитов) иногда имеют среднезернистое blastsгаббровое сложение, мощность их обычно не превышает 1 м. Полосчатые мигматиты тоналитов по палеосоме диоритового и базитового состава без резких границ чередуются с участками преобладающей палеосомы микродиоритов. Постепенно они переходят в более светлые и однородные олигоклазовые граниты или грубополосчатые эндербиты диоритового состава. В разрезе среди эндербитов изредка наблюдаются жилы пегматоидных плагиигранитов, контакты которых чаще всего неровные и нерезкие. Мощность их обычно менее 1 м, редко до 2 м и более. Минеральный состав эндербитов—диоритов и кварцевых диоритов (%): плагиоклаз (An № 25–35) – 60–90, ортопироксен – 0–25, клинопироксен – 0–7, кварц – 3–15, бурые биотит и роговая обманка – 0–15; вторичные – куммингтонит по пироксенам, роговая обманка грязно-зеленая – 5–20 – по пироксену и бурой роговой обманке, биотит оливковый – по бурой роговой обманке и пироксенам, серицит, мусковит и калишпат; акцессорные: апатит, циркон, сфен, рудные. Тоналиты – плагииграниты отличаются меньшим количеством темноцветных минералов, большим – кварца (15–30 %). Изотопный возраст однородных теневых среднезернистых эндербитов состава кварцевых диоритов определен в лаборатории ГИ КНЦ РАН изохронным U-Pb методом по цирконам и равен 1990 ± 70 млн лет [243].

Вторая фаза ($m\gamma\delta K_2^{1/2}$) – мигматит-гранодиориты гранатовые, иногда с силлиманитом. Эти породы содержат реликтовые участки глиноземистых гнейсов в виде полос и линз мощностью от первых сантиметров до десятков метров (отдельные коренные выходы) с постепенными переходами между ними за счет увеличения зернистости и содержания кварца. Это лейкократовые неравномерно-среднезернистые породы, лентовидно-полосчатые и полосчатые за счет чередования разновидностей с различной зернистостью и различным содержанием граната и кварца (вплоть до появления линз и полос кварца и реже – существенно гранатовых линз). Плагиоклаза в них содержится от 20 до 70 %, чаще 25–40 %, калиевого полевого шпата – 5–50 %, чаще 10–15 %. Плагиоклаз большей частью гранулирован, в сохранившихся зернах иногда наблюдаются антипертиты калишпата. Содержание биотита, силлиманита, моноклинного пироксена в них чрезвычайно низкое, до полного отсутствия. Вторичные минералы – биотит, серицит, мусковит. Из акцессориев характерны рutil, местами до 1 %, циркон, апатит, рудные. Силлиманитсодержащие породы, по составу приближающиеся к гранодиоритам, отличаются большим содержанием яркого красноватого биотита (5–15 %), силлиманита (до 5–7 %), изредка – наличием кордиерита. Из вторичных появляется хлорит – по гранату и биотиту. Текстуры этих пород – свилеватые, неравномерно пятнистые. Гранат, биотит, силлиманит и мусковит нередко образуют гломеробласты на фоне гетерогранобластовой гранитной лейкосомы. Гранатовые мигматит-гранодиориты с реликтами глиноземистых гнейсов наблюдаются на вершинах возвышенностей в поле развития эндербитов лапландского комплекса на расстоянии до

15–18 км к югу от основного контакта. Предполагается, что участки развития гранатовых мигматит-гранодиоритов в поле лапландских эндербитов являются эрозионными останцами. Субгоризонтальное положение контакта подтверждается сейсморазведкой. Положение гранатовых мигматит-гранодиоритов в кровле лапландского эндербитового комплекса, характер контактов гранатовых мигматит-гранодиоритов с гранат-биотитовыми гнейсами и лапландскими эндербитами позволяет предположить, что они образовались по гранат-биотитовым гнейсам в результате эндербитизации и одновозрастны с последними.

Нясюкский и райненчоррский клинопироксенит-верлитовые комплексы объединенные ($v-\sigma K_2^{1n} + r$). Массивы нясюкского комплекса размещаются в северо-западной, райненчоррского – в центральной и юго-западной части Центрально-Кольской ПМЗ. Близкие по химическому и минеральному составу, эти интрузии в основном приурочены, вероятно, к единой зоне, прослеживающейся от оз. Нясюкья-ярви (к северо-северо-востоку от Печенгской структуры) на юго-юго-восток до южной рамки листа в районе габбрового массива Главного хребта и далее до Кандалакшско-Колвицкой структуры в юго-западной части Кольского полуострова. Массивы клинопироксенит-верлитовой формации имеют форму линзовидных или изометричных в плане тел или даек. Крупные массивы имеют форму слабоизогнутых линз длиной 1–5 км при ширине 0,5–1,5 км, реже штоков размером 1–2,5 км в поперечнике. Мелкие тела обладают линзовидной формой и длиной 50–200 м. Дайки нясюкского типа образуют три обособленные субпараллельные кулисообразно расположенные серии тел. Они слагают крутопадающие трещинные интрузии мощностью 20–120 м и длиной 0,5–3 км. Расположены они севернее массивов гранитов Личко-арагубского комплекса. Наиболее крупные массивы дифференцированы от оливинитов до оливиновых клинопироксенитов (Райненчоррский), более мелкие сложены одной или двумя разновидностями, чаще клинопироксенитами и верлитами. Дайки нясюкского типа сложены габбро, частью с оливином, реже плагиопироксенитами и оливиновыми габброноритами. Для даек нясюкского комплекса характерна зональность. В осевой части пояса даек установлены пироксениты, по периферии – габбро. В наиболее крупных дайках центральная часть обогащена оливином, краевая – плагиоклазом, до образования плагиопироксенитов и меланогаббро. Наиболее характерными чертами химизма пород данного комплекса являются высокая железистость (от 15,3 ат. % в оливинитах массива Райненчорр до 46,5 ат. % в базитах массива оз. Узкое). Также отмечается повышенное содержание титана (от 0,15 вес. % TiO_2 в оливинитах Улитареченского массива до 3,5 вес. % в габбро нясюкских даек). Характерна несколько повышенная щелочность и недосыщенность кремнеземом, что обуславливает появление нормативного нефелина. Изотопный возраст керсутитового перидотита из дайки нясюкского комплекса, полученный Sm-Nd изохронным методом по породе и минералам, равен 1956 ± 20 млн лет [179], что отвечает людиковийскому времени.

Калевийское время

Няаннамъяврский метадiorитовый комплекс (δK_2^{2nj}). К няаннамъяврскому комплексу диоритов отнесены все однородные с магматическими структура-

ми среднезернистые и неравномернозернистые диориты без скиалитов субстрата. Породы комплекса образуют массивы площадью от 0,2 до 600 км² биотит-роговообманковых с клинопироксеном метадiorитов. Они расположены в северной части Лапландской ПМЗ, где прорывают биотит-амфиболовые мигматит-диориты. Форма массивов причудливая, сочетающая овальные и пламеневидные контуры. Размеры их от 0,5 до 10 км в поперечнике и от 5 до 40 км в длину. Удлинение массивов ориентировано согласно преобладающей ориентировке структуры вмещающих пород. Непосредственные контакты с вмещающими породами не наблюдались. В метадiorитах Няаннамъяврского массива вблизи северо-западного и юго-восточного контактов встречены линзовидные и остроугольные ксенолиты амфиболитов сальютундровского метаморфического комплекса размером от первых сантиметров до первых десятков сантиметров. Контакты метадiorитов с ксенолитами резкие, без приконтактных изменений. Массивы няаннамъяврского комплекса сложены однородными мезократовыми породами с гнейсовидной текстурой и характерной мелкогломеропорфиробластовой структурой. В единичных обнажениях наблюдаются жилки лейкократовых метадiorитов мощностью до 1 см, согласные или секущие гнейсовидность вмещающих мезократовых метадiorитов. Во всех массивах этого комплекса встречаются секущие жилы массивных плагио-микроклиновых гранитов и пегматитов. По химическому составу метадiorиты комплекса близки к эндербитам лапландского комплекса. Минеральный парагенезис метадiorитов – плагиоклаз (олигоклаз–андезин), обыкновенная роговая обманка, клинопироксен (салит), биотит, кварц. По результатам геохимической съемки по потокам рассеяния в Няаннамъяврском массиве установлены площадные геохимические аномалии Mo, Zn, Pb, Cu, Co. Возраст среднезернистых диоритов из северной части Няаннамъяврского массива, определенный U-Pb изохронным методом по цирконам, соответствует 1933 ± 26 млн лет [243].

Каскельярский комплекс диорит-плагиогранитовый (δ - $r\gamma K_2^2kj$) объединяет породы куполообразных массивов, расположенных в юго-западной части Южно-Печенгской СФЗ. Контакты массивов с вмещающими породами тектонические. В зоне контакта мощностью около 10 м породы массивов и вмещающие основные метавулканы нижнетальинской подтолщи интенсивно рассланцованы, плагиограниты мусковитизированы. Характерно отсутствие зон закалки и ороговикования, близость условий метаморфизма пород массива и рамы, полное отсутствие реликтов магматогенных цветных породообразующих минералов, даже на участках с хорошей сохранностью первично-магматических структур, и реликтовых зерен плагиоклаза. Комплекс подразделяется на две фазы: первую – существенно диоритовую и вторую – гранит-плагиогранитовую, не показанных на карте. Вторая фаза объединяет интрузивные плагиогранитоиды и мигматит-граниты, воздействующие на диориты. Первая фаза (Каскельярский массив) представлена преимущественно кварцевыми метадiorитами и метатоналитами с подчиненными амфиболитами состава габбродiorитов. Между метадiorитами и метатоналитами наблюдаются постепенные переходы. Метагаббродiorиты южной части массива имеют с метадiorитами и метатоналитами центральной части постепенные переходы. Северо-северо-восточный контакт (между озерами Меннельяур и Каскельяур) дугообразный, обращенный выпуклостью на северо-восток. Судя по замерам сланцеватости контактирующих пород (падение под углами по-

рядка 80° на северо-восток и юго-запад), падение контакта субвертикальное. Наименее измененные породы характеризуются массивной или нечеткогнейсовидной текстурой и бластогипидиоморфной структурой за счет идиоморфизма первичномагматического плагиоклаза (до 55 % объема породы). В интерстициях зерен плагиоклаза расположены зерна кварца (9–20 %), роговой обманки (до 17 %), биотита (5–10 %), минералы группы эпидота–цоизита, в метатоналитах иногда присутствует микроклин (до 5 %). Роговая обманка и зеленовато-бурый биотит являются метаморфическими минералами; магматический генезис можно предполагать только для встречающихся изредка в виде реликтов зеленой роговой обманки и коричневого биотита. Вторая фаза каскельярвского комплекса представлена гранитами и мигматит-гранитами. Плагиограниты и микроклин-плагиоклазовые граниты представляют собой лейкократовые средне- и крупнозернистые преимущественно гнейсовидные породы. Структуры пород лепидогранобластовые и гломеробластовые, локально – бластогранитные и гранитные. Минеральный состав (%): плагиоклаз (олигоклаз–альбит) – 45–55, кварц – 35, биотит – 5–8, роговая обманка – 0–3, микроклин – 0–10; аксессуарные – сфен, апатит, циркон, ортит, сульфиды. Возраст плагиогранитов (массив Шуони), определенный по циркону и сфену изохронным U-Pb методом, соответствует 1939 ± 7 млн лет [14], для кварцевых диоритов Каскельярвского массива (Pb-Pb изохронному по сфену и апатиту) – 1940 ± 40 млн лет [25]. Возможно, эти датировки отражают время формирования пород комплекса.

Нерасчлененные людиковийско-калевийские образования

Аллареченский гипербазитовый комплекс ($U\sigma K_2^{1-2}a$). К аллареченскому комплексу отнесены все мелкие тела метаморфизованных гипербазитов, размещенные в пределах Северо-Ноттинской ПМЗ между Государственной границей с Финляндией и Верхнетуломским водохранилищем. Большинство интрузий локализовано в породах амфиболит-гнейсового подкомплекса кольского метаморфического комплекса или плагиогнейсогранитах. Чаще всего они приурочены, вместе с вмещающими породами, к периферии купольных структур. Массивы пластообразные, линзообразные, иногда ветвящиеся, границы тектонические, часто секущие гнейсовидность вмещающих пород, реже согласные. Большинство из них будинировано, что, по-видимому, является причиной «кустового» размещения интрузий в плане в виде скоплений по 5–10 тел и «ярусов» в разрезе. Размеры тел невелики. Мощность их от нескольких до 120 м, протяженность 200–1500 м, редко 2,5 км, по падению они прослежены на 200–500 м. Все массивы сложены в разной степени измененными породами, в основном гарцбургитами, реже оливинитами и пироксенитами, а также образованными за их счет метаморфическими породами преимущественно серпентин-хлорит-актинолитового состава. Как правило, тела однородны по составу. В наиболее крупных интрузиях устанавливается неясная расслоенность, выраженная в переслаивании слабоизмененных гарцбургитов с прослоями оливинитов и пироксенитов и постепенных переходах между ними. Измененные разности слагают краевые части крупных интрузий и целиком – мелкие тела.

Гарцбургиты – преобладающие породы рассматриваемого комплекса. Гарцбургитовые тела обычно несут следы неясной расслоенности. Состав пород:

оливин, ортопироксен, магнетит, зеленая шпинель, сульфиды. Оливин образует либо мелкие пойкилитовые включения в пироксене, либо крупные (5–8 мм) изометричные зерна, между которыми располагается ортопироксен. Оливиниты на 90–95 % состоят из оливина, в интерстициях между которым наблюдаются редкие выделения ромбического пироксена, идиоморфные кристаллы титаномагнетита и магнетита, иногда – хромита. Пироксениты состоят из ортопироксена, небольшого количества оливина, клинопироксена, иногда плагиоклаза (до 5 %), титаномагнетита, ильменита (1–5 %). Вторичные минералы обычно занимают большую часть объема пород комплекса, в наименее измененных разностях их объем составляет около 20 %. Представлены они серпентином, актинолитом, хлоритом, тальком, карбонатом, флогопитом, в пироксенитах также – роговой обманкой. Характерной чертой химизма пород комплекса является их повышенная железистость по сравнению с гипербазитами других формационных типов региона. Кроме того, для оливинитов и гарцбургитов характерно повышенное содержание TiO_2 (около 5 %), Al_2O_3 (2 %), CaO (2 %), Na_2O (0,25 %) и пониженное – магния. В ряду оливинит – гарцбургит – пироксенит происходит последовательный рост содержания кремнезема, алюминия, кальция, натрия и уменьшение закисного железа, магния, никеля, присущие обычной дифференциации расплавов. В центральных частях массивы сложены серпентинизированными и амфиболизированными гарцбургитами или пироксеновыми оливинитами, в краевых – слюдисто-амфиболовыми сланцами. Важной особенностью гипербазитов является сульфидная медно-никелевая минерализация, достигающая промышленных концентраций (выработанные месторождения Аллареченское и Восток). Из других известных проявлений Аллареченского рудного района наибольший интерес представляют Акким, гора Широкая, Аннама. Зоны медно-никелевого оруденения обычно приурочены к лежащему боку массива.

По цирконам, выделенным из амфиболизированных гарцбургитов, получена U-Pb изохрона со значением 1918 ± 29 млн лет [243]. Такой же возраст получен для дайки долерита: 1918 ± 3 млн лет [15]. U-Pb изохрона для цирконов из габбро-амфиболитов, тесно связанных с гарцбургитами, дает значение возраста 2005 ± 19 млн лет [243]. Учитывая сильные изменения пород и разброс значений изотопного возраста, образования аллареченского комплекса отнесены к неразделенной позднекарельской эре.

Гремяха-вырмесский комплекс габброидов, щелочных гранитов, щелочных и нефелиновых сиенитов представлен массивом Гремяха-Вырмес – сложным многофазным интрузивом, площадью около 100 км². Он расположен в Центрально-Кольской ПМЗ. В плане интрузия имеет овальную форму, вытянутую в северо-западном–субмеридиональном направлении. Ширина массива до 7 км, длина до 20 км, вертикальная мощность по гравиметрическим и сейсмическим данным от 1 км на юге до нескольких километров на севере. В строении комплекса-плутона выделяются три фазы. Характеристика комплекса дается по материалам [17] с некоторыми дополнениями.

Первая фаза ($\epsilon\sigma - vK_2^{1-2}gv_1$) – умереннощелочные габброиды и перидотиты – залегает по периферии массива, имеет наиболее сложный состав и строение. В него входят габбро, оливиновые габбро и габбро-сиениты, сиенит-троктолиты, авгитовые и альбитовые троктолиты, сиенит-пироксениты, сиенит-перидотиты, перидотиты, плагиоперидотиты. Большую часть площади пород первого подкомплекса занимают субщелочные габбро. Остальные породы рас-

пространены в основном по периферии массива в его восточной, южной и юго-западной части. Они слагают участки полосовидной формы шириной до 500 м или прослои среди габбро мощностью от нескольких сантиметров до 100–150 м с четкими, согласными контактами. Присутствие многочисленных разновидностей пород обусловлено широкими вариациями таких породообразующих минералов, как плагиоклаз (андезин), клинопироксен (титан-авгит, реже диопсид) и оливин (гортонолит). В качестве второстепенного минерала присутствует керсутит; рудные минералы – ильменит и титаномагнетит (от 3 до 10 %), содержание апатита в породах достигает 3,5 %. Породы подкомплекса по химическому составу относятся к толеитовой серии нормального и субщелочного петрохимического ряда. Они характеризуются низкой глиноземистостью, высокими содержаниями титана, железа и щелочей, а также недосыщенностью кремнеземом, в связи с чем в их нормативном составе зачастую присутствует нефелин. С основными и ультраосновными породами этого подкомплекса ассоциируют месторождения апатит-титаномагнетит-ильменитовых, ильменит-титаномагнетитовых и титаномагнетит-ильменитовых руд. Изотопный возраст пород подкомплекса определен U-Pb методом по циркону и сфену и равен 1973 ± 5 млн лет [24], Sm-Nd методом по породе и пироксену – 1926 ± 74 млн лет [128].

Породы *второй фазы* ($\xi K_2^{1-2}gv_2$) слагают центральную часть южной трети массива и представлены нефелиновыми сиенитами и щелочными фойдолитами (ийолитами, мельтейгитами, уртитам). Тело нефелиновых сиенитов расположено в южной части массива, вытянуто в меридиональном направлении, ширина его в плане 1,5 км, длина около 4–4,5 км и, согласно гравиметрическим данным, имеет вертикальные контакты с породами первого подкомплекса. Фойдолиты слагают среди них узкое (шириной 200 м), также меридионально ориентированное, тело длиной около 2 км. Главными породообразующими минералами ийолит-уртитов являются нефелин и клинопироксен, вариации содержаний которых в породах очень высоки, что свидетельствует о тесных взаимоотношениях этих пород между собой. В составе нефелиновых сиенитов, кроме того, присутствует полевой шпат. Для химического состава пород серии мельтейгит-уртитов характерна недосыщенность кремнеземом и высокие содержания щелочей. С породами этой фазы связаны метасоматиты существенно эгиринового состава, развитые на восточном берегу оз. Гремяха. Изотопный возраст сиенитов подкомплекса определен U-Pb методом по цирконам и равен 1884 ± 6 млн лет.

Породы *третьей фазы* ($\epsilon\gamma K_2^{1-2}gv_3$) слагают центральную и северную части массива. Они представлены энигматит-эгириновыми, эгирин-щелочноамфиболовыми и щелочноамфиболовыми гранитами, переходящими в южном направлении в граносиениты. К ним относятся также альбитизированные граносиениты и альбититы. Характерной особенностью щелочных гранитов является их линейная текстура. Контакт щелочных гранитов с породами первого подкомплекса установлен на восточном берегу оз. Гремяха на Эгириновом Наволоке. В приконтактной зоне габброиды тектонизированы, амфиболитизированы и микроклинизированы. Граниты представляют собой среднезернистые желтовато-розовые породы, состоящие из эгирина, энигматита, микроклина, альбита и кварца. По южному берегу оз. Вырмес, на межозерной территории и к северу от оз. Гремяха закартирована зона альбитизированных гранитов, с которыми ассоциирует редкометалльное пироксеновое ору-

денение. Для химического состава щелочных гранитов характерны пониженные содержания титана, повышенная апгаитовость и щелочность.

Вепсийское время

Чупинский гранит-пегматитовый комплекс (ρK_2^3c) на территории листа установлен в зоне контакта Беломорского и Лапландского блоков. Пегматиты разнообразны по морфологии и размеру, но преобладают линзовидные или дайкообразные тела мощностью от 1–3 до 25–80 м и длиной от 20–30 до 200–400 м.

По структурно-минералогическим признакам среди пегматитов выделяются мусковит-плагиоклазовые, биотит-плагиоклазовые, мусковит-микролин-плагиоклазовые, биотит-плагиоминоклиновые разновидности. К преобладающим структурам пегматитовых тел относятся порфиробластическая, ортотектитовая, аплитовая, крустификационноподобная, графическая, пегматоидная, блоковая. Помимо главных минералов – плагиоклаза (альбит–олигоклаз, олигоклаз), микролин-пертита, кварца, мусковита и биотита, в пегматитах установлено более 70 минеральных видов, среди которых преобладают силикаты, окислы и гидроокислы, сульфиды, карбонаты и сульфаты.

Образование пегматитов связывается с процессами структурных и диафорических метаморфических преобразований архейских пород Беломорской СФО в раннем протерозое, проявившихся в условиях повышенного давления. Изотопный Pb–Pb возраст циркона из пегматитов 1750 ± 40 млн лет.

Лицко-арагубский диорит-гранитовый комплекс делится на две фазы: первую – мигматит-гранитов и вторую – диоритов, монцодиоритов и порфировидных гранитов.

Породами *второй фазы* – *порфировидными гранитами* ($\gamma K_2^3la_2$) сложено семь массивов общей площадью около 900 км². Эти массивы прорывают раннелопийские плагиогранитоиды и метаморфические породы кольского комплекса и карелиды в Мурманской и Центрально-Кольской ПМЗ. По мнению некоторых исследователей, они приурочены к зоне тектоно-термальной переработки, протягивающейся от Ара-губы Баренцева моря на юго-запад до Юовоайвского массива, прорывающего кислые гранулиты яурийокского комплекса (Лапландская ПМЗ). На участке между Лицким и Юовоайвским массивами отмечается только микроклинизация эндербитов лапландского комплекса и в районе оз. Вуэнни-яур наблюдается окварцевание и грейзенизация вмещающих эндербитов. Для северных массивов характерны дайкообразная и плитообразная формы и максимальное проявление диоритов и монцодиоритов. К юго-западу на поверхности обнажаются центральные зоны массивов, в составе которых преобладают граниты. Эти массивы имеют форму гарполитов, лополитов. Вертикальная мощность массивов колеблется от 0,3 до 3–4 км. Площадь массивов увеличивается в южном направлении, достигая в Лицком массиве 580 км².

В строении массивов принимают участие граниты и гранодиориты, кварцевые сиенит-диориты, граниты, гранодиориты, кварцевые сиенит-диориты и наиболее поздние граниты и аплиты [41, 243]. Для пород комплекса характерна порфировидная структура, для гранитоидов более характерны аплито-

вая, гранобластовая, симплектитовая структуры. Главные породообразующие минералы представлены (%) калиевым полевым шпатом (28–60), плагиоклазом (до 40), кварцем (25–35), биотитом (0–25), иногда присутствует роговая обманка (до 5) и мусковит. Второстепенные минералы обычно включают магнетит, пирит, сфен, флюорит, апатит, эпидот, ортит, циркон, молибденит, моноклинный пироксен, роговую обманку, актинолит, хлорит, карбонат. В Лицком массиве отмечается постепенный переход от крупнопорфировидных гранитов, через порфиробластические гнейсограниты к мигматит-гранитам. В Лапландской ПМЗ комплекс представлен массивами Юовоайв и Учабюоайв и поясом гранит-порфировых даек (не показаны на карте), прослеживающихся к северу и югу от горы Учабюоайв на площади $2,5 \times 7$ км. Юовоайвский массив представляет собой сводовую часть субвулкана, сложенного гранитоидами различной зернистости (от мелко- до крупнозернистых). По А. Н. Виноградову, Г. В. Виноградовой, он сформировался в шесть интрузивных фаз (на карте не выделяются), сопровождаемых дайковыми сериями. Массив Учабюоайв представляет собой овальный, с размерами в плане $0,5 \times 0,8$ км, шток грейзенизированных и альбитизированных кварцевых порфиров, окруженный зоной эруптивных брекчий с концентрической системой кварцевых жил. В центре штока кварцевые порфиры и грейзены по ним рассечены кварцевыми и кварц-флюоритовыми жилами, в зоне сгущения которых расположена флюорит-кварцевая труба с оторочкой топаз-флюоритовых грейзенов. К этому же комплексу относится массив Йивара, расположенный около Государственной границы с Финляндией вблизи северо-западной границы Лапландской ПМЗ с областью развития археид. Массив сложен мелко-среднезернистыми биотитовыми гранитами неяснопорфировой структуры. В южной части отмечаются мелкозернистые аплитовидные граниты с флюоритовой и молибденовой минерализацией, постепенно переходящие в среднезернистые. Наличие молибденоносных грейзенов и молибденового оруденения кварцево-жильного типа в субвулкане Учабюоайв и массиве Юовоайв, молибденитовой минерализации в гранитах лицо-арагубского комплекса (включая массив горы Йивара) указывает на потенциальную молибденоносность пород лицо-арагубского комплекса. Возраст гранитов лицо-арагубского комплекса определен изохронными U-Pb методом по аксессуарам – 1815 ± 50 (130) млн лет, U-Pb методом по циркону – 1762 ± 9 [24] и Rb-Sr по породе – 1755 ± 85 млн лет [116].

Мигматит-граниты ($m\gamma K_2^3la_1$) распространены в обрамлении Лицкого массива, образуя широкую зону. Отмечается постепенный переход от крупнопорфировидных гранитов, через порфиробластические гнейсограниты и мигматит-граниты к микроклинизированным вмещающим породам. В эндоконтактовых частях массива граниты обогащены темноцветными минералами и содержат многочисленные ксенолиты вмещающих пород. Выделенная группа включает тневые и венитовые полимигматиты гранитов по субстрату базитовых пород толщи Кеулик–Кенирим. Ширина полосы мигматит-гранитов колеблется в пределах 2–12 км. Мигматит-граниты содержат многочисленные мелкие ксенолиты послойно гранитизированных амфиболитов с зернистостью обычно более крупной, чем зернистость метабазитов. При гранитизации амфибол полностью замещается биотитом в наиболее однородных мигматит-гранитах. Иногда наблюдается многостадийность образования неосомы. Наиболее поздние новообразования – жильные, лейкократовые, неравномернозернистые или мелкозернистые породы [243].

Порьиташский субвулканический комплекс (αK_2^3p) представлен двумя линзовидными телами размерами $10,5 \times 1,5$ км и $11,5 \times 1,8$ км и силлообразными субпараллельными телами андезидацитов меньших размеров, примыкающих с северо-востока к зоне Порьиташского разлома. Падение тел в зоне Порьиташского разлома юго-западное под углами от $50-60$ до 80° . Андезидациты имеют интрузивные секущие, частью тектонические, контакты с метабазальтами суппварской толщи и метаосадками каллояурской свиты. Наблюдаются ксенолиты вмещающих пород в эндоконтактной зоне и ороговикование сланцев каллояурской свиты в экзоконтакте. Интрузивные контакты при наличии стекла в основной массе порьиташских массивов свидетельствуют о субвулканических условиях формирования этих пород и очень слабом метаморфизме или полном его отсутствии. Внутреннее строение тел неоднородно. Наблюдаются разновидности от основных андезитов до дацитов при преобладании андезидацитов. Судя по наличию в брекчиевидных породах обломков основных андезитов, цементируемых дацитами, последние являются наиболее поздними в процессе становления экструзии. Изотопный возраст порьиташских субвулканитов (Rb-Sr метод по породе в целом) дает значения 1718 ± 25 [8] и 1778 ± 46 млн лет [137]. При этом рубидий-стронциевая изохрона порьиташских порфиритов соответствует возрасту 1730 ± 34 млн лет [243].

Нерасчлененные позднекарельские образования

Нотозерский дунит-гарцбургитовый комплекс ($v\sigma-vK_2n$). Наиболее крупные массивы комплекса, показанные на карте, расположены примерно параллельно южной границе Лапландской ПМЗ на расстоянии $6-15$ км от нее. В среднем течении р. Печи имеется одиночный изометричный в плане массив Ляварака (Хлебная Варака). Массивы имеют, как правило, линзовидную и овальную в плане форму. Наиболее крупные массивы – гора Падос ($6 \times 2,5$ км), гора Ляварака ($2,5 \times 2,5$ км) и гора Чапес (3×1 км) показаны на карте. Основной объем массивов сложен ортопироксенитами и гарцбургитами, реже оливинитами. Наиболее крупные массивы расслоены от оливинитов до ортопироксенитов (гора Падос), редко до плагиопироксенитов и мезомеланократовых норитов (гора Чапес). Границы между слоями разного состава резкие с падением на север и северо-запад под углами $20-30^\circ$, что на $20-25^\circ$ положе падения контактов массивов. В породах комплекса широко развиты процессы вторичных изменений: серпентинизация, амфиболизация, хлоритизация и оталькование, особенно в мелких массивах, с образованием сланцев различного состава за счет вариаций содержаний вторичных минералов. Эти изменения связываются с автотектоническими процессами. На горе Чапес контакты лежащего бока тектонические, с зонами милонитизации мощностью в первые метры как по породам массивов, так и по вмещающим. Плоскость контакта падает на север под углом 65° на массиве Чапес и под углами $50-55^\circ$ на массиве Падос. Контакт висячего бока резкий, прямой, без видимых приконтактных изменений во вмещающих породах и со средней степенью амфиболизации норитов эндоконтактной зоны мощностью $0,2$ м. Эти наблюдения, а также присутствие среди ультрабазитов массива Чапес участка амфиболового плагиосланца, рассматриваемого как ксенолит кровли, не несущего признаков термального воздействия, свидетельствуют о протрузивном характере внедрения массивов этого

комплекса. Металлогеническая специализация комплекса определяется повышенным содержанием хрома, проявленным во вкрапленном хромитовом оруденении (массивы гор Падос и Ляварака). Характерно также повышенное содержание силикатного никеля при отсутствии сульфидного. Из нерудных полезных ископаемых известны проявления антофиллит-асбеста и талька. Возраст пород комплекса устанавливается по приуроченности части протрузий к зонам надвигов в юго-восточной части Лапландского гранулитового аллохтона. Возраст надвигов оценивается по многочисленным датировкам «лапландского» гранулитового метаморфизма в 1,92–1,90 млрд лет. Верхняя возрастная граница определяется по секущей жиле плагиомикроклинового пегматита в массиве Падос, сопоставимой с гранитами лицо-арагубского комплекса [41]. Неопределенность возраста интрузий заставляет отнести их к нерасчлененным позднекарельским образованиям, возникшим после процессов регионально-го метаморфизма.

Застейдовский вебстерит-лерцолит-габбровый комплекс ($\sigma-vK_2z$) включает расслоенные интрузии от оливинитов до габбро, а также отдельные тела лерцолитов, вебстеритов и габброноритов, развитые по северо-восточной окраине Сальных Тундр (Лапландская ПМЗ). Породы комплекса прорывают раннелопийские плагиогранитоиды, гнейсы беломорского метаморфического комплекса. Форма массивов в плане линзовидная, реже округлая, размеры от первых десятков метров до первых километров в поперечнике. Наиболее крупный массив Застейд-2 в плане линзовидный, размером $2,8 \times 1,2$ км, в разрезе имеет мульдобразную форму с падением контактов внутрь массива под углами $50-80^\circ$. Мелкие массивы комплекса сложены, как правило, одной разновидностью – габброноритами, реже вебстеритами, иногда оливиновыми, и лерцолитами. Более крупные интрузии расслоены – массив Застейд-1 от лерцолитов до габброноритов, Застейд-2 от оливинитов до габброноритов. Иногда наблюдается ритмичная расслоенность, падающая на юго-запад – $210-220^\circ$ под углами $50-60^\circ$. Наблюдается скрытая расслоенность, выражающаяся в закономерном увеличении железистости минералов в ряду оливинит–габбронорит. Жильной фазой интрузии являются крупнозернистые пегматоидные габбро, секущие ультраосновные породы массива. Вторичные изменения в породах комплекса проявлены слабо и связаны с аутометаморфизмом. Металлогеническая специализация застейдовского комплекса характеризуется повышенным содержанием хрома в ультраосновных породах, титана – в основных. В массиве Застейд-2 известно вкрапленное сульфидное медно-никелевое оруденение в породах краевой части. Достоверные радиогеохронологические определения по породам застейдовского комплекса отсутствуют. Нижняя возрастная граница интрузий комплекса определяется их секущим положением относительно раннекарельских габбронортозитов горы Пыршин-Уайвишь (возраст последних 2,45 млрд лет). Так как породы не затронуты процессами метаморфизма, они условно отнесены к нерасчлененным позднекарельским образованиям.

Нерасчлененные карельские образования

Яврозерский метагаббронортозитовый комплекс ($v\eta K_j$) в Серийной легенде отнесен к людиковийскому времени. Он образует линзовидные тела гранат-

клинопироксен-плаггиоклазовых кристаллических сланцев, по химическому составу соответствующих габброанортозитам ($Fm = 25-10$) и анортозитам ($Fm \leq 10$). Они залегают согласно среди пироксен-плаггиоклазовых кристаллосланцев сальнотундровского метаморфического комплекса в зоне южного контакта Лапландской ПМЗ. Размеры тел варьируют от первых до 800 м по мощности и от десятков метров до 19 км (Яврозерский массив), чаще до первых километров по простиранию. В метагабброанортозитах наблюдаются полосы и линзы мезократовых гранат-клинопироксен-плаггиоклазовых кристаллосланцев и амфиболитов шириной от первых сантиметров до первых десятков сантиметров, изредка смятые в изоклинальные складки и рассматривающиеся как ксенолиты. Контакты метагабброанортозитов с вмещающими породами и с ксенолитами резкие. Только в районе горы Элгорас наблюдался постепенный переход от пироксен-плаггиоклазовых кристаллосланцев сальнотундровского комплекса к метагабброанортозитам. Минеральный состав метагабброанортозитов (плаггиоклаз-клинопироксен-гранат-роговая обманка) отвечает условиям высокотемпературной амфиболитовой или гранулитовой фаций высоких давлений (эклогитоподобные парагенезисы). Для метагабброанортозитов характерно полное отсутствие первичномагматических минералов. Для анортозитов этого возраста определены значения изотопного возраста (циркон, U-Pb изохронный метод) в 1943 ± 3 [104] и в 1945 ± 10 млн лет [182]. Эти цифры отражают скорее всего время наложенного метаморфизма. Ф.П. Митрофанов считает, что все метагабброанортозиты внедрились в сумийское время и были метаморфизованы в калевийское время. Учитывая все сказанное, породы этого комплекса отнесены к нерасчлененному раннему—позднему карелию.

Ловноозерский габбронорит-вебстеритовый комплекс ($v-v\sigma K$). Комплекс представлен дифференцированными, преимущественно мелкими массивами (около 200 тел), сложенными вебстеритами, редко оливиновыми, плаггио-вебстеритами, габброноритами и норитами. Обычны небольшие тела, сложенные одной или двумя разностями. Массивы расположены среди эндербитов и основных кристаллосланцев Лапландской ПМЗ и преимущественно тяготеют к ее границам. С вмещающими породами они имеют как резкие контакты, так и постепенные переходы. Мелкие тела этого комплекса не показаны на карте. Интрузии вебстеритов с четкими контактами наблюдались среди метагабброанортозитов Яврозерского массива. К ловноозерскому комплексу были также отнесены крупные тела метагабброноритов и метагаббро, расположенные среди образований кольского метаморфического комплекса [243]. Наиболее крупные из них концентрируются вдоль Рунийокско-Верхнетуломской зоны северо-западного простирания. Протяженность тел достигает 8 км, при ширине до 3 км. Массивы, обнажающиеся по берегам оз. Алла-Аккаярви, имеют сложную форму и погружаются в северо-восточном направлении. Их первичный состав плохо изучен вследствие плохой обнаженности и наложенных процессов эндербитизации. Как и для района Ловноозера, массивы не имеют магматических контактов и зон заделки, не меняется зернистость на контакте, в них нет ксенолитов вмещающих пород. В этом районе преобладают амфиболитизированные габбро, габбронориты, в подчиненных количествах присутствуют нориты и резко подчиненных — вебстериты и клинопироксениты. Дифференциация проявлена только в крупных телах и выражена в неоднородности их состава, закономерности в распределении разновидностей внутри тел не выявлено.

Структура основных пород комплекса габбровая, blastsгаббровая, гипидиоморфнозернистая, с переходами в аллотриоморфнозернистую, нематобластовую, сложение преимущественно среднезернистое, редко с переходами в мелко- или крупнозернистое. Текстура массивная гломерокристаллическая или такситовая, нередко директивная. Минеральный состав норитов, габброноритов, габбро (вес. %): плагиоклаз (40–80 An) – 25–75, ромбический пироксен – 15–70, моноклинный пироксен – 1–30; вторичные и второстепенные минералы представлены обыкновенной роговой обманкой – 1–15, биотитом – 1–10, кварцем – 0–3. Плагиопироксениты и пироксениты отличаются малым количеством (до 15 %) или полным отсутствием плагиоклаза и, соответственно, количеством пироксенов, при преобладании ромбического.

С массивами ловноозерского комплекса связано Ловноозерское месторождение сульфидных медно-никелевых руд, рудопроявления Юнгес, Лаукку, Лунйоки и рудные точки Суэйнлагаш и Петспахша. Вопрос возраста пород ловноозерского комплекса пока остается открытым. Они предшествуют диоритам и плагиогранитам позднего карелия. Возраст пород комплекса (массив Суэйнлагаш) – 1890 ± 60 млн лет (Sm-Nd метод). Авторы датировки указывают на нарушение Sm-Nd системы при наложенном метаморфизме. Скорее всего, этот возраст отражает время наложенных процессов позднего карелия. Комплекс отнесен к неразделенному раннему–позднему карелию.

Биотитовые мигматит-граниты (mγK), феррогастингсит-лепидомелановые умереннощелочные граниты слагают куполовидные массивы, линзовидные тела и гранит-мигматитовые купола площадью от долей до первых квадратных километров на территории 70×30 км, протягивающейся от горы Тюльпвыд на западе-северо-западе до р. Тулома (Северо-Нотозерская ПМЗ). Гранитоиды данного комплекса воздействуют на гнейсы и амфиболиты кольского метаморфического комплекса, лопийские плагиогранитоиды и ультрабазиты аллареченского комплекса, карельские основные метавулканы толщ. Характер соотношений с вмещающими породами, минеральный состав и структурно-текстурные особенности гранитов свидетельствуют о палингенно-метасоматическом их происхождении. В гранитоидах, залегающих среди меланократовых кристаллосланцев и амфиболитов, постоянно наблюдаются темные участки, скиалиты слабоизмененных пород, вплоть до образования полосчатых мигматитов. Жильные неравномернозернистые (от среднезернистых до пегматоидных) граниты, как правило, имеют резкие контакты. Возраст биотитовых мигматит-гранитов радиологически определен только для неосомы мигматитов Аллареченского купола Pb-Pb изохронным методом по породе и равен 2160 ± 60 (130) млн лет и по полевым шпатам и выщелатам 1960 ± 30 (50) млн лет [243]. В 3,5 км на юго-восток – азимут 135° от вершины горы Пыршин-Уайвишь – жилы этих гранитов (не показаны на карте) секут габбронориты застейдовского комплекса, что и определяет нижнюю возрастную границу. Возраст комплекса остается не определенным – карельским.

Поздний лопий–поздний карелий неразделенные

Каскамский габбро-диорит-плагиогранитовый комплекс представлен двухфазными интрузиями метагабброидов, метадиоритов и метаплагиогранитов.

Они образуют суббизометричные в плане массивы площадью от 5–7 км² до десятков квадратных километров. Комплекс расположен в зоне юго-юго-западного контакта карелид Печенгской структуры с метаморфическими породами кольского комплекса (Южно-Печенгская ПМЗ). Контакты с вмещающими породами тектонические. Характерным является дугообразная, обращенная выпуклостью на северо-северо-восток форма северных контактов массивов с субвертикальным залеганием сланцеватости бластомилонитов по контактирующим породам. Северо-западные и юго-восточные контакты массивов приурочены к сдвигу-взбросам, круто падающим на северо-запад. Преимущественное юго-юго-западное падение пород массивов вблизи Госграницы с Норвегией, на горе Калкупя, меняется на юго-восточное, отражая флексуорообразный поворот всей структуры Печенга–Пасвик. Комплекс разделяется на две фазы.

Первая фаза ($mVL_3-K_2k_1$) наблюдается в массивах Каскама, Калкупя, Кораблекк, Шуорт и Руоссель. Представлена метагаббро, метагабброноритами и амфиболитами по ним, частью гранатсодержащими, с подчиненными метапироксенитами, оливиновыми метагабброидами (большей частью превращенными в хлорит-актинолитовые сланцы) и метагаббро-анортозитами. Породы образуют единый ряд дифференциатов от меланократовых оливиновых габброидов через мезократовые габброиды до габброанортозитов, определяющийся вариациями содержаний, прежде всего, MgO и Al₂O₃. Первично-магматические минералы (оливин, орто- и клинопироксен) в виде реликтов наблюдаются только в наиболее меланократовых разностях метабазитов.

Вторая фаза ($m\delta-prL_3-K_2k_2$) включает в свой состав инъекционно-метасоматические метадиориты роговообманковые, биотит-роговообманковые, частью гранатсодержащие, и ортогнейсы по ним. Ортогнейсы по плагиогранитам биотитовые, частью с гранатом и (или) роговой обманкой. Ортогнейсы секут породы первой фазы комплекса и содержат их ксенолиты. Между ортогнейсами по метадиоритам и метаплагиогранитам наблюдаются постепенные переходы за счет изменения содержания кварца и цветных минералов. Макроскопически породы пестро-серые, иногда почти белые, мелко-среднезернистые, сланцеватые, штриховато-пятнисто-полосчатые. Первично-магматические структуры не сохранились. Ко второй фазе комплекса относятся, в частности, диоритоиды Каскельского массива, в строении которого наблюдается слабая дифференциация: в северной части преобладают метагранодиориты, в южной – кварцевые метадиориты до метагаббродиоритов. В центральной части массива отмечены метадиориты с полосами и линзами амфиболитов. Шуоннинский плагиогранитный массив в юго-западной своей части содержит крупные – до 35 км², ограниченные разломами участки, сложенные породами кольского метаморфического комплекса. Характерным для пород каскамского габбро-диорит-плагиогранитового комплекса является отношение к метаморфизму и деформации. Судя по минеральному парагенезисам метабазитов и метадиоритов–метагранодиоритов (Po + Пл + Цо ± Gr и Пл + Po + Би + Кв + Цо ± Gr), они метаморфизованы изофациально с вмещающими породами. Цветные минералы полностью замещены роговой обманкой, эпидотом (цоизитом) и биотитом. Породы комплексов в той или иной степени сланцеватые. Полосчатость часто деформирована в складки (до изоклинальных), при этом более меланократовые и более компетентные породы будинированы и приобретают ксенолитоподобный облик. Для пород второй фазы комплекса имеются датировки кварцевых диоритов Каскельского массива 1940 ± 40 млн лет

(Pb-Pb изохронный метод по циркону, апатиту и раннему сфену) [25], плагиогранитам Шуоннинского массива 1939 ± 7 млн лет (U-Pb метод по циркону и сфену [14] и оливинового габбро первой фазы комплекса $1931 \pm 6,5$ (U-Pb метод по циркону) [243]. Изохронный возраст второй фазы каскамского комплекса также определялся по трем генерациям цирконов из гранатовых гнейсогранодиоритов в лаборатории геохронологии ГИ КНЦ РАН в 2000 г. [120]. Конкордантные значения возраста соответствуют 2625 ± 18 , 2338 ± 10 и 1916 ± 17 млн лет. По мнению Т. Б. Баяновой, самая древняя модификация циркона является магматической. В этом случае возраст 1916 млн лет отражает время последних метаморфических процессов.

ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ЭРА

Ранний-средний девон

Себляврский комплекс ультраосновных—щелочных интрузий представлен на территории листа только массивом Себлявр в верхнем течении р. Тулома. Он представляет собой сложный многофазный интрузив концентрически-зонального строения, площадью 26–28 км². Вертикальная мощность его по расчетным данным гравиразведки не менее 5–8 км. В плане массив имеет овальную форму с размерами 5–6 км в поперечнике. В его составе выделяются три фазы.

Первая фаза — оливиниты и пироксениты (usD_{1-2s_1}). Оливиниты являются наиболее древними породами и наблюдаются в виде ксенолитов размером от долей метра до 5–40 м, в южной части массива до 200 м, среди пироксенитов и слюдяно-пироксеновых пород центральной части массива. Содержат титаномагнетит, количество которого местами превышает 20 % (рудные оливиниты). Ксенолиты оливинитов по периферии пироксенитов снижены. Оливиниты большей частью в той или иной степени серпентинизированы, флогопитизированы и карбонатизированы. Пироксениты являются преобладающими породами и слагают (с учетом апопироксенитовых метасоматитов) около 80 % площади массива. Периферические части пироксенитовой интрузии мелкозернистые, центральные — среднезернистые с переходами в крупно- и гигантозернистые разности при идентичном составе минералов в этих зонах. Породообразующими минералами, кроме пироксена (авгит-диопсида), являются титаномагнетит и перовскит, при содержании которых свыше 20 % порода относится к рудным пироксенитам. Последние тесно связаны с рудными оливинитами и приурочены к южной и юго-восточной частям массива. Здесь же встречаются шпильеры перовскит-титаномагнетитовых руд мощностью до 20 м с резкими контактами. Пироксениты в той или иной степени затронуты процессами постмагматических преобразований — ослюдением, амфиболизацией вплоть до образования флогопит-пироксеновых пород и флогопитовых слюдитов.

Вторая фаза — ийолиты и нефелиновые пироксениты (ϵD_{1-2s_2}). Ийолиты распространены незначительно в краевых частях массива, где подсечены единичными скважинами. По геофизическим данным, на севере и северо-востоке массива ийолиты слагают два разобщенных линзовидных тела размером до $1,2 \times 0,5$ км. В основном они наблюдаются в виде жил мощностью до 1–1,5 м среди нефелиновых пироксенитов с четкими контактами, часто затушеванными

ми последующими изменениями. В центральной части массива щелочные породы наблюдаются в виде реликтов среди апатит-силикатных метасоматитов. Нефелиновые пироксениты слагают неполнокольцевую зону на границе пироксенитов с ийолитами. Ширина зоны варьирует от 0,1–0,2 км на юге и юго-западе до 1–1,5 км на севере и северо-востоке. По пироксенитам и нефелиновым пироксенитам, предположительно в конце щелочной стадии, образуются скарноподобные апатит-роговообманковые породы, развитые в северо-западной части массива, где образуют две линейно-вытянутые зоны северо-восточного направления с размерами до 800 м в длину при ширине 100–400 м. В центральной части массива эти породы сохранились в виде реликтов размером до 50×50 м среди апатитоносных метасоматитов.

Третья фаза (ϑD_{1-2S_3}) образована карбонатитами, апатит-форстерит-магнетитовыми породами, силикатными метасоматитами и пикритовыми порфиритами. Карбонатиты часто встречаются внутри массива и за его пределами. Образуют как нитевидные прожилки, так и тела мощностью 100–300 м при протяженности до нескольких километров. По форме тел, условиям залегания и минеральному составу очень разнообразны. По составу породообразующих карбонатов выделяются кальцитовые (преобладают) и доломитовые карбонатиты. Основная апатитизация пород массива с образованием залежей апатит-форстерит-магнетитовых руд началась во второй стадии карбонатитового этапа. На заключительных этапах становления массива образовались жильные тела пикритовых порфиритов–дамкьеритов. Возможно рентабельное получение апатитового концентрата с сопутствующими магнетитовым и кальцитовым концентратами и флогопитовой чешуйкой.

Возраст поздних карбонатитов третьей фазы (U-Pb метод по бадделеиту) равен 378 ± 4 млн лет [13]. Возраст кальцитового карбонатита (Rb-Sr метод) отвечает 408 ± 7 млн лет, а возраст рудных пироксенитов (тот же метод) первой фазы – 410 ± 7 млн лет [40]. Вероятно, породы массива относятся к неразделенному раннему–среднему девону.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

НЕРАЗДЕЛЕННЫЕ РАННЕ-СРЕДНЕЛОПИЙСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Метаморфические породы – гнейсы и кристаллические сланцы различного состава, амфиболиты, магнетитовые кварциты наблюдаются в Мурманской, Кольской и Беломорской ПМЗ. Между этими ПМЗ существуют различия по составу слагающих их метаморфических пород и степени их метаморфизма. Так, в пределах Кольской ПМЗ характерен зональный метаморфизм гранулитовой – высокотемпературной амфиболитовой фации, в Беломорской – амфиболитовой. Таким образом, на территории листа R-(35), 36 в качестве древнейших пород выделяются три ранне-среднелопийских метаморфических комплекса: кольский в Центрально-Кольской ПМЗ, баренцевоморский в Мурманской ПМЗ и беломорский в Беломорской ПМЗ.

Баренцевоморский комплекс (agL₁₋₂b). На территории листа породы комплекса образуют разномасштабные выходы среди мигматит-диоритового и анатектит-гранитового комплексов. В гранитоидах, в ряде случаев, зафиксировано большое количество ксенолитов и останцов, представленных двупироксеновыми и клинопироксеновыми амфиболитами (кристаллосланцами), клинопироксен-биотитовыми, амфибол-биотитовыми, эпидот-биотитовыми и биотитовыми гнейсами. Эти породы слагают ксенолиты различной формы и размера (от нескольких сантиметров до первых десятков метров в поперечнике), линзы и пачки мощностью до 300–400 м. Среди гнейсов преобладают амфибол-биотитовые, эпидот-биотитовые и биотитовые разновидности, среди амфиболитов – полевошпатовые, пространственно связанные с пироксенсодержащими разновидностями. Образования баренцевоморского комплекса на территории листа наиболее широко развиты к востоку от Кольского залива. Они слагают крупное тело около контакта Мурманской ПМЗ с Урагубско-Колмозерской СФЗ. Среди пород этой полосы наиболее широко распространены амфибол-биотитовые гнейсы с амфиболитами и прослоями биотитовых гнейсов. Биотитовые гнейсы резко подчинены в той или иной степени гранитизированным гнейсам. Среди гнейсов преобладают мелко- и среднезернистые разновидности. Практически все гнейсы содержат эпидот в количестве от долей процента до первых процентов; появляется он, как правило, при замещении амфибола биотитом. В кристаллосланцах отмечена нечеткая полосчатость, обусловленная наличием прослоек биминерального (клинопироксен + амфибол) состава мощностью от 1–2 до 15–20 см. Реликтовых структур и текстур осадочных или магматических пород ни в гнейсах, ни в амфиболитах не обнаружено. Некоторые исследователи в качестве протопород комплекса рассмат-

ривают мелкозернистые двупироксен-плагиоклазовые кристаллические сланцы, дающие начало ряду последовательных преобразований в условиях гранулитовой фации: двупироксеновые кристаллосланцы—габбродиориты—диориты—гиперстеновые тоналиты. Более поздние наложенные метаморфические и ультраметаморфические (калиевого уклона) процессы амфиболитовой фации преобразуют их до амфиболитов, амфибол-биотитовых, эпидот-биотитовых, биотитовых гнейсов и плагиомикроклиновых гранитоидов. Другие исследователи в качестве протолита комплекса рассматривают расслоенную, генетически единую серию пород, включающую весь спектр составов от пироксенитов до гиперстеновых диоритов и тоналитов. Pb-Pb изохронный возраст гнейсов баренцевоморского комплекса определен в 2500 ± 160 млн лет; они прорываются гранитами, датированными тем же методом в 2370 ± 130 и 2420 ± 160 млн лет. В то же время отмечается гранитизация гнейсов и амфиболитов комплекса плагиомикроклиновыми гранитами с возрастом 2600 ± 130 млн лет (Pb-Pb, циркон).

Кольский метаморфический комплекс подразделяется на три подкомплекса, различающихся составом слагающих их пород: амфиболито-гнейсовый, глиноземисто-гнейсовый и, обычно располагающийся между ними, железисто-гнейсовый. Последний характеризуется чередованием биотитовых гнейсов с амфибол-пироксеносодержащими гнейсами, амфиболитами, глиноземистыми гнейсами и главное — наличием пластов и линз магнетитовых кварцитов. Между подкомплексами наблюдаются как резкие контакты, так и переходы через зоны чередования пород.

Амфиболито-гнейсовый подкомплекс ($agL_{1-2}k$) включает в себя амфибол-биотитовые, биотитовые гнейсы и амфиболиты, иногда гранатсодержащие, в зонах гранулитовой фации метаморфизма — двупироксен-плагиоклазовые кристаллосланцы. По химическому составу эти породы отвечают толеитовым и известково-щелочным базальтам, андезитам и их туфам. Породы этого подкомплекса широко развиты в юго-западной части Центрально-Кольской ПМЗ, где образуют полосы шириной до 10–12 км, местами до 20 км. В северо-восточной части Центрально-Кольской ПМЗ они наблюдаются в виде прерывистых полос и линз шириной от первых сотен метров до 1,5–2 км среди эндербитов и тоналитов-трондьемитов. Возраст метаморфических и ультраметаморфических пород Руннийокско-Аллареченской зоны археид, определенный изохронными методами, колеблется в пределах 2,94–2,80 млрд лет.

Железисто-гнейсовый подкомплекс ($fgL_{1-2}k$) — переслаивающиеся биотит-амфиболовые, биотитовые, гранат-биотитовые, частью с силлиманитом и (или) кордиеритом плагиогнейсы, амфиболиты и пироксен-плагиоклазовые кристаллосланцы, содержащие линзообразные пачки магнетитовых кварцитов, пироксен-магнетит-кварцевых и кварц-магнетит-амфиболовых сланцев. Мощность полос чередующихся литологических разновидностей варьирует от первых сантиметров до метров и десятков метров. Между переслаивающимися породами наблюдаются как постепенные переходы на коротком расстоянии, так и резкие контакты. Биотитовые, амфибол-биотитовые и гранат-биотитовые плагиогнейсы, амфиболиты и пироксен-плагиоклазовые кристаллосланцы железисто-гнейсового подкомплекса аналогичны соответствующим породам амфиболито-гнейсового и глиноземисто-гнейсового подкомплексов. Специфическими породами этого подкомплекса являются магнетитовые кварциты и магнетит-кварц-амфи-

боловые (или пироксеновые) сланцы. В зависимости от присутствия тех или иных силикатов выделяются роговообманковые, куммингтонитовые, грюнеритовые, клинопироксен (салит)-роговообманковые в зонах амфиболитовой фации метаморфизма и двупироксеновые, ортопироксеновые (эвлизитовые) – в гранулитовой. При этом в каждом теле железистых кварцитов обычно наблюдается чередование различных разновидностей. Железистые кварциты образуют всегда согласные гнейсовидности вмещающих пород линзовидные тела с удлинением от 1 : 3 (месторождение горы им. Кирова) до 1 : 100, редко больше. Мощность их меняется от первых сантиметров до первых сотен метров и длиной по простиранию от 10–15 м до 2–3 км. Обычно линзовидные тела железистых кварцитов концентрируются в полосы шириной в плане от 0,2 до 2,5 км и длиной от 3–5 до 20 км. Контакты железистых кварцитов с вмещающими породами всегда согласны кристаллизационной сланцеватости последних, обычно резкие, иногда отмечаются постепенные переходы на расстоянии первых сантиметров за счет увеличения содержания кварца и появления магнетита во вмещающих гнейсах. На генезис железистых кварцитов Центрально-Кольской ПМЗ существуют различные точки зрения.

Глиноземисто-гнейсовый подкомплекс ($ggL_{1-2}k$) – гранат-биотитовые, часто с кордиеритом, силлиманитом плагиогнейсы, реже биотитовые плагиогнейсы – в пределах Центрально-Кольской ПМЗ развиты неравномерно. Наибольшим распространением они пользуются в западной ее части – от оз. Шолтьярв до р. Печенга, где они развиты совместно с породами железисто-гнейсового подкомплекса при резко подчиненном развитии пород амфиболит-гнейсового подкомплекса и эндербитов. В центральной части Центрально-Кольской ПМЗ глиноземистые гнейсы образуют ряд ориентированных в северо-западном (вблизи гряды Волчьей Тундры – в меридиональном) направлении прерывистых полос шириной от 1,5 до 6 км и длиной от 23 до 55 км среди пород железисто-гнейсового подкомплекса и эндербитов. В восточной части Центрально-Кольской ПМЗ гнейсы этого подкомплекса не встречаются. Контакты пород глиноземисто-гнейсового подкомплекса с породами других подкомплексов кольского метаморфического комплекса, с эндербитами и тоналитами–трондьемитами большей частью интерпретируются как тектоно-метаморфические. В районе ур. Тещин Язык известны конгломераты, которые В. С. Богданова и В. Б. Дагелайский рассматривали как базальные образования тундровой серии [206]. Позднее, на основании специальных исследований Ю. Б. Богданов и др. пришли к выводу о залегании их в основании разреза глиноземисто-гнейсового подкомплекса [204]. Характерной особенностью глиноземистых гнейсов является полосчатая текстура, отражающая, по представлениям некоторых исследователей, осадочную слоистость. Исследования глиноземистых гнейсов из разреза СГ-3 показали, что по характеру распределения редкоземельных элементов лейкократовые биотитовые плагиогнейсы и гнейсы близки к тоналитовым сериям раннего архея, а ассоциирующие с ними мезо- и меланократовые гнейсы с высокоглиноземистыми минералами последовательно смещены на диаграмме ФАК А. А. Предовского в область составов осадочных пород – псаммиты–пелиты. Это, а также повышенные отношения $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$ (0,7073 в лейкократовых биотитовых гнейсах и 0,7248 в лейкократовых плагиогнейсах с высокоглиноземистыми минералами) позволяет рассматривать лейкократовые биотитовые плагиогнейсы и гнейсы как продукт крис-

таллизации тоналитовых магм, а все мезо- и меланократовые плагиогнейсы с высокоглиноземистыми минералами как метаосадочные породы. Возраст метаморфизма глиноземистых гнейсов данного подкомплекса, определенный U-Pb изохронным методом по цирконам, варьирует от 3029 ± 9 млн лет для Северной Норвегии до 2830 ± 11 млн лет для района оз. Чудзъявр. На этом основании породы комплекса отнесены к раннему–среднему лопию. Для гранат–биотитовых неизмененных гнейсов U-Pb методом по цирконам (SHRIMP) получены цифры 3548 ± 12 и 3592 ± 15 млн лет (ксеногенный циркон, возраст предполагаемого источника для метаосадков), 2910 ± 21 млн лет (возраст раннего метаморфизма) и 2743 ± 18 (амфиболитовый метаморфизм) [232].

Беломорский комплекс. На территории листа представлен одним подкомплексом.

Подкомплекс амфиболито-гнейсовый ($agL_{1-2}bl$) картируется в виде полос и линз шириной от 0,4 до 3,0 км при протяженности от 4 до 30 км и более и представлен амфиболитами, амфибол–биотитовыми и биотитовыми плагиогнейсами. В пределах площади листа амфиболиты, частью гранатовые, слагают мощную полосу, развитую вдоль тектонического контакта с габбро–анортозитами комплекса Главного хребта. Остальные полосы и линзы сложены переслаивающимися между собой амфибол–биотитовыми и биотитовыми плагиогнейсами, залегающими среди гранитоидов. Породы беломорского комплекса слагают сложные складчатые структуры, интенсивно мигматизированы. Амфиболиты состоят из амфибола (35–70 %), плагиоклаза (андезин, 30–60 %), кварца (до 5 %), иногда граната (до 5–20 %) и клинопироксена (до 2–3 %), структура гранонематобластовая. Амфибол–биотитовые плагиогнейсы содержат амфибол (5 %), биотит (5–10 %), кварц (20–30 %), плагиоклаз (олигоклаз–андезин 65–70 %), структура нематолепидогранобластовая. Биотитовые плагиогнейсы отличаются только отсутствием амфибола и лепидогранобластовой структурой. Во всех разновидностях пород вторичные минералы представлены эпидотом, хлоритом и мусковитом, акцессорные – апатитом, сфеном, ортитом и рудным. По химическому составу породы комплекса являются умеренно- и высокоглиноземистыми нормальной щелочности преимущественно калиево–натриевого ряда, при этом амфиболиты относятся к толеитовой серии, а гнейсы различного состава – к известково–щелочной. Породы беломорского комплекса метаморфизованы в условиях высокотемпературной амфиболитовой фации и характеризуются отсутствием отчетливой минерагенической специализации. Для гранат–биотитовых гнейсов этого комплекса, расположенных за пределами листа, определен возраст в 2947 ± 47 млн лет (Rb-Sr метод, порода в целом). Скорее всего, это время раннего метаморфизма пород комплекса.

СРЕДНЕЛОПИЙСКАЯ ЭРА

Карекатундровский комплекс (agL_2^2kt) сложен амфиболитами, гнейсами и плагиосланцами амфиболовыми и биотит–амфиболовыми. Он распространен в крайней юго-западной части территории, прилегающей к южному флангу Лапландских гранулитов. На западе комплекс прослеживается за Государственную границу с Финляндией, где известен под названием пояса Танаэля. В соответствии с Серийной легендой он относится к рокковскому времени сред-

него лопия. Однако фактические доказательства его возраста отсутствуют. Как установлено в процессе ГДП-200 [255], породы карекатундровского комплекса образуют реликты среди метасоматитов кислотного выщелачивания, возникших по его субстрату и плагиогранитоидам. Метасоматиты были выделены в самостоятельный корватундровский метаморфо-метасоматический комплекс [41]. Амфиболиты и плагиосланцы карекатундровской толщи наблюдаются в полосе шириной до 10 км.

Людиковийско-калевийское время

Сальютундровский метаморфический комплекс ($psK_2^{1-2}st$) включает гиперстен-плагиоклазовые, гиперстен-клинопироксен-плагиоклазовые, частью с гранатом, гранат-клинопироксен-плагиоклазовые кристаллические сланцы, часто с коричневато-зеленой роговой обманкой, и гранатовые амфиболиты. Развита он в Лапландской ПМЗ. Породы комплекса слагают основную часть площади Сальных Тундр, около половины площади Туадаш-Тундр, в виде полосы шириной от 1,5 до 6 км прослеживаются от Госграницы с Финляндией по левой части бассейна р. Юрийоки до оз. Яврозера и далее до р. Кацким. В виде мегаксенолитов площадью до 10–12 км² они встречаются среди эндербитов лапландского комплекса. Мелкие тела пород сальютундровского комплекса наблюдаются среди пород лотгинского метаморфического комплекса.

В распределении кристаллических сланцев различного минерального состава на Сальных и Туадаш-Тундрах давно установлена закономерность — в центральной части Лапландской ПМЗ наблюдаются безгранатовые гиперстен-плагиоклазовые и гиперстен-клинопироксен-плагиоклазовые кристаллосланцы, которые по направлению к границам ПМЗ сменяются гранатсодержащими двупироксен-плагиоклазовыми, а затем и гранат-клинопироксен-плагиоклазовыми кристаллосланцами и гранатовыми амфиболитами. Кристаллосланцы сальютундровского комплекса по содержанию цветных минералов подразделяются на мезократовые, по химическому составу соответствующие андезитам, и меланократовые — по базитам. Реже встречаются лейкократовые кристаллосланцы, отвечающие по химизму дацитам. В кристаллосланцах наблюдаются полосы и линзы меланократовых габброидов, вебстеритов и гиперстенитов, аналогичных породам ловноозерского комплекса. Контактных воздействий пород не наблюдается, нередко между ними вообще нельзя провести четкой границы — переход имеет вид перемежаемости полос или постепенной смены минерального состава, которая заключается в увеличении меланократовости пород, часто вплоть до пироксенитов. Изотопный возраст гранатсодержащих кристаллосланцев определен Sm-Nd методом (по породе и минералам), отражает время метаморфизма пород в условиях гранулитовой фации и равен 1918 ± 30 млн лет [224].

Лотгинский метаморфический комплекс ($ggK_2^{1-2}t$) сложен мелкозернистыми и среднезернистыми гранат-биотитовыми, частью с кордиеритом и (или) силлиманитом плагиогнейсами. В центральной и северной части Лапландской ПМЗ глиноземистые гнейсы по отдельным коренным выходам картируются в виде линз размером от $0,2 \times 1,5$ км до $2-2,5 \times 8$ км среди биотит-амфиболовых гнейсо-диоритов. Контакты глиноземистых гнейсов с этими породами не наблюдались. Какие-либо структурно-текстурные признаки первичной приро-

ды глиноземистых гнейсов отсутствуют. Изотопный возраст силлиманит-гранат-биотитовых гнейсов определен Sm-Nd методом (по породе и минералам) и равен 1892 ± 21 млн лет и отражает время проявления метаморфизма в условиях амфиболитовой фации [224].

Яурийокский комплекс ($grK_2^{1-2}jr$) включает гранат-кварц-полевошпатовые породы, частью силлиманитсодержащие (кислые гранулиты), прослеживается в виде дугообразной полосы вдоль Госграницы с Финляндией и далее на восток-северо-восток, выклиниваясь в районе оз. Кацким (Лапландская ПМЗ). Протяженность полосы в пределах территории порядка 100 км, максимальная ширина до 20 км. На севере, северо-востоке гранулиты контактируют с лапландскими эндербитами и заключенными в них телами сальнотундровских основных кристаллосланцев, на юге — с основными кристаллосланцами сальнотундровского комплекса. Контакты гранулитов, как кровли, так и подошвы, полого (под углами от 20 до 5° и менее) падают на север и северо-восток. Породы в зоне контакта интенсивно изменены и мигматизированы. Линзы и полосы гранулитов мощностью от первых до 25 м отмечаются в эндербитах и кристаллосланцах на расстоянии до 500 м от контакта. Вблизи зоны контакта пологая складчатость, характерная для гранулитов, сменяется изоклинальными складками, ориентированными вдоль контакта, с падением осевых плоскостей на север. Линзовидные в плане тела кислых гранулитов размером до $7 \times 0,8$ км наблюдаются среди лапландских эндербитов Туадаш-Тундр. Гранулиты — неравномерно-среднезернистые породы, нечеткополосчатые за счет чередования разновидности с различной зернистостью и различным содержанием граната и кварца (вплоть до появления линз и полос кварца и, реже, существенно гранатовых линз). Иногда в них встречаются линзы мелкозернистых гранат-биотитовых гнейсов мощностью от первых сантиметров до 1,5 м с зонами постепенного перехода мощностью от 1–1,5 до 30 см. При химическом составе, близком к составу глиноземистых гнейсов и гранатовых мигматит-гранодиоритов лоттинского метаморфического комплекса, гранулиты и наблюдаемые в них гранат-биотитовые гнейсы отличаются полным отсутствием кордиерита, низким содержанием биотита (менее 1 %) и почти повсеместным присутствием рутила (до 1 %). Изучение химического состава минералов показало значительно более высокую магнезиальность гранатов кислых гранулитов относительно гранатов глиноземистых гнейсов и гранатовых мигматит-гранодиоритов лоттинского комплекса (39,3–46 % пиропового минерала в яурийокских гранулитах против 17,6–31,5 % в лоттинских гнейсах). Характерной особенностью яурийокских гранулитов является линейность по кварцу и линзовидным агрегатам граната, полого (под углами 5–20°) погружающаяся на северо-восток, так же, как и в эндербитах лапландского комплекса. Химический состав кислых гранулитов близок к химическому составу гранатовых мигматит-гранодиоритов, образовавшихся по гранат-биотитовым гнейсам лоттинского комплекса.

Результаты радиогеохронологических исследований кислых гранулитов на Российской территории и на сопредельной территории Северной Финляндии дают разброс значений даже по одному и тому же методу (U-Pb дискордантный по циркону) от 2270 ± 50 до 1920 ± 5 млн лет. Последний возраст близок к возрасту метаморфизма пород и, следовательно, возрасту метаморфического комплекса.

Корватундровский комплекс ($gsK_2^{1-2}kr$) рассматривается как метаморфо-метасоматический, связанный с кислотным выщелачиванием по различному субстрату Корватундровской ПМЗ. Основанием для отнесения этих пород к метаморфо-метасоматическим образованиям послужило присутствие парагене-

зиса роговой обманки с кианитом и ставролитом, присутствие магнетита и наличие в породах комплекса реликтовых участков лопийских пород. Он расположен между Лапландской и Беломорской ПМЗ и содержит реликтовые участки биотитовых плагиогранито-гнейсов беломорского комплекса, амфиболитов и плагиосланцев карекатундровской толщи. В одном случае отмечено образование плагиоклаз-гранат-кианит-кварцевых сланцев по гранат-клинопироксен-плагиоклазовым кристаллосланцам сальнотундровского метаморфического комплекса. Изотопный возраст гранат-кианит-двуслюдяных сланцев определен Sm-Nd методом (порода и минералы), отражает время наложенных процессов в условиях амфиболитовой фации и равен 1940 ± 34 млн лет [224].

КАРЕЛИЙ НЕРАСЧЛЕНЕННЫЙ

Комплекс Кеулик—Кенирим (BKkk) включает метаморфизованные в амфиболитовой фации преимущественно базальтоидные образования с редкими прослоями осадочных и туфогенных пород. Породы комплекса слагают преимущественно моноклиналильные структуры возвышенностей Тукчель, Нойдозеро, Виймвид и Шовна, расположенные в центральной части Нясуокско-Райненчоррской ПЗ. Ширина останцовых структур от 1 до 2 км при протяженности от 4 до 15 км и более. Породы комплекса расположены среди гнейсов кольского комплекса и испытывают воздействие мигматит-гранитов неопределенного карельского времени. Границы комплекса, тектонизированные или тектонические прямолинейные, согласные сланцеватости пород, с падением в южных румбах. Иногда отмечаются (озера Курбыш, Нойдозеро) постепенные переходы амфиболитов в мигматиты и гнейсограниты. Разрез толщи в целом представляется достаточно монотонным и сложен однородными мелкозернистыми апобазальтовыми амфиболитами. Наиболее распространенные сланцеватые амфиболиты сложены обыкновенной роговой обманкой (50–60 %) с пойкилитовыми включениями кварца или рудного, иногда – слабым замещением актинолитом; плагиоклазом (20–30 %) – андезином, меньше олигоклазом, пренитизированными, сосюритизированными; в небольших количествах присутствуют биотит, хлорит, кварц, эпидот, ортит и рудные минералы, в основном титаномagnetит. Локально, вблизи контактов с гранитоидами отмечаются пироксеновые амфиболиты. В них равномерно распределенный диопсид замещается роговой обманкой. Также вблизи контактов с гранитами или в зонах перехода к ним, в амфиболитах появляется биотит – до 10 %. В западных останцах (Нойдозеро) наблюдаются «прослой» гранатовых амфиболитов мощностью первые дециметры. Порфиробластический гранат представлен альмандином. Амфиболовые плагиосланцы западного склона горы Виймвид сложены обыкновенной роговой обманкой, олигоклаз-андезином, с подчиненными кварцем, биотитом, хлоритом, карбонатом, эпидотом, лейкоксеном и аксессуарными сфеном, апатитом, цирконом, рудным. Алевролитоподобные сланцы на 60 % состоят из кварца, 15 % плагиоклаза, замещающего амфибол мелкочешуйчатого биотита и также вторичных хлорита и эпидота. По химическому составу амфиболиты соответствуют базальтам нормального ряда. Содержат (%): SiO_2 – 50,36; TiO_2 – 1,21; Al_2O_3 – 15,34; Fe_2O_3 – 4,34; FeO – 6,23; MnO – 0,27; MgO – 6,02; CaO – 11,84; Na_2O – 0,17; K_2O – 0,64. Возраст пород комплекса остается не определенным. В Серийной легенде эти образования отнесены условно к сумийскому времени.

РЕГИОНАЛЬНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ И МЕТАСОМАТОЗ

На территории Кольского полуострова в рамках листа проявлены разнообразные и разновозрастные процессы докембрийского регионального метаморфизма и метасоматоза. Они в целом соответствуют трем главным периодам регионального метаморфизма, проявленным в северо-восточной части Балтийского щита. Среди них выделяются позднеархейский (ребольский), раннепротерозойский (свекофеннский) и рифейский (предположительно средне-рифейский, гренвильский) метаморфические процессы, а также соответствующие им метаморфогенные метасоматиты, проявленные на регрессивном этапе регионального метаморфизма. Докембрийские метаморфические и метасоматические породы являются эффективными индикаторами важнейших геологических процессов в наиболее древнем (архейско-раннепротерозойском) периоде истории развития региона. В составе этих образований отражены геологические и петрологические условия времени их формирования. Данные породы маркируют главные тектонические зоны, синхронные этим преобразованиям, и нередко являются рудоносными.

РЕГИОНАЛЬНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ

Региональный метаморфизм является одним из ведущих геологических процессов в докембрийском периоде формирования Кольского региона. На территории листа он проявлялся неоднократно в рамках трех главных тектоно-метаморфических циклов. Под ними понимается [91] закономерная совокупность тектонических, магматических, метаморфических и метасоматических процессов, присущих однократному проявлению регионального метаморфизма. Выделяются полнопроявленные (региональные) и редуцированные циклы, которые распространены локально или не в полном объеме. К полнопроявленным циклам для данной территории относятся позднеархейский (2,6–2,8 млрд лет), раннепротерозойский (1,7–1,9 млрд лет) и рифейский (около 0,9–1,2 млрд лет) циклы [41, 45, 46]. Каждый из этих периодов метаморфических преобразований обычно состоит из нескольких обособленных этапов. Они обусловлены импульсным характером флюидной насыщенности главных тектонических зон, что определяет неоднократную перекристаллизацию вмещающих пород, нередко аллохимического характера.

На схеме метаморфизма и метасоматоза масштаба 1 : 2 500 000 (рис. 14) цветом, штриховкой и внесмасштабными знаками показаны условия регионального метаморфизма позднеархейского, раннепротерозойского и рифейского времени. Ведущим цветом отмечены главные метаморфические фации и фациальные серии разновозрастных тектоно-метаморфических циклов, преоб-

ладающих на территории листа [41, 45, 69, 149]. Основными особенностями данной схемы являются расчленение указанных процессов по возрасту и условиям формирования, а также комплексный подход к картированию метаморфических и метасоматических образований в докембрии на территории листа. К неметаморфизованным докембрийским образованиям на территории листа условно можно отнести только раннепротерозойские гранитоиды лицко-арагубского и каскельяврского комплексов, в которых метаморфические изменения петрографически не выражены или слабо проявлены.

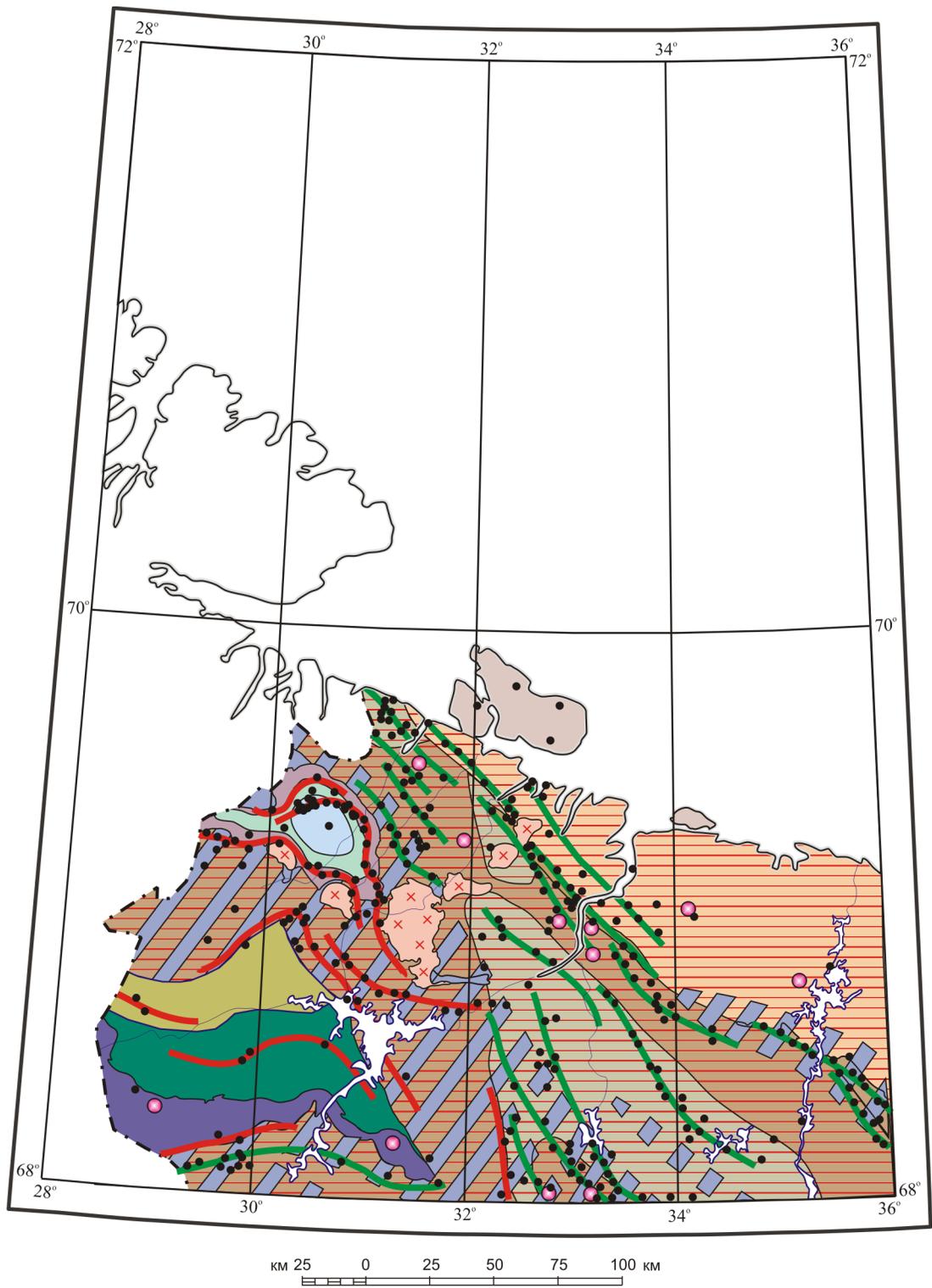
Структурно-метаморфические образования региона, проявленные в пределах листа, сгруппированы по главным тектоно-метаморфическим циклам и тектоническому районированию.

Позднеархейский тектоно-метаморфический цикл

Позднеархейский метаморфизм пониженных и умеренных давлений в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций проявлен на обширной территории, включающей практически все архейские породы. По-видимому, региональный раннепротерозойский метаморфизм во многом перекристаллизовал состав архейских минеральных парагенезисов. Однако сохранившиеся реликты гранулитового метаморфизма неопределенного возраста и наложенные преобразования [69, 149] позволяют считать архейские комплексы преимущественно полиметаморфическими (рис. 14).

Фрагмент Енского сегмента Беломорского метаморфического пояса. На территории листа находится лишь небольшой участок Беломорского пояса. Кольский (Енский) фрагмент Беломорского подвижного пояса ориентирован в северо-западном направлении вдоль южного побережья Белого моря. Породы метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации умеренных давлений (около 4–5 кбар при температуре около 600–650 °С, андалузит-силлиманитовый тип метаморфизма [69] при практически том же возрасте формирования этих пород, что и в высокобарическом Карельском Беломорье (около 2780–2730 млн лет) [100]. Завершение метаморфических процессов ранее было датировано Rb-Sr методом по биотиту и составляет около 2760 млн лет [70]. Позднеархейский метаморфизм этого района завершается формированием среднетемпературных гранат-амфиболовых метасоматитов, по которым известна единственная для данной территории геохронологическая датировка 2698 ± 1 млн лет U-Pb методом по циркону, которая может интерпретироваться как возраст ребольского метасоматоза [100].

Центрально-Кольская гранулит-гнейсовая область. На территории листа широко распространены архейские образования кольского метаморфического комплекса. В его составе выделяются три вещественных подкомплекса: амфиболит-гнейсовый, железисто-гнейсовый и глиноземисто-гнейсовый [41]. Амфиболит-гнейсовый подкомплекс распространен в северо-восточном и южном обрамлении Печенгской структуры. Породы железисто-гнейсового и глиноземисто-гнейсового подкомплексов развиты в западной части Центрально-Кольского блока на удалении от Печенгской структуры. Образования кольского метаморфического комплекса, являясь самыми древними на площади работ, пересекаются всеми известными магматическими породами. Они мета-



УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

ФАЦИИ РЕГИОНАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА

Позднепротерозойский тектоно-метаморфический цикл			
Пумпеллит-прени- товая фация			
Раннепротерозойский тектоно-метаморфический цикл			
Фации	Режимы по давлению		
	Низкие и умеренные давления	Неопределенные давления	Умеренные и высокие давления
Пумпеллит-актино- литовая			
Зеленосланцевая			
Эпидот-амфиболито- вая			
Амфиболитовая			
Гранулитовая			
Позднеархейский тектоно-метаморфический цикл			
Фации	Режимы по давлению		
	Низкие и умеренные давления	Неопределенные давления	Умеренные и высокие давления
Амфиболитовая			
Гранулитовая			

Полиметаморфизм и возрастные соотношения пород

- Комплексы архейских полиметаморфизованных пород нерасчлененные
- Реликты ранних гранулитов неопределенных давлений на фоне метаморфизма главного этапа

Неметаморфизованные комплексы

- Комплексы раннепротерозойских гранитоидов нерасчлененные

ПРОЧИЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

- Важнейшие границы геологических комплексов
- Точки проявления докембрийских метасоматитов

Главные зоны локализации раннедокембрийских метасоматитов:

- метасоматические зоны раннепротерозойского возраста
- метасоматические зоны позднеархейского возраста

Рис. 14. Схема регионального метаморфизма и метасоматоза. Составил Б. Ю. Астафьев.

морфизованы в условиях амфиболитовой фации метаморфизма, в различной степени подвергались региональной гранитизации разного времени и обычно встречаются лишь в виде скиалитов в гранитоидах. Данные о возрасте метаморфизма пород кольского комплекса, полученные по материалам Кольской сверхглубокой скважины (СГ-3), соответствуют интервалу 2680–2865 млн лет [76, 77, 157].

В настоящее время полагается, что в Центрально-Кольском блоке в позднеархейское время преимущественно проявлен высокотемпературный амфиболитовый или гранулитовый метаморфизм умеренных давлений (Т в интервале 650–780 °С, Р около 4–7 кбар, в ряде зон повышенных давлений – до 8–10 кбар) [69, 118, 149]. Широко распространены биотит-гранат-ортопироксеновые, гранат-двупироксеновые, гранат-кордиерит-силлиманитовые гнейсы, гиперстен-гранат-силлиманитовые и другие высокотемпературные минеральные ассоциации. На регрессивной стадии метаморфизма преобладает тренд с отчетливой декомпрессией (снижение Р-Т параметров «по часовой стрелке») [39]. Возраст регионального метаморфизма данного района различными геохронологическими методами оценивается в интервале 2880–2760 млн лет [70, 118].

Титовско-Поросозерский зеленокаменный пояс. В Колмозеро-Вороньинской зеленокаменной структуре, входящей в состав Титовско-Поросозерской зоны, преимущественно проявлен позднеархейский региональный метаморфизм в условиях амфиболитовой фации умеренных давлений в интервале температур от 570 до 660 °С. Возраст регионального метаморфизма андалузит-силлиманитового типа в Колмозеро-Вороньинской зоне по циркону был определен как 2826 ± 11 млн лет (Th-U-Pb метод по циркону, вторично-ионный микрозонд SHRIMP-II, ЦИИ ВСЕГЕИ) [46]. Данные были получены по порфиробластическому кордиерит-андалузит-кварцевому сланцу, отобранному в районе хр. Олений [46, 198].

Следует отметить, что в условиях высокой флюидонасыщенности в ходе регионального метаморфизма в этой области широко проявлены зоны аллохимического бластеза с формированием крупно- и гигантозернистых андалузитовых, кордиеритовых, гранатовых и ставролитовых порфиробластических пород [197].

Мурманский блок расположен в северо-восточной части листа, выклиниваясь в северо-западном направлении. В его состав входят разнообразные огнейсованные и мигматизированные гранитоиды архейского возраста. По данным Sm-Nd метода их возраст оценивается в интервале 2,68–2,94 млрд лет [193]. В реликтовых участках предполагается, что мигматизации в условиях высокотемпературной амфиболитовой фации умеренных давлений предшествовала эндербитизация по гранитоидам данного района [95]. Известны датировки U-Pb методом по циркону с возрастом около 2,85 млрд лет, которые интерпретируются как время главного этапа метаморфизма этого района [70, 118].

Раннепротерозойский тектоно-метаморфический цикл

Раннепротерозойский метаморфизм на территории, как правило, осуществлялся в условиях повышенных или умеренных давлений, соответствующих

кианит-силлиманитовому типу метаморфизма [69, 149]. Во многих случаях наложенные преобразования отмечаются и в позднеархейских метаморфизованных комплексах [198].

Лапландский метаморфический (гранулитовый) пояс и пояс Танаэль. В породах Лапландского пояса широко распространены гранат-кварц-полевошпатовые гранулиты, нередко с силлиманитом, кордиеритом и ортопироксеном, а также гнейсы различного состава. Пояс Танаэль подстилает лапландский метаморфический комплекс с южного фланга и значительно отличается от него по возрасту и условиям регионального метаморфизма [69, 118]. С севера на юг последовательно увеличиваются P-T условия метаморфизма (от высокотемпературной амфиболитовой фации до гранулитовой) и режим давлений (от андалузит-силлиманитового до кианит-силлиманитового типа регионального метаморфизма). Условия метаморфических преобразований в поясе Танаэль соответствуют амфиболитовой фации повышенных давлений.

Возраст гранулитового метаморфизма Лапландского пояса по данным различных исследователей оценивается в интервале 2,03–1,93 млрд лет с регрессивным этапом около 1,90–1,91 млрд лет (U-Pb метод по циркону) [70, 84, 118, 193].

Печенгская раннепротерозойская структура и ее обрамление. Печенгская структура зонально метаморфизована в условиях от пумпеллиит-актинолитовой до амфиболитовой фации повышенных давлений. Центральную часть структуры слагают низкотемпературные минеральные ассоциации, к краевым частям условия метаморфизма достигают амфиболитовой фации повышенных давлений при устойчивости силлиманита [41].

В южном обрамлении Печенгской структуры ранее были выделены руннийокский, корватундровский и вырнимский метаморфо-метасоматические комплексы. В пределах этих районов проявлен интенсивный аллохимический метаморфизм, порфиروبластез и различные метаморфогенные метасоматические преобразования [41], среди которых преобладают гранат-биотит-амфиболовые (или гранат-диопсидовые), плагиоклаз-гранат-кианит-кварцевые и ставролит-кианит-роговообманковые породы. Это позволяет уверенно отнести данные породы к хизоваритам, т. е. к метаморфогенным метасоматитам повышенных давлений [33].

Позднепротерозойский тектоно-метаморфический цикл

Рыбачинско-Святоноская зона рифейского метаморфизма. Региональный метаморфизм рифейского возраста на территории листа (п-ов Рыбачий и о. Кильдин) достигает лишь условий низкотемпературных ступеней (пумпеллиит-пренитовая и, возможно, зеленосланцевая фации неопределенных давлений) и в настоящее время остается недостаточно изученным. На территории позднепротерозойские метаморфические процессы слабо проявлены. По аналогии с западной частью Балтийского щита (Южная Норвегия) [189], возраст рифейского метаморфизма на территории листа оценивается в интервале 1,225–1,117 млрд лет (U-Pb метод по титаниту). Однако P-T условия метаморфизма в Южной Норвегии значительно выше и достигают 600–750 °C при повышенных давлениях (около 6–8 кбар) [188].

МЕТАСОМАТОЗ

Совместное рассмотрение метаморфизма и метасоматоза в данном разделе обусловлено генетической или парагенетической близостью проявления данных процессов. В большинстве случаев метасоматоз происходил в условиях регрессивной стадии регионального метаморфизма, когда значительные потоки метаморфогенных или глубинных флюидов вовлекались в миграцию в зонах региональных складчато-разрывных деформаций. В результате формировались метасоматические породы, сложенные средне- или высокотемпературными минералами (кианитовые, андалузитовые, роговообманковые, гранатовые, пироксеновые и др.) [198]. Высокая флюидонасыщенность в локальных тектонических зонах ранее уже была доказана на практике при сверхглубоком бурении в Печенгской структуре [76].

Метаморфогенные метасоматиты на территории проявлены локально, однако их совокупность имеет региональное распространение вдоль крупных тектонических структур, контролировавших пути проникновения флюидных потоков (рис. 14). В таких зонах содержание метасоматитов возрастает на 1–2 порядка, они образуют многочисленные тела, густой сетью «пропитывающие» вмещающие их породы, сопровождаются ореолами интенсивного порфиروبластеа. Современные геологические и геохронологические данные позволяют предполагать, что метасоматические породы докембрия Карело-Кольского региона вполне могут коррелироваться как по возрасту, так и по минеральному составу и рудной специализации [5].

Внемасштабными черными точками на рис. 14 показаны известные к настоящему времени 283 проявления докембрийских метасоматитов на территории листа [198]. Среди них преобладают рудоносные образования (месторождения, рудопроявления и пункты минерализации), в формировании которых участвовали метасоматиты. Эти породы обычно имеют линзовидную, реже жилообразную или неправильную форму тел, иногда отмечаются гнездовидные обособления в замковых частях сжатых складок. Контакты с вмещающими породами согласные или субсогласные, реже явно секущие. Иногда наблюдаются постепенные переходы от субстрата к измененным породам, как правило – через зоны аллохимического порфиروبластеа.

Для систематизации и корреляции региональных метасоматитов используется понятие *метасоматическая серия* [28, 198], под которой понимается естественная последовательность образования генетически связанных метасоматитов, сформировавшихся в ходе единого гидротермально-метасоматического цикла [59], т. е. совокупность метасоматических пород, образовавшихся в ходе однократного проявления метасоматоза (миграции одной порции минерализованных растворов при сопряженном растворении и переотложении компонентов).

Известные на территории регионально распространенные метасоматиты подразделяются на пять серий, три из которых относятся к позднему архею, а другие две – к раннему протерозою [45, 46, 198]. Важной особенностью раннепротерозойского регионального метаморфизма в главных структурно-тектонических зонах на территории листа является его аллохимический характер, обусловленный высокой флюидонасыщенностью. Это выражается в полной метаморфической перекристаллизации исходных пород, «залечивании» ранних структурных элементов, интенсивном порфиروبластеа контрастного со-

става (гранатовый, карбонатный, амфиболовый, слюдястый, глиноземистый и др.) с признаками быстрого роста бласт (скелетные, расщепленные, сдвойникованные и другие формы ростовых автодеформаций). Нередко наблюдаются постепенные переходы от аллохимического метаморфизма к собственно метасоматической зональности регрессивного этапа того же тектоно-метаморфического цикла [198].

Позднеархейский метасоматоз

Позднеархейские метасоматиты на территории представлены тремя сериями, соответствующими по возрасту, локализации и условиям формирования Центрально-Кольской гранулитовой области, Титовско-Поросозерской зеленокаменной зоне и Беломорскому подвижному поясу [198].

Серия метасоматитов Беломорского подвижного пояса. Современные геологические данные позволяют предполагать, что на участке Беломорского пояса, входящего на территорию листа, преобладают амфибол-асбестовые, серпентин-асбестовые, ставролит-гранатовые, кордиерит-андалузит(или силлиманит)-кварцевые, биотит-амфиболовые, корунд-амфиболовые и кварц-полевошпатовые метасоматиты [69, 198]. В данной серии преимущественно проявлены безрудные метасоматиты, иногда с коллекционными минералами (корунд, гранат), а также отдельные проявления с гранатовой, кианитовой и благороднометалльной минерализацией (южнее территории листа). Особо можно отметить перекристаллизованные медно-никелевые проявления по ультрабазитам, сходные по составу с раннепротерозойскими метасоматитами Печенгско-Имандра-Варзугской зоны карелид.

Серия метасоматитов Центрально-Кольской гранулитовой области. Данные метасоматиты распространены в позднем архее Кольского региона и преимущественно проявлены в Центрально-Кольской области. Выделение этих метасоматических образований в отдельную серию обусловлено как геологическим положением, так и повышенным содержанием кварц-амфибол-полевошпатовых пород, особенно в юго-восточной части региона [69, 198].

В настоящее время, по мнению большинства исследователей, железистые кварциты в составе данной серии относятся к метасоматитам (до- или син- или постметаморфическим). Происхождение этих пород остается дискуссионным, однако участие метасоматоза в рудообразовании на железорудных объектах Кольского региона может считаться вполне доказанным [60, 97]. Метасоматиты в составе этих образований относятся к гранат-клинопироксеновой и куммингтонит(грюнерит)-гранат-магнетитовой фациям. Возможно, часть данных пород имела дометаморфический генезис, однако в ходе регионального метаморфизма и последующего метасоматоза они были значительно преобразованы с формированием рудных концентраций магнетита.

Серия метасоматитов Титовско-Поросозерской зоны. Метасоматические породы, широко распространенные в данной структуре, сравнительно хорошо изучены. Наиболее детальная работа по метасоматическим породам зоны Колмозеро—Воронья была проведена Ф. М. Ройзенманом с соавторами (1975). В этом отчете выделены и подробно описаны главные разновидности метасоматических пород и их соотношения с породами других метасоматических фаций и с вмещающим субстратом. Метасоматиты района нередко являются

рудоносными (золото, медь, молибден и др.), поэтому к ним было обращено повышенное внимание.

Метасоматические породы этого района представлены разнообразными андалузит-кордиерит-плаггиоклазовыми, мусковит-кварцевыми, гранат-ставролитовыми, жедрит-гранат-кварцевыми и другими минеральными ассоциациями [198]. Их возраст оценивается в 2629 ± 64 млн лет (Th-U-Pb метод по циркону, вторично-ионный микрозонд SHRIMP-II, ЦИИ ВСЕГЕИ) [46].

Раннепротерозойский метасоматоз

Раннепротерозойские метасоматиты на территории представлены двумя сериями, соответствующими по возрасту, локализации и условиям формирования Лапландскому гранулитовому поясу и Имандра-Варзугской структуре и их обрамлению [198].

Серия метасоматитов Лапландского пояса и его обрамления. На схеме метаморфизма и метасоматоза (рис. 14) в Лапландском поясе и его обрамлении показано 82 проявления метасоматитов [198]. Кроме того, ряд исследователей относят часть кислых гранулитов Лапландского блока к метаморфо-метасоматическим образованиям, связанным с наиболее поздними процессами преобразований, которые представлены породами яурийского гранулитового комплекса в понимании Б. А. Шлайфштейна [41], а также силлиманитсодержащими гранатовыми мигматит-гранодиоритами, выделенными Б. А. Шлайфштейном в качестве подкомплекса в комплексе эндербитов. В пользу метаморфо-метасоматического генезиса кислых гранулитов по субстрату ранних гранулитов свидетельствуют исследования различных геологов. В частности, на это указывают непосредственные геологические наблюдения по соотношениям этих пород с наложенными структурными и текстурными преобразованиями поздних парагенезов кислых гранулитов на исходный субстрат.

Графитсодержащие толщи представлены переслаивающимися различного состава гнейсами, амфиболитами и метасоматитами, обогащенными графитом, мощностью от 100–200 м до 3–4 км, протяженностью от первых до 50 км. Зоны графитизации представлены согласно залегающими пластовыми залежами протяженностью от первых сотен метров до 20 км, мощностью 15–25 м, с содержанием графита от 3 до 90 %. Выделяются два типа графитового оруденения: 1 – без признаков переотложения и 2 – переотложенные графитовые руды межпластовых тектонических и метасоматических зон. Одним из наиболее перспективных объектов является проявление метасоматического графита Петспахша. В зоне послонных разрывных нарушений в глиноземистых гнейсах и в расланцованных гранатовых амфиболитах этого участка известны рудные зоны с содержанием графита от 3–5 до 50–80 %. Ширина зоны до 50 м, длина до 1100 м [233].

Возраст графитсодержащих и плаггиоклаз-гранат-биотитовых метасоматитов нами был определен как 1910 ± 12 млн лет при времени регионального метаморфизма около 1972 ± 12 млн лет (Th-U-Pb метод по циркону, вторично-ионный микрозонд SHRIMP-II, ЦИИ ВСЕГЕИ) [84]. Таким образом, датировка по метасоматитам значительно моложе времени регионального метаморфизма и отражает время его регрессивного этапа.

Серия метасоматитов Печенга-Имандра-Варзугской структуры. Многочисленные проявления метасоматитов этой серии известны в Печенгской структуре и в Прихибинском и Центральном сегментах Имандра-Варзугской зоны (за пределами листа). Их характерными особенностями являются широкое развитие пропилитов и лиственитов, в подчиненных количествах березитов. Следует отметить особо интенсивные процессы преобразования в данной структурной зоне. Практически все медно-никелевые месторождения и рудопоявления северного фланга Печенгской структуры сопровождаются метасоматическими преобразованиями.

При более детальном рассмотрении метасоматические породы северного и южного флангов данной геологической структуры можно отнести к различным сериям как по составу и условиям формирования, так и по соответствующей им рудоносности. В частности, на южном фланге Печенгской структуры наиболее распространены гранат-роговообманковые, куммингтонит-гранатовые породы, а также пропилиты, листвениты и березиты, включая зоны сплошного окварцевания. К менее распространенным гидротермально-метасоматическим образованиям можно отнести графитовые, хлорит-талковые породы, турмалиниты, альбититы, а также кварц-карбонатные жилы и линзовидные тела пирит-пирротиновых руд наложенного типа [198].

Позднепротерозойский метасоматоз

Познедокембрийские метасоматиты также имеют важное геологическое и металлогеническое значение. Рифейские метасоматические образования сравнительно слабо исследованы, но безусловно диагностируются по зонам наложенного окварцевания кварцито-песчаников рифея. В пределах листа известны локальные проявления карбонат-кварцевых лиственитов позднепротерозойского возраста [69]. Минеральный состав и низкие температуры формирования метасоматитов не позволяют провести корректное датирование. Возраст этих пород, коррелирующийся по материалам из альбит-карбонатных метасоматитов, по аналогии с метасоматитами Южной Норвегии [188, 189] оценивается приблизительно в 1080 млн лет.

Фанерозойский метасоматоз

Фанерозойские (палеозойские) гидротермально-метасоматические породы ограничено проявлены на территории листа. Наиболее известны рудоносные жилы на побережье Баренцева моря, содержащие богатую свинцово-цинковую минерализацию (проявления Раиса, София, Самуил, Долгая Губа и др.). Многочисленные барит-кварц-карбонатные жилы [218], возраст которых ранее был определен как 360–380 млн лет, с полиметаллической минерализацией на побережье Белого и Баренцева морей пространственно не связаны с конкретными магматическими образованиями, однако фиксируют общий флюидный импульс, характерный для данного региона в целом. Эти образования не показаны отдельными зонами на рис. 14, поскольку имеют локальное распространение [199].

Таким образом, на территории основной объем метасоматитов Кольского региона образовался в главные периоды формирования земной коры северо-восточной части Балтийского щита, то есть в позднеархейское (ребольское время, около 2,55–2,65 млрд лет) и раннепротерозойское (свекофеннское время, в период 1,77–1,91 млрд лет) время. По нашим и литературным данным можно уверенно предполагать, что важнейшие этапы метасоматоза во всех главных геологических комплексах докембрия на территории листа по времени соответствуют заключительным периодам тектоно-метаморфических циклов, в ходе которых была сформирована конкретная структурно-формационная область.

Из анализа закономерностей металлогенической специализации метасоматических серий для территории листа можно сделать следующие выводы.

1. На протяжении раннего докембрия интенсивность и металлогеническое значение метасоматических процессов постоянно возрастали. Наибольшее количество рудных объектов относится к заключительной стадии раннепротерозойского (свекофеннского) времени.

2. В раннем протерозое наибольшее металлогеническое значение приобретают метасоматиты (преимущественно низкотемпературные), которые локализованы в зонах складчато-разрывных дислокаций сбросо-сдвигового характера.

3. Со временем усложняется геохимический спектр рудообразующих элементов в метасоматитах, оруденение становится поликомпонентным.

4. В ходе эволюции метасоматоза в условиях наращивания земной коры возрастают масштабы флюидного массопереноса, в результате чего по числу источников оруденение становится множественным.

5. Интенсивность оруденения контролируется как интенсивностью и масштабами проявления метасоматоза, так и контрастностью физико-химических условий минералообразования. Чем контрастнее в метасоматической зональности проявлена смена щелочно-кислотных, окислительно-восстановительных и водно-углекислотных условий, тем интенсивнее выражены процессы дифференциации рудных и породообразующих элементов и тем более вероятно образование месторождений полезных ископаемых.

6. Необходимо подчеркнуть устойчивое пространственное соответствие региональных минерагенических и флюидопроницаемых зон, фиксируемое на современных геологических картах.

ТЕКТОНИКА

Площадь листа, включающая акваторию Баренцева моря и часть территории Кольского полуострова, охватывает принципиально разнородные в геологическом отношении структуры земной коры. Особенно сложным тектоническим строением характеризуется территория Балтийского щита. Здесь обнажен кристаллический фундамент, представленный разнообразными структурными сочетаниями комплексов пород от архейского до палеозойского возраста. Региональное геологическое строение восточной части щита рассматривалось многими авторами как с классических позиций [62], так и с позиций террейн-анализа [7, 176]. Согласно последней концепции, выделяется ряд тектоно-стратиграфических террейнов (рис. 15), характеризующихся единством формирования и эволюции: Мурманский, Центрально-Кольский, Инари, Лапландский гранулитовый и Беломорский. Поскольку геологическая эволюция Балтийского щита представляется достаточно сложной и существуют принципиально различные точки зрения на причины и процессы, сформировавшие его современный облик, отмеченная позиция не претендует на исключительность. Упомянутые выше террейны в целом соответствуют блокам, выделяемым с классических позиций.

В пределах Баренцевоморского бассейна фундамент преимущественно рифейско-раннепалеозойской консолидации, представленный сочетанием блоков с различным возрастом и интенсивностью наложенных преобразований, перекрыт мощными толщами осадочных пород, испытавших в течение ряда тектонических эпох пликативные и дизъюнктивные дислокации [10, 32].

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Сложное строение региона требует создания реальных геофизических моделей земной коры, опирающихся на пространственное распределение интерпретационных сейсмических данных о строении изучаемой области и ее обрамления. В силу этих соображений был выбран большой по площади полигон обобщения, достаточный для представительного рассмотрения интерпретационных материалов сейсмических исследований земной коры региона. В нашем исследовании, для района сдвоенного листа карты R-(35), 36, использовался полигон с координатами по долготе от 24° в. д. до 40° в. д. и по широте от 66° с. ш. до 74° с. ш. Указанные размеры области синтеза данных гарантируют создание реалистичной трехмерной модели строения земной коры региона по листам карты.

Обобщенная сейсмогеологическая модель земной коры региона была построена по результативным данным интерпретации сейсмических материалов

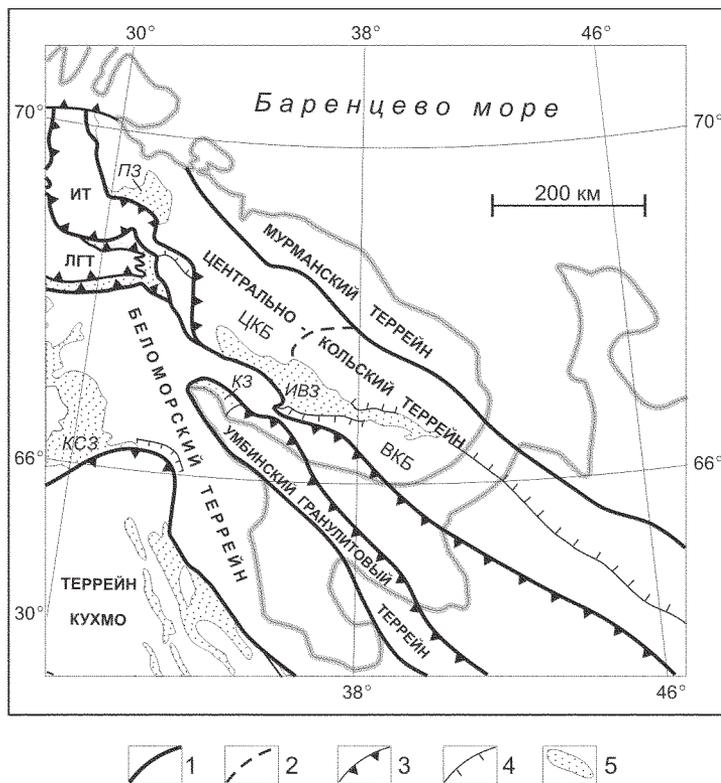


Рис. 15. Обзорная тектоническая схема фундамента Кольско-Беломорского региона (по данным Балаганский и др., 1998; Балуев и др., 2000; Gorbatshev, Bogdanova, 1993). Составил В. Н. Глазнев.

1 – тектонические границы основных блоков коры: ИТ – Инари террейн, ЛГТ – Лапландский гранулитовый террейн; 2 – внутриблоковые границы: ЦКБ – Центральнo-Кольский блок, ВКБ – Восточно-Кольский блок; 3–4 – надвиговые зоны: 3 – основные, 4 – второстепенные; 5 – архейские и раннепротерозойские зеленокаменные пояса: ПЗ – Печенгская зона, КЗ – Колвицкая зона, ИВЗ – Имандра-Варзугская зона, КСЗ – зона Карасьёк-Сала.

разных лет и геологическим сведениям о мощности чехла осадочных пород. Созданная модель коры включает глубинное положение выделенных сейсмических границ и скоростные характеристики типичных слоев земной коры. Приведены также материалы геолого-геофизического моделирования строения коры по двум опорным геофизическим профилям.

К комплекту прилагаются выборки сейсмических данных, синтезированные из обобщенной региональной базы данных по сейсмическим моделям строения литосферы Фенноскандинавского региона [38]. Эти материалы представлены в стандартных форматах MS Excel 2000 (*.dbf) и пригодны к использованию в любой геоинформационной системе.

Построение исходной сейсмогеологической модели земной коры региона выполнялось по опубликованным результатам профильных работ ГСЗ, проведенных на территории северо-востока Балтийского щита. Также использова-

ны данные, полученные на акваториях [23, 58, 62, 64, 83, 85, 113, 114, 131, 132, 143, 147, 161, 163, 166, 168, 184, 185, 196]. Использованные материалы содержат описания (различной степени детальности) глубин сейсмических границ и распределения скоростей в коре и верхней мантии. Среди этих данных результаты профильных работ последних 15–20 лет проверены решением прямых сейсмических задач, что позволяет считать их наиболее достоверными материалами для последующих обобщенных комплексных построений.

Результаты сейсмологических исследований, точечных сейсмических зондирований и результаты МОВЗ [29, 57, 144, 156] также использовались в построении общей модели среды. Эти данные менее надежны, но они частично восполняют недостаток сведений о границе Мохоровичича в тех районах, где отсутствуют материалы ГСЗ. С этой же целью, особенно учитывая необходимость достаточно точного представления о верхней части разреза по мощности осадочного чехла, привлекались обобщенные геолого-геофизические карты и схемы [2, 9, 153], содержащие различного рода информацию по геологическим границам осадочного чехла.

В область, ограниченную координатами от 24° в. д. до 40° в. д. и от 66° с. ш. до 74° с. ш., попадает 411 опорных точек. Эти дискретные опорные точки, географическое положение которых дается в базе данных совместно с описанием источника первичных материалов соответствующей точки, представляют собой одномерные разрезы коры.

Статистический анализ приведенных материалов показывает, что в обобщенном разрезе коры можно выделить четыре слоя с характерными для этих слоев значениями сейсмических скоростей (рассматривая совместно скорость по кровле и подошве соответствующего слоя). Классификация выделенных слоев, согласно [38], соответствует осадочному, «гранитно-метаморфическому», «гранулит-базитовому» и переходному слою на границе кора–мантия, что согласуется с обобщенной моделью континентальной коры Балтийского щита [187]. Распределение скоростей по каждому из выделенных слоев, построенное на основе материалов в опорных точках, приведено на диаграмме к «Схеме глубинного строения».

Естественно, что детальные скоростные параметры слоев некоторым образом изменяются в реальной сейсмогеологической модели, как по вертикали, так и в плане. В каждой конкретной точке, в зависимости от скоростного разреза, граница между двумя соседними слоями может проявляться как граница со скач-

Таблица 3

Усредненная скоростная модель земной коры Кольско-Беломорского региона

Слои коры	Средняя скорость, км/с	Диапазон глубин, км
Осадочный	4,21	0–15
Гранитно-метаморфический	6,16	8–28
Гранулит-базитовый	6,70	26–41
Переходный коро-мантийный	7,11	34–49
Верхняя мантия	8,17	

ком скорости, так и без него, но тогда она выделяется по изменению вертикального градиента скорости. Сводная характеристика слоев модели среды приводится в табл. 3, где наряду со значениями средних скоростей продольных волн в слоях показан диапазон глубинного положения геологических и сейсмических границ в коре изучаемого региона. Мощность слоев, как это явствует из таблицы, может изменяться в достаточно широких пределах: от 10–15 км вплоть до полного исчезновения некоторых слоев, в частности осадочного или переходного.

Глубинные коровые границы

Общие схемы глубинных коровых границ региона исследований строились путем формальной интерполяции и экстраполяции дискретных исходных данных по системе опорных точек на основе алгоритма сплайн аппроксимации, представленного в стандартном модуле 3D Analyst в системе ArcView 3.2.

Построенные схемы наиболее достоверно, на современном уровне знаний, отражают результаты сейсмических исследований земной коры региона. Естественно, что там, где исходные первичные материалы по глубинным внутрикоровым границам отсутствуют, в частности для северо-западного и восточного участков сдвоенного листа карты, полученные интерполированные результаты следует рассматривать с большой осторожностью. Приведенные на врезках к «Схеме глубинного строения» схемы внутрикоровых границ масштаба 1 : 5 000 000 иллюстрируют основные особенности относительно крупных коровых структур региона.

Кровля гранулит-базитового слоя земной коры закономерно погружается в северном и северо-восточном направлениях, по мере перехода от Балтийского щита к Баренцевоморскому региону. Перепад глубин при этом составляет 10–15 км, однако явно выраженной ступени между щитом и платформой не наблюдается. В Кольской провинции Балтийского щита отмечаются некоторые более локальные структуры поверхности гранулит-базитового слоя, которые частично связаны с особенностями тектонического строения архейско-протерозойской коры: Центрально-Кольского мегаблока (составного террейна) и Лапландского гранулитового блока (террейна).

Глубина кровли переходного слоя земной коры имеет сложную тенденцию к региональному погружению в южном и юго-восточном направлении (от Баренцевоморской платформы к Балтийскому щиту) с изменением ее средних глубин от 22–26 до 40–44 км. Общий характер ориентировки структур этой границы – субмеридиональный с развитием незначительных локальных поднятий и погружений. Следует особо отметить, что сам переходный слой коры развит в регионе не повсеместно. Причем наибольшие мощности переходного слоя отвечают максимальным прогибам границы Мохо (Беломорский террейн региона).

Граница Мохо в пределах региона исследований характеризуется региональным поднятием раздела кора–мантия в северо-восточном направлении. Глубина этой границы регионально уменьшается от 44 до 36 км, а ориентировка более локальных структур на фоне этого общего повышения имеет преимущественно субширотную направленность. В отдельных локальных изометричных погружениях, в частности в области развития террейна Инари (соответствующей Хихнаярвинско-Верхнетуломской зоне на схеме глубинного

строения) и северной части Лапландского блока (террейна), где глубина границы Мохо достигает 42–44 км, и в центральной части Центрально-Кольского мегаблока (составного террейна). В указанной области, по результатам комплексной геофизической интерпретации строения коры [77, 96], предполагается существование палеопротерозойской сутурной зоны.

Что касается локальных (в 1–2 км глубины) особенностей поведения границы Мохо, то как и прежде отметим, что указанные изменения глубинного положения этой принципиальной границы раздела, строго говоря, лежат в диапазоне ошибок исходных сейсмических данных и погрешностей интерполяции. Поэтому к относительно небольшим колебаниям границ следует подходить с особой осторожностью, тем более в местах, где реально отсутствуют сейсмические данные.

Таким образом, построенные модели на современном уровне знаний достаточно полно описывают положение глубинных границ в земной коре. Разумеется, всегда следует с осторожностью относиться к интерполяционной картине восстановления данных в тех областях, где эти данные принципиально отсутствуют!

Строение земной коры на опорных сейсмических профилях

Общее представление о строении изучаемого региона дают два опорных сейсмических профиля, построенных по материалам ГСЗ на территории Кольского полуострова. Эти профили: северный фрагмент международного геотрансекта EU-3 и западная часть профиля Заполярный–Умбозеро. Они отличаются достаточной детальностью полученных сейсмических материалов и поэтому на них во всей полноте были использованы методы комплексного геофизического моделирования при изучении строения земной коры [175, 187].

Профиль Печенга–Костомукша (см. разрез по линии Б₁–Б₂ к «Схеме глубинного строения»). Северный фрагмент геотрансекта EU-3 базируется на материалах профиля ГСЗ Печенга–Костомукша и проходит почти в меридиональном направлении с севера на юг. Профиль проходит по Центрально-Кольскому мегаблоку (составному террейну), пересекает узкую полосу Печенга-Имандра-Варзугской зоны (к востоку от собственно Печенгской структуры) и далее последовательно пересекает Хихнаярвинско-Верхнетуломскую зону (террейн Инари), Лапландский гранулитовый блок (террейн) и северную часть составного Беломорского террейна (мегаблока Кольского Беломорья). Для всего профиля было выполнено комплексное геофизическое моделирование на основе решения обратных задач сейсмометрии, гравиметрии, магнитометрии и геотермии [83]. Поэтому приводимые ниже геологические результаты базируются на достаточно большой совокупности результативных геофизических данных, которые отражены в соответствующих публикациях по данному профилю [1, 22, 151, 187].

Мощность земной коры на участке профиля колеблется от 39 до 42 км. Поведение границы Мохо по профилю не показывает заметных ее изменений, связанных с особенностями строения архейских блоков коры. Справедливости ради нужно указать, что для Беломорского террейна отмечено существенное заглупление границы Мохо до 47 км, но эта область лежит далее к югу, за пределами сдвоенного листа нашей карты. В пределах листа намечается не-

значительное возрастание мощности земной коры до 43 км в области под террейном Инари, где по геофизическим и геологическим данным предполагается развитие палеопротерозойской сутурной зоны [77].

Мощность переходного слоя коры, устанавливаемая по скорости продольных волн и наличию множественных сейсмических отражений в области перехода от коры к мантии, достаточно мала по всему отрезку профиля и составляет в среднем 2–5 км. Только в области сочленения террейнов Инари и Лапландского гранулитового отмечается некоторое возрастание мощности переходного слоя до 6–8 км. Можно предполагать, что здесь мы имеем некоторые сохранившиеся следы закрытия палеопротерозойской континентальной рифтовой зоны на рубеже около 1,9 млрд лет [7].

Для профиля отмечается значительное изменение мощности средней части коры (ее гранулит-базитового слоя). Кровля этого слоя достаточно хорошо устанавливается по фрагментам спорадически развитых преломляющих границ в средней коре и по значениям скоростей сейсмических волн, установленным по данным двухмерного лучевого моделирования. Верхняя граница гранулит-базитового слоя предположительно отмечает область сжатия, возникшую при закрытии континентальной палеопротерозойской рифтовой системы [7, 22]. Здесь, в центральной части террейна Инари, по геофизическим данным устанавливается максимальное сближение падающих навстречу друг другу Печенгской структуры и Лапландского гранулитового комплекса.

Что касается выразительных поверхностных геологических образований, то мощность их, оцененная по данным комплексного плотностного и магнитного моделирования, составляет не более 8–10 км. Так, например, вертикальная мощность тонкого фрагмента Печенгской структуры на профиле не превышает 2–4 км, а массив постороженных Лицких гранитов не превышает по мощности 5 км, причем максимальная мощность отмечается в его северной части.

Профиль Заполярный–Умбозеро (см. разрез по линии V_1 – V_2 к «Схеме глубинного строения»). Западный фрагмент профиля ГСЗ Заполярный–Умбозеро, почти совпадающий с региональным геотраверсом «Кварц», проходит с северо-запада на юго-восток. В пределах листа R-(35), 36 профиль начинается в Печенгской зоне и далее проходит вдоль по простиранию пород Центрально-Кольского мегаблока (составного террейна). Для всего профиля было выполнено комплексное геофизическое моделирование на основе решения обратных задач сейсмометрии, гравиметрии, магнитометрии и геотермии [38, 161]. Приводимые ниже геологические результаты базируются на достаточно большой совокупности результативных геофизических данных, которые отражены в соответствующих публикациях по данному профилю.

Мощность земной коры по профилю закономерно изменяется от 40 до 43 км, причем последние значения присущи так называемому Центрально-Кольскому мегаблоку коры. Граница Мохо достаточно выдержана на профиле по своим скоростным характеристикам и не демонстрирует каких-либо заметных особенностей своего проявления в геофизических полях.

Мощность переходного слоя коры, устанавливаемая по скорости продольных волн и наличию множественных сейсмических отражений в области перехода от коры к мантии, составляет в среднем 5 км. Только на самом восточном отрезке профиля, ближе к Ловозерскому массиву, находящемуся за границами сдвоенного листа карты, отмечается возрастание мощности переходного слоя до 6–8 км. Этот факт рассматривается как некоторое свидетельство су-

уществования следов промежуточной магматической камеры при формировании палеозойских массивов Хибин и Ловозеро [3].

Для профиля не устанавливается значительных изменений мощности средней части коры (гранулит-базитового слоя), хотя ее мощность и несколько увеличивается в самой центральной части Центрально-Кольского мегаблока. Здесь также отмечается отсутствие выдержанных преломляющих сейсмических границ, что в целом может свидетельствовать о сложном воздействии последующих тектонических процессов, отразившихся в изменениях скоростного строения земной коры.

Для этой же части Центрально-Кольского мегаблока отмечается наличие положительной скоростной и плотностной аномалии в верхней коре на глубинах 3–10 км. Этот аномальный объект предположительно отождествляется с развитием мощного комплекса не преобразованной первичной архейской коры диорит-эндербитового состава. Что касается более локальных поверхностных геологических объектов, то их мощность, по данным комплексного плотностного и магнитного моделирования, составляет не более 2–5 км. Например, вертикальная мощность северной части Печенгской структуры на профиле не превышает 1–3 км, а массив посторогенных Лицких гранитов не превышает по мощности 4 км. Протерозойский щелочно-ультраосновной массив Гремяха–Вырмес по гравитационному и магнитному моделированию прослеживается на глубину до 5–7 км.

Морская часть геотраверса EU-3 (см. разрез по линии Γ_1 – Γ_2 к «Схеме глубинного строения»). В рамках листа карты геотраверса, с которой практически совпадает отработанный позднее профиль AP-1, пересекает с юго-запада на северо-восток Кильдинско-Святоносскую ступень перикратонной области Восточно-Европейской платформы, а затем главные тектонические элементы Баренцевской плиты: Кольско-Финмаркенский, Варяжский и Центрально-Баренцевский мегаблока.

В обобщенной модели разреза земной коры выделены четыре основных слоя: осадочный, верхний слой консолидированной коры (гранитно-метаморфический), гранулит-базитовый и переходный слои «нижней» коры. В разрезе осадочного слоя показаны только самые крупные седиментационные комплексы, соответствующие главным этапам формирования современной структуры осадочного чехла региона: рифейскому, венд-палеозойскому, позднепермско-меловому.

Рифейские образования выделены на профиле AP-1 между границами F_1 и F_0 . Поверхность F_0 с граничной скоростью 5,8–6,2 км/с является одной из важнейших границ в разрезе. Она разделяет нескладчатые покровные комплексы осадочного чехла и подстилающие их более плотные, слабо метаморфизованные и, в той или иной степени, деформированные комплексы байкальского основания. Их мощность в осевой зоне Варангерского прогиба достигает 8–9 км [244]. Мощность платформенных отложений изменяется на профиле от первых сотен метров на Кольской моноклинали до 9–10 км в пределах Варяжской зоны прогибов. В этой же зоне венд?-палеозойская часть разреза достигает мощности около 5 км.

Поверхность Мохоровичича располагается в диапазоне глубин от 41 км на границе со структурами Балтийского щита до 36 км в области сочленения Варяжского и Центрально-Баренцевского мегаблоков. Такие же глубины залегания границы М (40–36 км) свойственны Мурманскому блоку Балтийского

щита. Оценки мощности гранитно-метаморфического слоя и слоев нижней коры, определенные при расчетах на геотраверсе EU-3 и на профиле AP-1, несколько расходятся, особенно в зоне перехода от суши к шельфу. Так, на последнем мощность верхней коры в области сочленения Балтийского щита с Баренцевской плитой составляет около 20 км, что значительно выше, чем на приведенной модели по геотраверсу. В северо-восточной части, в пределах Варяжского и Центрально-Баренцевского мегаблоков, положение глубинных внутрикоровых границ практически совпадает на обеих моделях. Мощность верхней коры составляет 10–14 км, гранулитно-базитового слоя – 6–10 км, переходного слоя – от 3 до 8 км.

Таким образом, построенные геолого-геофизические модели земной коры по опорным профилям достаточно полно описывают результаты сейсмической, гравиметрической и магнитометрической интерпретации данных и характеризуют основные структуры Кольского региона и Баренцевской плиты. Приведенные разрезы земной коры позволяют наметить некоторые опосредованные связи строения коры с внутрикоровыми геофизическими аномалиями и высказать предположения о характере породивших их процессов.

Сейсмогеологическая модель среды, заданная на нерегулярной сети опорных точек, рассматривается как слоистая, латерально неоднородная с линейным вертикальным градиентом скорости в каждом слое, который также может изменяться по латерали. Подобное представление среды, базирующееся на реальных данных о распределении скоростей и положении границ в коре, хотя и несколько упрощает имеющиеся материалы сейсмической интерпретации, но является удобной аппроксимацией для однородного описания исходных данных. Построенная сейсмогеологическая модель коры, заданная в дискретном множестве опорных точек, может использоваться при решении задач тектонического районирования.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ФУНДАМЕНТА И ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА

Тектоническая структура региона, расположенного на стыке древней Восточно-Европейской и эпигренвильской (эпибайкальской) Западно-Арктической (Печоро-Баренцево-Карской) платформ, сложилась в результате длительной (порядка 3 млрд лет) эволюции земной коры. Положение границы между этими крупнейшими структурами остается предметом дискуссий, еще более неоднозначны и «запутаны» подходы к районированию и терминология, встречающаяся в литературе при описаниях к тектоническим картам данной области. Так, в объяснительной записке к карте листа R-(35)–37 – Мурманск [41] границей платформ считается «глубинный разлом – надвиг, отделяющий пояс Канино-Варангерских складчатых и зонально метаморфизованных рифеид от кристаллических раннедокембрийских комплексов и перикратонных отложений рифея Русской плиты». Вместе с тем, на схеме тектонического районирования граница Западно-Арктической и Восточно-Европейской платформ показана погребенной (?!), вследствие чего часть Рыбачинско-Святоносской зоны Русской плиты попала в

пределы Западно-Арктической платформы, а часть Восточно-Европейской платформы оказалась скрытой под Баренцевской плитой.

На схеме тектонического районирования Баренцево-Карского региона [31] в составе «северного склона Балтийского щита... выделены Кольская и Финмаркенская моноклинали», которые «представляют собой области относительно пологого залегания осадочной толщи» (как известно, охватывающей, кроме рифейских и нижнепалеозойских, отложения от верхнего девона до нижнего мела!).

В гл. 1 монографии [144] читаем: «...граница между Балтийским щитом и Баренцевоморской шельфовой плитой проводится по системе разломов Карпинского—Соколова». Эта система представляет собой серию вдольбереговых сбросов, к северо-востоку от которой поверхность архейского кристаллического фундамента ступенчато погружается под рифейские образования. Очевидно, в такой трактовке все они относятся уже к Баренцевской плите. В гл. 7 этой же книги на геолого-геофизическом разрезе через переходную зону от Балтийского щита к шельфу Баренцева моря в качестве пограничного разлома Русской плиты рассматривается «линеамент Троллфиорд—Рыбачий—Кильдин», а рифейские отложения, обнаженные на о. Кильдин, п-ове Средний и на юге п-ова Рыбачий, относятся к ее чехлу.

Подобным образом показаны соотношения структур Балтийского щита, Русской плиты и Свальбардской плиты на Тектонической карте Баренцева моря (1996). В тексте объяснительной записки к данной карте при описании структуры шельфа Русской плиты упоминается, что «...в пределах подводной окраины Кольского полуострова поверхность карельского фундамента опущена по зоне берегового разлома на 0,5–2,0 км. Учитывая длительную денудацию Балтийского щита, реальная амплитуда сбросов, разделяющих поверхность фундамента на суше и в море, могла быть значительно большей».

Приведенный обзор показывает, что для дальнейшего описания тектонических элементов необходимо четко обозначить позицию авторов, разграничить современные тектонические структуры и аргументировать их выделение.

Восточно-Европейская платформа

Формирование осадочного чехла на Восточно-Европейской платформе началось в конце среднего—начале позднего рифея в узких линейных зонах — «авлакогенах» [16]. Термин «плита», обозначающий часть платформы, покрытую осадочным чехлом, распространился в геологической литературе намного раньше появления концепции «тектоники литосферных плит». В этом классическом варианте в дальнейшем и употребляются термины «Русская плита» и «Баренцевская шельфовая плита» — как современные геоструктуры, характеризующиеся развитием осадочных чехлов. Соответственно, «щит» — участок древней платформы, лишенный чехла. В связи с этим, средне-позднерифейские карбонатно-терригенные отложения, развитые на п-ове Средний и о. Кильдин, по определению, следует относить к чехлу древней платформы. Термин «северный склон Балтийского щита» применительно к области распространения слабометаморфизованных позднепротерозойских образований (где кристаллический фундамент залегает на глубине от 1 до 5 км), на наш взгляд, нельзя считать строгим. И тем более, Кольская моноклираль с палео-

зойско-мезозойскими толщами уж никак не может быть в составе (даже склона) Балтийского щита. Его северная граница принимается нами по разлому Карпинского, который ограничивает распространение на поверхности архейских гнейсов и гранитоидов кристаллического фундамента (см. тектоническую схему). Между разломом Карпинского и линеamentом Тролльфиорд–Рыбачий–Кильдин расположена краевая ступень Восточно-Европейской платформы, резко ограниченная зоной берегового разлома и перекрытая слабдеформированным чехлом. В ряде литературных источников она относится к Русской плите [41, 144, 145]. По классификации Б. В. Сенина и Э. В. Шипилова [110], эта область называлась «Северо-Кольская система перикратонных опусканий». Сложность тектонической классификации рассматриваемой области заключается в том, что под перикратоном (перикратонным опусканием, прогибом), кроме системы впадин, развитых по периферии архейских ядер платформ, также понимается (по В. Е. Хаину) [150] как бы третья, после щитов и плит, ступень погружений кристаллического фундамента.

Следуя приведенным выше определениям, данная область, все-таки, ближе всего к понятию «перикратон». Поскольку граница Русской плиты и Балтийского щита проводится по-разному [41, 110, 144, 145], в дальнейшем мы будем рассматривать полосу развития рифейско-вендских отложений, ограниченную с юга разломом Карпинского, а с севера линеamentом Тролльфиорд–Рыбачий–Кильдин, избегая определения «склон щита», в качестве самостоятельного тектонического элемента Восточно-Европейской платформы: Северо-Кольского перикратонного опускания. В рамках карты этой области соответствует Кильдинско-Святоноская ступень. На востоке Северо-Кольский перикратон сочленяется с Мезенской синеклизой.

Балтийский щит

В пределах листа R-(35), 36 находится северо-восточная часть Балтийского щита, входящего в состав Восточно-Европейской платформы. История формирования его чрезвычайно сложной тектонической структуры насчитывает более 3 млрд лет. Кристаллический фундамент Балтийского щита имеет отчетливое блоково-глыбовое строение. Блоки различного порядка разделяются линейными разломами или зонами разломов. Каждый из блоков выражен в потенциальных полях благодаря особенностям своего геологического строения. Блоковая делимость региона отражена на Тектонической схеме. Формирование блоков в основном завершилось в позднем карелии (раннем протерозое).

В пределах рассматриваемой части Балтийского щита выделяются (с юга на север) четыре мегаблока: Кольского Беломорья, Лапландский, Центрально-Кольский и Мурманский. Юго-западным ограничением Центрально-Кольского мегаблока является сложнопостроенная широкая Верхнетуломская зона протерозойской активизации, протягивающаяся от Госграницы на юго-восток к оз. Имандра. Ее северо-восточное ограничение проходит по Пороярви-Волчьегундровскому шву, юго-западное — по Аккаярви-Пыршинской тектонико-плутонической зоне. В составе Верхнетуломской зоны обособляются Аллареченско-Солозерский блок и Нотозерский блок, разделенные субширотным Солозерским разломом. Лапландский и Беломорский блоки сопрягаются друг

с другом по Главному Лапландскому надвигу, вдоль которого обособляются Сальнотундровско-Юриокская и Корватундровская тектоно-плутонические зоны. Границей Центрально-Кольского и Мурманского мегаблоков служит Титовско-Поросозерская межблоковая шовная зона.

Мегаблок Кольского Беломорья (*I*) выходит на территории листа лишь своей северной частью. Сложен в основном неразделенными по возрасту плагиогранитоидами (преимущественно лопийскими), среди которых отмечаются линзы пород полиметаморфического амфиболит-гнейсового подкомплекса беломорского комплекса, подчеркивающие форму гранитоидных куполов. Падение кристаллизационной сланцеватости весьма не выдержано — как центри-, так и периклинальное, под углами от 10–15 до 75–80°. В северной части Гирвасского блока (*I-1*) наблюдается линзовидная полоса сланцеватых амфиболитов, амфиболовых и биотитовых плагиосланцев лопийской Корватундровской зоны (*K*). Несколько южнее, вдоль надвига, параллельного Лапландскому, располагается цепочка тел гипербазитов нотозерского комплекса — «Сerpентинитовый пояс». Корватундровская структура продолжается на территорию Финляндии (пояс Танаэльв).

Мегаблок Кольского Беломорья отчетливо выделяется по геофизическим данным пониженными значениями магнитного и гравитационного (до –40 мГал) полей.

Лапландский мегаблок (*II*) включает Хихнаярвинский блок (*II-2*), сложенный породами кольского метаморфического комплекса, Гранулитовый блок (*II-1*) и Сальнотундровско-Юрийокскую зону тектоно-магматической переработки (*CЯ*). Гранулитовый блок сложен пироксен-плагиоклазовыми кристаллосланцами сальнотундровского комплекса, гранат-кварц-полевошпатовыми породами (кислыми гранулитами) юрийокского комплекса, метабазитами ловнозерского и яврозерского комплексов и эндербитами. Он представляет собой огромную пластину, продолжающуюся в Финляндию и надвинутую на породы беломорского комплекса с севера на юг. Подошва Лапландского аллохтона по данным сейсморазведки и замерам минеральной линейности пологоволнисто под углом 10–20° падает в северных румбах, северная граница аллохтона неотчетлива. В целом Гранулитовый блок в разрезе представляет собой клин, максимальная мощность которого достигает 7–8 км. Сам аллохтон надвигами меньшего ранга разделен на ряд залегающих друг на друге чешуй. В поле силы тяжести Гранулитовый блок выделяется положительной аномалией 10–20 мГал, причем максимальные значения отмечаются во фронтальной части аллохтона. В поле ΔT_a блоку соответствует положительная аномалия интенсивностью 150–200 нТл, а во фронтальной части отмечаются узкие линейные аномалии до 300–500 нТл. Характерно, что максимальные давления, определенные по минеральным термобарометрам и достигающие 12 кбар и более, фиксируются лишь в полосе, непосредственно примыкающей к Главному Лапландскому надвигу — Сальнотундровско-Юрийокской зоне. Северная часть аллохтона сложена низкобарическими комплексами пород. Максимальное развитие базитовых комплексов характерно для Главного Лапландского надвига и подошвенной части аллохтона.

Верхнетуломская зона протерозойской активизации (*III*) включает в свой состав Аллареченско-Солозерский блок (*III-1*), Южно-Печенгскую зону (*III-1a*), Нотозерский блок (*III-2*) и разделяющую их Солозерско-Волчеозерскую зону (*CB*).

Одним из главных структурных элементов Аллареченско-Солозерского блока выступают гранито-гнейсовые купола различного размера, в ядрах которых залегают преимущественно протерозойские плагиограниты, а в межкупольных участках — породы амфиболит-гнейсового подкомплекса кольского комплекса. Практически в пределах всей зоны имеются участки чередования биотитовых, амфибол-биотитовых, гранат-биотитовых плагиогнейсов с пластами и линзами магнетитовых кварцитов, что свойственно Центрально-Кольскому блоку. Поэтому весьма вероятно, что Аллареченско-Солозерский блок образовался за счет интенсивной тектонической и метаморфической переработки архейских пород в раннепротерозойское время. Для блока свойственно знакопеременное в целом близкое к нулю поле силы тяжести. Отрицательные значения (до -8 мГал) совпадают с областью развития наиболее крупных гранито-гнейсовых куполов, здесь же фиксируется наиболее низкое поле ΔT_a . Нотозерский блок сложен плагиогранитами архея и гнейсами беломорского метаморфического комплекса. Однако в его пределах известны породы раннего протерозоя и метасоматически переработанные более древние породы. Оба блока разделены зоной, к которой приурочен массив диоритов анистундровского комплекса раннего карелия. Породы Южно-Печенгской зоны сопоставляются с породами колосйокской и пильгуярвинской серий, от которых отличаются более сильной раздробленностью и рассланцованностью. В. Г. Загородный [251] указывал на то, что породы, относимые в настоящее время к пороярвинской серии и расположенные в Южно-Печенгской зоне, наращаются от разреза «северного крыла» структуры. К такому же выводу пришли В. И. Казанцев и др. Южно-Печенгская зона приурочена к рифтообразующей системе разломов, с центриклинально пологопадающей подошвой и внутренней расслоенностью. Она сложена метаморфизованными вулканитами и осадками и представляет собой синклинальную складку, опрокинутую на северо-северо-восток (падение осевой плоскости на юго-юго-запад под углами порядка 70°), осложненную складками более мелких порядков, продольными и поперечными разломами. Южное крыло этой синклинали осложнено надвинутыми на него с юго-юго-запада массивами пород каскамского габбро-диорит-плагиогранитового комплекса и блоками метаморфических пород кольского комплекса. Для Аккаярви-Пыршинской зоны (АП), ограничивающей с северо-востока Лапландский блок, характерно проявление метасоматических процессов позднего карелия и интрузивных массивов, вероятно, раннего карелия.

Центрально-Кольский мегаблок (IV) в целом характеризуется линейными положительными полями Δg_a и ΔT_a , что в общем отвечает петрофизическим свойствам слагающих этот мегаблок пород. В целом породы кольского метаморфического комплекса образуют систему узких килевидных синформ и антиформ северо-западного простирания, ориентированных под углом $15-20^\circ$ к простиранию Титовско-Поросозерской зоны. Последняя, таким образом, срезает структуры Центрально-Кольского мегаблока. Складчатые структуры осложнены системой преимущественно продольных разломов, поэтому соотношения между разными подкомплексами кольского комплекса не вполне очевидны. Тем не менее, принимая осадочно-вулканогенный генезис пород кольского комплекса, можно считать, что в вертикальном разрезе наиболее низкое положение занимают основные и средние гранулиты, а завершают разрез глиноземистые гнейсы одноименного подкомплекса [41]. Характер-

но, что метаморфизованность пород наиболее поднятых и эродированных блоков высокого порядка всегда сильнее, чем опущенных блоков, где она уменьшается до силлиманит-ортоклазовой субфации (р. Зап. Лица). Метаморфическая зональность в породах кольского метаморфического комплекса принципиально отличается от зональности лопийских пород Титовско-Поросозерской зоны. В юго-восточной части Центрально-Кольского мегаблока все породы метаморфизованы в условиях гранулитовой фации, в центральной — в силлиманит-ортоклазовой субфации амфиболитовой фации, а в северо-западной части метаморфизм вновь повышается до гранулитовой фации. Однако мнение ряда геологов о широком развитии надвигов в пределах этого мегаблока вряд ли оправданно, так как метаморфизм пород кольского комплекса относится к андалузит-силлиманитовой фациальной серии, где давление не превышает 6 кбар. Центрально-Кольский мегаблок по типу геофизических полей делится на три блока: Чудзьяврский (*IV-1*), Заимандровский (*IV-2*) и Нясюкский (*IV-3*), сложенных ранне-среднелопийскими комплексами пород и отличающихся различной глубиной эрозионного среза. Особое положение занимает Печенгский синклиний, заложённый на юго-западном фланге Центрально-Кольского мегаблока в начале карелия. Печенгская структура прослеживается на запад на территорию Норвегии (пояс Печенга—Пасвик—Полмак). В пределах Печенгской структуры выделяются полукруглая в плане Северо-Печенгская зона (*IV-3a*), характеризующаяся пологим центриклинальным падением слагающих ее пород [212]. О характере Печенгской структуры существуют разные представления. В. С. Ланев, М. С. Русанов, как и большинство предшествующих исследователей, рассматривали Печенгскую структуру как грабен-синклиналь с пологим центриклинальным залеганием маркирующих горизонтов в Северо-Печенгской зоне, с максимальной глубиной (до 8 км) в центральной части структуры вблизи Порьяташского разлома [41].

М. Маркер, Е. Я. Шенкман, М. В. Минц и др. [41] считают, что Печенгская структура принадлежит к Кольскому континенту, на краю которого сформировался осадочно-вулканогенный разрез северной зоны. По результатам ГДП-50, Северо-Печенгская зона представляет собой полукруглую вулканотектоническую депрессию. Сложенная осадками и вулканитами сариолия, ятулия и людиковия, центральная часть структуры максимальной мощностью до 8 км отделена от Южно-Печенгской конседиментационными разломами субмеридионального и северо-восточного направления, по которым мощности всех стратиграфических подразделений Северо-Печенгской зоны резко (в 2–3 раза) уменьшаются. Пологое центриклинальное залегание пород Северо-Печенгской зоны осложнено пологими синклиналями, т. н. «северной и южной мульдами» в ее центральной части и в районе горы Кучин-Тундра на юго-восточном фланге. Эти структуры, вероятно, сформировались еще на стадии осадконакопления.

Титовско-Поросозерская шовная зона (*V*) протягивается через всю территорию листа в виде узкой полосы до 20 км шириной. В пределах этой полосы наблюдаются средне- и верхнелопийские супракрустальные образования колмозерской и поросозерской серий и солдатмыльковской свиты, а также приуроченные к ее краям позднелопийские интрузии преимущественно кислого состава. Большинство исследователей Титовско-Поросозерская зона рассматривается как асимметричная грабен-синклиналь, осложненная серией продольных и поперечных разломов. Зона делится на три поперечных сег-

мента, с северо-запада на юго-восток: Титовский (*V-1*), Канентъяврский (*V-2*) и Колмозеро-Воронинский (*V-3*). В наиболее поднятой Канентъяврской части зоны (между р. Воронья и Кольским фиордом) супракрустальные породы лопия практически отсутствуют. Гнейсы и сланцы небольших останцовых структур лопия смяты в систему сильно сжатых линейных складок, опрокинутых на юго-запад. Повторения стратиграфического разреза часто не наблюдается из-за крутого падения зеркала складчатости. Степень метаморфизма пород закономерно повышается от эпидот-амфиболитовой фации на юго-востоке шовной зоны до мусковит-силлиманитовой субфации на северо-западе. Этой метаморфической зональностью определяется характер распределения пегматитовых полей и железистых кварцитов. Тектонические движения вдоль Титовско-Поросозерской зоны очень интенсивны и сопровождаются мощным диафторезом, зонами бластомилонитизации, бластокатаклаза, мигматизации. Все это, при отсутствии хорошей обнаженности, не позволяет в ряде случаев отличить диафториты по породам кольского метаморфического комплекса от лопийских супракрустальных образований. Титовско-Поросозерская зона в гравитационном и магнитном полях отчетливо выделяется резким градиентом силы тяжести и линейной инфраструктурой геофизических полей.

Мурманский мегаблок (*VI*) сложен преимущественно архейскими плагио- и плагиомикроклиновыми гранитоидами. Очень редко встречаются реликты гнейсов баренцовоморской серии, метаморфизованных в условиях гранулитовой фации. Внутренняя структура Мурманского мегаблока характеризуется преобладанием гранитоидных куполов и гранито-гнейсовых овалов, осложненных системой серповидных и прямолинейных разломов с небольшими амплитудами смещений. Часть этих разломов трассируется разновозрастными дайками, зонами диафтореза и альбитизации. Характер гравитационного поля отражает распределение вещественных комплексов. К полям развития плагиомикроклиновых гранитов (р. Териберка) приурочена отрицательная аномалия (до -10 мГал). Уровень поля плагиогранитовых комплексов $+4-10$ мГал, а поля развития реликтов гнейсов обладают повышенным уровнем поля силы тяжести (до $+16-20$ мГал).

Ара-Лицкая зона тектоно-магматической активизации позднего карелия (*АЛ*) занимает секущее положение относительно Центрально-Кольского и Мурманского мегаблоков. Она контролирует положение массивов монцит-гранитов одноименного комплекса с возрастом около 1760 млн лет. Размер массивов этих гранитов уменьшается с юго-запада на северо-восток. В том же направлении преимущественно метасоматические перемещенные гранитоиды сменяются чисто интрузивными гранитами с хорошо выраженными контактовыми ореолами.

Северо-Кольское перикратонное опускание

На севере Кольского полуострова граница между Балтийским щитом и перикратонной областью Восточно-Европейской платформы четко выражена тектонической ступенью и проводится по системе сбросов (разлому Карпинского). В этой зоне поверхность кристаллического архейского основания ступенчато погружается к северу и северо-востоку под покров позднепротерозойских (верхнерифейских и нижневендских осадочных образований), аналогич-

ных комплексам Мезенской синеклизы и относимых к осадочному чехлу платформы.

Границей Восточно-Европейской платформы и Западно-Арктической платформы (Баренцевской плиты) служит зона линеамента Троллфиорд–Рыбачий–Кильдин [144], которая проявлена взбросом на п-ове Рыбачий и отчетливо прослеживается в потенциальных полях в юго-восточном направлении, где переходит в Западно-Тиманский глубинный разлом. О продолжении зоны глубинного разлома – границы Тиманского кряжа и Мезенской синеклизы Восточно-Европейской платформы – в акваторию Баренцева моря до Мурманского побережья Кольского полуострова, где она прослежена между полуостровами Средний и Рыбачий и далее на п-ове Варангер, указывали еще В. А. Дедеев и др. (1974).

Таким образом, относительно узкая полоса развития рифейско-нижневендских перикратонных комплексов чехла Восточно-Европейской платформы, обнажающихся на о. Кильдин, п-ове Средний и частично Рыбачий, ограниченная указанными системами разломов, в рамках карты получила название Кильдинско-Святоноская ступень (VII). Архейский кристаллический фундамент прослежен в этой области шельфа, непосредственно прилегающей к побережью Кольского полуострова, по материалам ГСЗ на глубине 1–5 км как кровля «гранитно-метаморфического» слоя с граничными скоростями 6,1–6,2 км/с [144].

Западно-Арктическая платформа

Российский шельф Баренцева моря рассматривается в составе окраинно-материковой (шельфовой) плиты – Баренцево-Карской, Баренцевской [10, 101], субплатформы [110] или платформы – Западно-Арктической (Печоро-Баренцево-Карской) [154].

Выделение многими исследователями в пределах Западно-Арктической шельфовой области самостоятельных тектонических структур: Баренцевской (Свальбардской), Карской (Северо-Карской) и Печорской (шельфовой части Тимано-Печорской) плит заставляет признать, что наиболее удачным является термин «Западно-Арктическая платформа» [154].

Поэтому в дальнейшем авторы предлагают, для сохранения преемственности терминологии с изданными ранее листами Госгеолкарты-1000 на Баренцево-Карском шельфе, выделять Баренцевскую плиту, но не как синоним, а как часть Западно-Арктической платформы до границ с Карской и Тимано-Печорской плитами. Необходимо уточнить, что термин «плита» авторы используют здесь в его первоначальном понимании – как часть платформы (древней или молодой), покрытая осадочным чехлом.

Выше показано, что граница Восточно-Европейской платформы и Баренцевской шельфовой плиты представлена тектоническим швом, отделяющим продолжение структур позднерифейского складчатого пояса Тимана – Канина кряжа на Кольском шельфе, на полуостровах Рыбачий и Варангер от кристаллических архейско-раннепротерозойских комплексов Балтийского щита и перикратонных отложений рифея Восточно-Европейской платформы.

Баренцевская плита сформировалась на гетерогенном основании. На юге исследуемой площади (в пределах Канино-Варангерского складчатого пояса

рифейд) предполагается полоса байкальского фундамента [145], возможно, обновленного каледонскими дислокациями на крайнем западе — Кольско-Финмаркенский мегаблок (*VIII*). На северо-востоке расположен массив гренвильского фундамента — Центрально-Баренцевский мегаблок (*X*), включающий блоки дорифейской консолидации. В пределах Варяжского мегаблока (*IX*), который сопрягается с Южно-Баренцевской синеклизой, и в прогибе Тиддли фундамент частично переработан [43].

Допалеозойское основание Баренцевской плиты в пределах этих областей (мегаблоков) разделяется на несколько разнородных блоков (см. Тектоническую схему).

Варангерский блок (*VIII-1*) примыкает непосредственно к Восточно-Европейской платформе. В его пределах развиты мощные (до 6–8 км) рифейские толщи, в северной части подстилающие палеозойско-мезозойский чехол, а в южной — выходящие на поверхность вблизи п-ова Рыбачий. Комплекс, выходящий на поверхность дна в непосредственной близости от п-ова Рыбачий, может быть связан с рыбачинской серией верхнего рифея. Слоистый клиноформный характер этой толщи, который заметен на сейсмических материалах А. П. Симонова (1998, 2000), позволяет диагностировать ее как склоновую фацию глубоководного бассейна. Верхняя часть этой толщи, судя по ее залеганию непосредственно на рыбачинской серии, можно сопоставить с волюковой серией п-ова Рыбачий, датируемым верхним рифеем—вендом. По аналогии с известными разрезами на ближайшей суше рассматриваемые отложения могут быть представлены доломитами, известняками, известняками и аргиллитами. На суше эти отложения характеризуются повышенным содержанием в них углеводородов, которые по составу аналогичны газам газоконденсатных и газонефтяных месторождений фанерозоя [135].

Подстилающую рыбачинскую серию мощную однородную толщу, слабо охарактеризованную в поле отраженных волн, можно отождествить с известным на п-ове Варангер миогеосинклинальным комплексом BSC, сложенным терригенным материалом и имеющим мощность, по оценкам норвежских геологов, не менее 9 км [190]. На разрезе 1-AP мощность рифейского комплекса по сейсмическим данным составляет не менее 7–8 км. Наиболее погруженная зона Варангерского прогиба располагается на пикетах профиля 140–280 км. Характерной особенностью этого прогиба является заметное повышение поверхности плотных нижнекоровых и мантийных пород. Этот факт сокращения мощности верхнего гранитно-метаморфического слоя в прогибе можно рассматривать как свидетельство рифтогенной деструкции коры, имевшей место в середине протерозоя [244].

На уровне отложений палеозойско-мезозойского осадочного чехла блоку соответствует Кольская моноклинал, которую осложняют структуры второго порядка: Рыбачинская ступень, Северо-Рыбачинский вал (горст) и Семиостровский вал (горст).

Восточно-Финмаркенский блок (*VIII-2*), выделенный в западной части, предположительно является фронтальной зоной каледонских дислокаций, трассируемой продолжением варангерских надвигов, заметно выраженных в рисунке градиентов аномального магнитного поля. В варангерском разрезе комплекс BSC сильно деформирован в результате каледонской складчатости, однако по мере удаления от берега, как показывает магнитная съемка, складчатые структуры постепенно затухают. По платформенному чехлу блоку соответствует одноименная моноклинал.

К северу от Кольско-Финмаркенского мегаблока расположен Варяжский мегаблок, которому в осадочном чехле соответствует одноименная зона прогибов.

Блок Тиддли (*IX-1*) представляет собой юго-восточное ответвление Варяжской (Нордкапско-Варангерской) системы прогибов, главную зону которой составляют прогибы Хаммерфест и Нордкапский северо-восточного простирания, расположенные за пределами рамки карты. Разветвление этой системы на две ветви в форме «ласточкина хвоста» связано с огибанием жесткого массива свода Федынского [43]. Как и Нордкапский, прогиб Тиддли имеет ярко выраженный грабенообразный облик с разломными ограничениями бортов, значительной амплитудой сбросов по кровле допалеозойского основания. Заложение этой системы прогибов относится к позднедевонскому(?)—каменноугольному времени [107].

В осадочном чехле выделяется одноименный прогиб, главной особенностью которого являются солянокупольные структуры, базовый уровень которых приурочен к горизонтам карбона—нижней перми.

Западно-Кольский блок (*IX-2*) относится к типу пограничных ступеней, сопряженных с прогибами. Представляя собой, по сути, седловину между Варяжской (Нордкапско-Варангерской) и Восточно-Баренцевской системами прогибов, этот блок характеризуется сокращенной мощностью земной коры, на 2—3 км меньше, чем в области свода Федынского. Сокращение мощности земной коры происходит за счет уменьшения мощности верхнего слоя ее консолидированной части, а также рифейских комплексов.

На Схеме тектонического районирования по платформенному чехлу Западно-Кольскому блоку соответствует одноименная седловина, в пределах которой по горизонтам перми—триаса и кровле юры выделяется Октябрьский вал, осложненный тремя локальными поднятиями.

Блок Федынского (*X-1*) можно рассматривать в качестве срединного массива, в составе фундамента которого присутствуют блоки дорифейской консолидации. Жесткие относительно стабильные блоки данного типа представляют собой фрагменты древней платформы, наиболее устойчивые к воздействию деструктивных процессов. Блок Федынского отличает максимальная мощность земной коры — около 40 км в своде — и приподнятое положение поверхности фундамента. По чехлу блоку соответствует одноименный свод.

Сокращенная мощность всех комплексов осадочного чехла и эрозионный срез мезозойских пород на своде указывают на относительно приподнятое положение массива на протяжении всего фанерозоя. В рамку карты входит только южная периклиналь свода Федынского, осложненная сбросом. Поверхность фундамента залегает здесь на глубине 7 км.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Рельеф региона делится на две крупные категории: субэральный (горы и равнины Кольского полуострова) и субаквальный (шельф Баренцева моря). В пределах Кольского полуострова, который с позднего протерозоя испытывает преимущественно восходящие движения, преобладает структурно-денудационный рельеф. Менее распространен денудационно-тектонический и денудационный; аккумулятивный рельеф преимущественно является наложенным (см. Геоморфологическую схему).

Для шельфа Баренцева моря, в формировании рельефа которого ведущим фактором являются вертикальные неотектонические движения, характерен тектонический и денудационно-тектонический рельеф. Процессы аккумуляции лишь выравнивают пониженные части рельефа.

Основные черты всего региона определяют структурные формы рельефа, обусловленные тектоническими деформациями, завершившимися и развивающимися. В пределах суши выделяются неразвивающиеся структурные формы, в пределах шельфа Баренцева моря – развивающиеся и неразвивающиеся структурные формы.

СУБАЭРАЛЬНЫЙ РЕЛЬЕФ

Генетические категории и типы рельефа

Формирование рельефа большей части Кольского полуострова началось в неогене, так как только долговременными движениями могли быть столь существенно изменены участки протопенеplена, и продолжается в настоящее время, поэтому возраст рельефа определен как неоген-голоценовый [34]. Низкие и средние горы с плоскими вершинами начали формироваться в период активизации неотектонических движений в палеогене, процесс продолжается поныне, поэтому возраст рельефа – палеоген–голоцен. Области, в которых слабо проявлены неотектонические процессы, в целом закончили формироваться в палеогене. Формирование равнины на протерозойских осадочных породах началось в палеозое и продолжается до настоящего времени.

Денудационно-тектонический рельеф. Средние глыбовые горы со сглаженными вершинами и крутыми склонами, с субмеридиональной ориентировкой хребтов – Волчьи Тундры Главного хребта. Высота вершинных участков и разделяющих их седловин 750–950 м. Выровненные поверхности наиболее четко фиксируются в интервале 700–800 м (в осевых частях гор) и на абсолютной высоте около 400 м – в восточных предгорьях. На склонах массивов встречаются ущелья.

Средние глыбовые горы с плоскими вершинами — массив Сальные Тундры. По морфологии горы близки к первому типу рельефа; отличие, кроме абсолютных высот (Сальные Тундры — до 997 м), состоит в том, что поверхности с абсолютной высотой более 600 м не расчленены и являются цоколем для вершинных участков.

Низкие глыбовые горы с плоскими вершинами и гребнями, ориентированные субширотно (хр. Сариселян-Тунтури), представляют собой сочетание массивов различной площади, разделенных глубокими понижениями. Характерные черты: наличие педиментов у подножий, крутые склоны большой протяженности, расчлененность до 400—450 м.

Низкие горы с округлыми вершинами и средней крутизны склонами, глубоко расчлененными эрозией, ориентированы преимущественно в северо-западном направлении, отвечающем ориентировке длинных осей складчатых структур. Они расположены между реками Тулома и Кола и оз. Чудзъявр. Общие черты: небольшая площадь, округлость или эллипсовидность контуров, незначительные колебания относительных высот в пределах вершинных участков (до 50—60 м), превышение над прилегающей территорией порядка 250—350 м. Склоны средней крутизны фиксируются в основном в пределах 500—350 м, ниже их крутизна около 10—15°.

Низкие глыбовые горы с платообразными гребнями и вершинами в пределах Печенгской структуры относительно слабо расчлененные, плосковершинные, четко выделяющиеся в рельефе благодаря значительному (до 300—380 м) превышению над окружающей местностью. Колебания относительных высот в пределах массивов редко превышают 200 м, крутизна склонов — в среднем 20—35°, обрывы или крутосклонные поверхности — преимущественно в пределах абсолютных высот 350—550 м.

Структурно-денудационный рельеф. Грядовые и грядово-увалистые возвышенные и низменные равнины, образовавшиеся при слабой препарировке складчатых структур, располагаются на западе региона. Относительные высоты гряд и увалов 20—130 м, протяженность гряд изменяется от нескольких сот метров до 3—5 км, крутизна склонов редко превышает 20—30°. К межгрядовым понижениям приурочены болота и озера.

Холмисто-грядовые равнины, сформированные главным образом под влиянием дизъюнктивных дислокаций, умеренно расчлененные эрозией, занимают северное побережье Кольского полуострова. Сравнительно небольшие участки равнины имеют абсолютную высоту 250 м, большая часть площади располагается на высоте ниже 250 м над уровнем моря. Холмы и гряды с плоскими вершинами и гребнями и нередко крутыми склонами поднимаются над разделяющими их впадинами и каньонами на высоту до 20—50 м.

Грядово-холмистые равнины с «блоковой» поверхностью фундамента, сильно расчлененные эрозией, наиболее распространены в бассейнах рек Большая Лица, Титовка, Воронья. Абсолютные высоты возвышенной равнины обычно не превышают 350—400 м. Относительные высоты холмов и гряд 40—100 м. В плане холмы имеют близкую к овальной форму. Холмы чередуются с грядами, ориентированными согласно простиранию складчатых структур. Склоны имеют различную крутизну, вершины и гребни округлые или уплощенные. В межгрядовых понижениях — речные долины и озера, в плане дающие сетчатый рисунок.

Плосковолнистые равнины, глубоко расчлененные эрозией — полуострова Рыбачий, Средний и о. Кильдин. Средняя высота плато 150–200 м, склоны плато крутые, местами обрывистые. Северный берег о. Кильдин, северный и восточный берега п-ова Средний, а также южный п-ова Рыбачий наиболее круты и обрывисты. Реки побережий имеют глубоковрезанные долины.

Денудационный рельеф. Плоские равнины, созданные комплексной денудацией складчатых структур, окружают систему озер севернее оз. Имандра. Абсолютная высота междуречий не превышает 250 м. Слабый дренаж и незначительные уклоны поверхности обусловили распространение заболоченных участков и озер. Пологие холмы и низкие горы, развитые на интрузивных куполах, расположены к востоку от р. Воронья. Интрузивные купола представляют собой изолированные холмы или низкие горы, в плане имеющие изометричную форму. Склоны средней крутизны и пологие. В целом это возвышенная равнина, урезы многих озер находятся выше 200 м. Поверхность денудационной равнины резко отличается от прилегающей с севера полосы структурно-денудационного рельефа более низкой горизонтальной расчлененностью, незначительными колебаниями относительных высот.

Ледниковые денудационные формы рельефа, сформированные во время последнего покровного оледенения и последовавшего за ним горного, представлены фиордоподобными заливами, трогами, карами, друмлинами, «бараньими лбами». Экзарационному воздействию в значительной степени подверглась прибрежная полоса вдоль Мурманского побережья шириной 10–20 км. Следы выпахивания считаются многие котловины, ванны, в настоящее время обычно занятые озерами. Коренные выходы часто испещрены ледниковыми шрамами. Фиордоподобные заливы приурочены к северо-западной части территории. Друмлины и друмлиноиды развиты в виде отдельных полей в плоских котловинах.

Аккумулятивный рельеф развит локально. Он представлен ледниковыми, водно-ледниковыми, морскими, озерными, флювиальными, гравитационными, эоловыми, биогенными, криогенными и техногенными формами, распространение которых соответствует распространению генетических типов четвертичных отложений.

Основная морена на большей части Кольского полуострова имеет плащеобразный характер, локально развита морена с холмистым и грядовым рельефом. Локально распространена морена с холмами кольцевидной или полукольцевидной формы. В депрессии р. Пазйока, южнее оз. Боссоявре, в долинах рек Малая Лавна, Роста, Кола, Тулома отмечается разновидность морены с признаками волновой переработки, прослеживается на высотах до 130–150 м. Краевые боковые морены приурочены к склонам гор в интервале высот 280–350 м. Кары расположены в интервале высот 390–650 м, наиболее часто близ изогипсы 500 м.

Водно-ледниковые формы рельефа покровного оледенения включают ложбины стока талых вод, флювиогляциальные равнины и террасы, флювиокамы, озы, дельты, озерно-ледниковые равнины, камы. Ложбины стока талых вод на востоке территории представлены двумя типами: в виде типичных балок с пологими склонами и плоскими заболоченными днищами и в виде лощин с крутыми склонами, часто коренными. Ширина флювиогляциальных равнин до нескольких сот метров.

Озерно-ледниковые равнины, камы и озы распространены на всей территории. Наиболее протяженные озы приурочены к долинам рек. Палеомаги-

страли, протяженность которых составляет десятки километров, представляют собой череду звеньев, причем в каждое звено входят (последовательно) ложбина стока, озовая гряда, камовое поле [105]. При впадении потоков талых ледниковых вод в морские заливы сформировались различные по мощности дельты, в том числе Соловарака, Пальники, Луостарская, Мурмашинская и др. Протяженность их до 1–2 км при ширине 600–800 м.

Воздействие моря на рельеф выразилось в формировании серии абразионных и аккумулятивных террас, береговых валов, пляжей. Полные серии террас, включающие шесть основных уровней, в пределах которых локально отмечаются менее выраженные уровни (всего 22–26 уровней), наблюдаются на побережье полуостровов Рыбачий, Средний, о. Кильдин и в глубоко вдающихся в сушу долинах рек Печенга, Кола, Тулома. Лестница террас в каждом частном случае представлена не полностью (обычно 4–8 террас). Высота верхней морской террасы постепенно понижается от 125 м в долине р. Лотта до 25 м в районе Святоносского залива. Эта же закономерность установлена и для более молодых террас, расположенных гипсометрически ниже.

Озерные формы рельефа представлены террасами, пляжами, береговыми валами. Количество озерных террас, обрамляющих крупные озера, такие, как Имандра, Пулозеро, Ловозеро – от трех до пяти. Вдоль берегов небольших озер обычно прослеживаются две террасы.

Долины рек в пределах равнин имеют ящикообразные и канавообразные формы. Многие реки, впадающие в Баренцево море, имеют крутой продольный профиль в нижнем течении. В горах преобладают долины V-образной формы. В долинах рек фрагментарно развиты эрозионные и цокольные аллювиальные террасы. Обычно сформированы низкая и высокая поймы, реже – первая надпойменная терраса и очень редко – вторая надпойменная терраса. В целом ширина полосы аллювиальных отложений не превышает 50–250 м.

Гравитационные формы рельефа включают каменные осыпи, формирующиеся на склонах гор и возвышенностей, солифлюкционные валы, террасы. Эоловые формы рельефа – дюны и дефляционные воронки – развиты на морских отложениях, реже – в пределах флювиогляциальных и озерных отложений. Многочисленные болота имеют несколько характерных типов поверхности: бугристую, грядово-мочажинную, кочковатую и ровную. Криогенные формы рельефа представлены медальонами вымораживания и каменными морями. Техногенные формы рельефа представлены отвалами горнодобывающих и металлургических комбинатов, конусами выноса, образованными сточными промышленными водами, карьерами в коренных и рыхлых породах.

Структурные формы

В континентальной части региона выполняются оба условия, при которых неразвивающиеся тектонические деформации выражаются в рельефе: чередование пород с различной устойчивостью к процессам денудации в современном денудационном срезе и общее поднятие Кольского полуострова. Структурные формы (СФ) разделены по типу тектонических деформаций. Неразвивающимся СФ соответствуют пассивные орографические формы (ОФ). При благоприятных литолого-стратиграфических условиях неразвивающиеся СФ создают тождественные ОФ, прямые либо обращенные; при однородном

строении толщ деформации не выражаются в рельефе и создают нейтральные ОФ. Каждая СФ имеет свой неповторимый набор морфометрических и морфологических характеристик. Возраст структурных форм в пределах Кольского полуострова соответствует возрасту тектонических деформаций.

Моноклиналильные СФ – Рыбачинская II, Среднинская, Кильдинская, Кеулик-Кениримская, Три Брата, Вирнимская. Три из них – Рыбачинская II, Среднинская, Кильдинская – расположены в пределах рифейской периклиналильной зоны. Пологое залегание пород обусловило равнинный рельеф структурных форм.

Кеулик-Кениримская СФ представляет собой гряду амфиболитов нижнепротерозоя, соответствующую тектоническому останцу Печенга-Варзугской рифтогенной зоны. Субширотное простираие гряды соответствует простираию пород. СФ Три Брата и Вирнимская, сложенные лопийско-раннекарельскими метаморфо-метасоматическими глиноземистыми плагиосланцами, в рельефе выделяются в виде гряд. Асимметричность гряды, соответствующей Вирнимской СФ, ее изогнутость в плане отражают направление надвига – юго-западное, западное.

Складчато-блоковые СФ – Мурманская, Титовская, Колмозерская, Кольская II. Мурманская СФ – самая древняя и одна из самых крупных, клиновидной формы, соответствует одноименному тектоническому блоку, представляет собой равнину на гранитоидах лопия с реликтами субстрата основных и средних кристаллосланцев. Различия в составе гранитоидных пород отражаются в рельефе косвенно, через свойственную тем или иным породам трещиноватость. Породы дайкового комплекса проявляются в рельефе в виде узких прямолинейных гребней, которые по простираию иногда сменяются такими же узкими впадинами. Главные водоразделы подчинены плану разрывных нарушений, а в формировании второстепенных имели значение и элементы залегания пород.

Титовская СФ, как и Колмозерская, является реликтом позднелопийского зеленокаменного пояса, обе соответствуют одноименным сегментам Титовско-Поросозерской шовной зоны. Титовская СФ представляет собой плоскую гряду, Колмозерская СФ – систему четырех субпараллельных плосковершинных гряд. Простираие СФ увязывается с простираием элементов залегания.

Кольская СФ, вторая крупнейшая на рассматриваемой территории, соответствует одноименному тектоническому блоку. В ее пределах простираие гряд, хребтов в большинстве случаев совпадает с простираием кристаллических пород. Южнее р. Тулома узкие гряды в основном соответствуют районам распространения нижнелопийских гнейсов, амфиболитов, пироксен-плагиоклазовых кристаллосланцев, магнетитовых кварцитов. Широкие гряды и понижения соответствуют лопийским эндербитам и плагиогранитам.

В целом северо-западные элементы геологического строения отражаются как в положительных формах рельефа, так и в отрицательных, а субмеридиональные и северо-восточные – только в отрицательных. К северо-западу от долины р. Тулома план междуречий неупорядочен, за исключением хорошо выраженной гряды, протягивающейся вдоль р. Ура, сложенной глиноземистыми гнейсами нижнего лопия. Нечеткость планов водоразделов отражает межблоковые тектонические подвижки и невыдержанность простираия геологических образований.

Магматические тела – СФ Лицко-Арагубская, Главного хребта, Анис-Тундровская, Гремяха-Вырмеская, Себляврская, Падостундровская, Юоввоайв-

ская, Учабюойвская, Ийварская. Наиболее крупной является Лицко-Арагубская СФ, отчетливо выраженная преобладающим северо-восточным простиранием элементов рельефа. Она, а также более мелкие Юоввоайвская, Учабюойвская и Ийварская СФ сложены позднекарельскими гранитами. Мелкие СФ – изометричные в плане горы и холмы. СФ Главного хребта представлена на описываемой территории своей северной частью. Средневысотные горы сформированы на сумийских лейкогабброидах, частично – прилежащих вмещающих породах.

Анис-Тундровская СФ, сложенная сумийскими габбро-диоритами, представляет собой группу холмов, имеющих в плане очертания, близкие к прямоугольным. Южная часть Гремяха-Вырмесской СФ, сложенная карельскими габброидами, перидотитами, конформна по отношению к окружающим образованиям, соответствует нейтральной ОФ. Северная часть СФ, сложенная щелочными гранитами – гора Гремяха – резко выделяется в рельефе, возвышаясь над окружающей равниной более чем на 100 м; соответствует тождественной прямой ОФ.

Себляврская СФ, сложенная позднедевонскими ультраосновными–щелочными породами, в рельефе выражена в виде заболоченного понижения изометричной формы. Падостундровская СФ – гора Падостундра – сложена породами раннекарельского нотозерского дунит-гарцбургитового комплекса. Аналогичными породами сложены более мелкие массивы, размещение которых контролируется надвигом, параллельным фронту лапландского аллохтона. В рельефе они представляют собой небольшие возвышенности, гряды, холмы.

Складчато-блоковые, осложненные магматическими телами, СФ – Печенгская, Енская, Аллареченская, Нотозерская. Печенгская СФ – реликт раннепротерозойской рифтовой зоны – сложена метаморфизованными породами нижнего протерозоя. Рисунок водоразделов на севере низкогорья дугообразно-концентрический, прерывистый, на юге – прямолинейный штриховой. Метагабброиды слагают горы; диоритам, плагиогранитам соответствуют пониженные участки в пределах равнин. Вулканогенные образования свиты матерта пильгуярвинской серии трассируются цепью возвышенностей: Куорпукас, Шульгоайв, Матерт и др. Метаандезибазальты маярвинской свиты ахлахтинской серии слагают возвышенности Ахванвара, Хаккавара и др. Зонам распространения осадочных пород соответствуют депрессии с ориентированными вдоль них озерами [142].

В пределах Нотозерской и Енской структурных форм, соответствующих одноименным блокам, сложенным плагиогранитоидами и плагиогнейсами беломорского комплекса, простирание длинных осей холмов, гряд отражает только общее простирание пород. Аллареченско-Солозерская СФ, соответствующая одноименной купольно-складчатой зоне, состоит из трех частей – структурных форм более низкого порядка. СФ в рельефе выражена слабо, простирание пород угадывается по ориентировке гряд и холмов только в пределах второй части СФ. Первая и вторая части соответствуют отдельным гранитоидным куполам, третья – западной части Анис-Тундровской тектонической подзоны.

Сариселян-Сальнотундровская СФ, соответствующая Гранулитовому блоку, является надвиговой структурной формой. Состоит из четырех частей – СФ более низкого порядка. Горы в центре первой разделены субмеридиональным опущенным блоком. Субширотное простирание хребта – водораздела Лотты и Явра совпадает с простиранием пород так же, как и северо-западное простирание

хр. Сальные Тундры. Пологое залегание пород второй части Сариселян-Сально-тундровской СФ обусловило неупорядоченную ориентировку гряд. Однако при увеличении угла падения холмы располагаются цепочкой с директивным направлением длинных осей. Геологическое строение третьей части СФ отражено в рельефе незначительно, локально угадывается простирание пород. В пределах четвертой части СФ очертания многочисленных озер, вытянутых в северо-восточном направлении, подчинены плану разрывной тектоники. Простирание водоразделов и понижений фиксирует простирание пород.

Складчато-надвиговая Корватундровская СФ соответствует передовой части Лапландского аллохтона. В целом СФ выделяется как понижение. Холмы разноориентированные, причудливой формы. Сдвиговая Волшепахкская СФ, расположенная в пределах хр. Волшепахк (гора Сытрантеч), представляет собой вихревую структуру, впервые описанную И. К. Кацурой (1989). Сложена эндебитами, обрамленными раннелопийскими глиноземистыми гнейсами. СФ в поперечнике достигает 2 км, в рельефе подчеркивается дугообразными расщелинами, ширина которых от 5–7 до 15 м. Лощины с западной стороны ограничены лестницей уступов, высота которых 1,5–2 м [41].

СУБАКВАЛЬНЫЙ РЕЛЬЕФ

Генетические категории и типы

Тектонический рельеф на архейских кристаллических и протерозойских–четвертичных осадочных породах включает крутые ($1\text{--}3^\circ$) склоны прибрежные, субгоризонтальные и полого наклоненные поверхности днищ впадин и желобов, заложенных в областях нисходящих неотектонических движений с маломощным чехлом осадков.

Денудационно-тектонический рельеф на верхнемеловых–четвертичных осадочных породах представлен склонами впадин и желобов, заложенных в областях нисходящих неотектонических движений, склонами возвышенностей в областях восходящих неотектонических движений.

Структурно-денудационный рельеф на протерозойских–четвертичных породах включает вершинные поверхности возвышенностей в областях восходящих неотектонических движений, отпрепарированные в субаэральных условиях; гряды, сложенные кристаллическими породами фундамента, отпрепарированные морем. Морфологические характеристики склонов, днищ и вершин приведены при описании структурных форм. Подводные гряды имеют крутые склоны и сильно расчлененную поверхность, на которой голоценовые осадки малой мощности встречаются лишь в понижениях. Отделены гряды от окружающей пластовой равнины абразионно-тектоническими уступами. Высота гряд 10–25 м, длина 10–30 км.

Денудационно-аккумулятивный рельеф представлен пластовой равниной с различными углами наклона. В пределах пластовой равнины по морфологическим характеристикам выделяются следующие поверхности: субгоризонтальные (углы наклона менее 3°), слабонаклонные (от 3 до 9°), занимающие основную часть площади; и средненаклонные (более 9°), в основном распространенные в прибрежной зоне.

Аккумулятивный рельеф представлен субгоризонтальными поверхностями днищ впадин и желобов, заполненных неоплейстоценовыми и голоценовыми отложениями, где в течение продолжительного времени основным фактором рельефообразования являлись процессы аккумуляции и формирования мощных толщ четвертичных отложений.

Структурные формы

В пределах шельфа Баренцева моря выделяются развивающиеся и неразвивающиеся СФ. Среди развивающихся — новые и унаследованные СФ. Новые СФ по типу деформаций делятся на изгибовые и разрывные. Изгибовая купольная Октябрьская СФ, расположенная в северо-западной части акватории, обязана своим происхождением воздымающемуся соляному куполу. Она имеет северо-западную ориентировку и расположена на глубинах моря 210–270 м. Ее длина 40 км, ширина 10–15 км, относительное превышение 60 м [227]. Склоны возвышенности крутые, мощность четвертичных отложений постепенно увеличивается от вершины к подножию. Плоская привершинная поверхность отделена от склонов абразионно-тектоническим уступом. Мощность рыхлых отложений в ее пределах резко сокращена.

Склоны Нордкапского желоба, являющегося разрывной СФ, расположены на глубинах 200–260 м, плоское и полого наклоненное на северо-запад днище — на глубинах 260–280 м. Общая мощность рыхлых отложений в пределах желоба не превышает 25 м. Время заложения желоба относится к позднему плейстоцену. Склоны желоба относятся к категории денудационно-тектонических, днище сформировано в результате неотектонического опускания.

Унаследованные СФ, изгибовые по типу деформаций, включают возрожденные (Южно-Мурманская, Мурманская, Самойлова) и омоложенные (пластовая равнина) СФ. Южно-Мурманская СФ соответствует Южно-Мурманской возвышенности. Склоны возвышенности являются поверхностями денудационно-тектонического происхождения. На Южно-Мурманской возвышенности мощность верхнечетвертичных отложений увеличена по сравнению с окружающей пластовой равниной до 50–70 м, что указывает на то, что эта возвышенность сформировалась в рельефе как положительная структура лишь в конце позднего плейстоцена [245]. Привершинная поверхность возвышенности характеризуется практически полным отсутствием голоценовых осадков: их мощность здесь обычно не превышает 0,2 м, что позволяет считать поверхность возвышенности структурно-денудационной. Южный и западный склоны Южно-Мурманской возвышенности крутые, северный — очень пологий, плавно переходящий в окружающую пластовую равнину.

Мурманская СФ и СФ Самойлова соответствуют одноименным котловинам. Котловина Самойлова является наиболее крупной отрицательной структурой рельефа описываемого района. Она расположена в границах Южно-Баренцевской впадины, стабильно прогибавшейся на протяжении всего фанерозоя. Современный облик эта морфоструктура приобрела в позднем плейстоцене, когда произошло смещение к западу наиболее погруженной части котловины. Абсолютные отметки днища составляют в среднем –350 м, достигая на отдельных участках –380 м. Поверхность днища ровная, на склонах выделяются сложенные алевропелитовыми осадками мелкие гряды, являющиеся, видимо, структурами подводного оплывания.

Склоны Мурманской котловины расположены на глубинах 250–300 м, днище — 300–310 м. Склоны ее довольно пологие, поэтому сноса материала в их пределах не наблюдается. Мощность новейших отложений почти такая же, как и в границах пластовой равнины, что указывает на молодость данной СФ: время ее заложения относится к позднему плейстоцену. Склоны котловины отнесены к категории денудационно-тектонических. В пределах днища Мурманской котловины наблюдается некоторое увеличение мощности верхнечетвертичных отложений. Днище отнесено к категории аккумулятивных поверхностей.

Пластовая равнина представляет собой омоложенную СФ, расположена на глубинах моря от 40 до 260 м, характеризуется спокойным выположенным рельефом с малой амплитудой относительных превышений, полого погружается в северо-западном направлении. Генезис поверхностей, слагающих пластовую равнину — денудационно-аккумулятивный. Одной из отличительных черт рельефа пластовой равнины является наличие абразионных и абразионно-тектонических уступов, фиксирующих уровни длительного стояния моря в определенных этапах трансгрессивно-регрессивных циклов [245]. Наиболее характерны они для юго-восточной части акватории, приурочены к трем батиметрическим уровням: 150–180, 100–120, 60–80-метровому и часто одновременно являются границами раздела морфометрически однородных поверхностей. Средняя высота уступов составляет 10–15 м.

Неразвивающиеся структурные формы по типу деформаций делятся на складчатые, разрывные и складчато-блоковые.

Складчатая СФ — Северо-Мурманская. В пределах Северо-Мурманской СФ, соответствующей одноименной возвышенности, плащ верхнечетвертичных отложений повторяет очертания ее поверхности без существенных изменений в мощности, а мощность ниже-среднечетвертичных отложений больше, чем на окружающей равнине. Эти факты свидетельствуют о том, что на месте возвышенности в среднем плейстоцене существовала депрессия, скомпенсированная седиментацией к началу позднего плейстоцена [227]. Свой современный облик Северо-Мурманская возвышенность также приобрела только в позднем плейстоцене. Процессы денудации на ее склонах только начинают развиваться. Привершинная поверхность выровнена слабо по причине низкого батиметрического положения, величина относительных превышений достигает 10 м, мощность голоценовых осадков невелика, что позволяет определить генезис поверхности как структурно-денудационный.

Разрывные СФ — Кольский и Рыбачинский желоба. Желоба заложены по докайнозойским грабенам. Ориентировка желобов соответствует новейшему структурному плану. Средняя амплитуда новейшего погружения составляет 50 м [245]. Самыми молодыми отложениями, затронутыми дислокациями, являются верхнечетвертичные. Склоны желобов крутые, голоценовые осадки покрывают их не повсеместно. Выровненные днища желобов характеризуются резким увеличением мощности четвертичных отложений, в том числе и голоценовых. В прибортовых частях днищ на сейсмограммах часто наблюдаются характерные конседиментационные структуры типа прилегания и вложения, образующиеся при интенсивном сносе осадочного материала с бортов желобов и впадин. На основании перечисленных признаков склоны желобов отнесены к денудационно-тектоническим, а их днища к аккумулятивным поверхностям. Поскольку самые молодые отложения, затронутые дислокациями — верхнечетвертичные, то возраст желобов принят как позднеплейстоценовый.

К складчато-блоковым отнесены Рыбачинская СФ и более мелкие безымянные возвышенности, расположенные в прибрежной зоне. Эти возвышенности, как правило, ограничены разломами и заложены по ним абразионно-тектоническими уступами, имеют крутые склоны и плоские вершины. Рыбачинская СФ представляет собой гряду северо-западного простирания, сложенную верхнепалеозойскими породами. Ее длина составляет 150 км, ширина 20–30 км, минимальные глубины моря – 140 м, относительное превышение – около 100 м. Склоны гряды крутые, осложнены сбросами; плоская привершинная поверхность полого наклонена на северо-восток. От окружающих желобов возвышенность отделена абразионно-тектоническим уступом.

Неогеновые и ниже-среднеплейстоценовые отложения в пределах блоковых возвышенностей отсутствуют, мощность верхнечетвертичных отложений сокращена и составляет не более 10 м, а в привершинных частях уменьшается до 5 м и менее, мощность голоценового плаща – менее 1 м. В пределах привершинных поверхностей широко распространены процессы абразии. Склоны данных возвышенностей отнесены к денудационно-тектоническим поверхностям, а привершинные участки – к структурно-денудационным. Отсутствие ниже-среднечетвертичных и неогеновых отложений, сокращенные мощности голоцена и верхнего плейстоцена позволяют предположить, что поднятие этих структур началось в неогене или ранее и продолжается ныне.

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА

В течение позднемелового–палеогенового и миоцен-раннеплиоценового этапов сформировалась поверхность выравнивания. В период усиления тектонической активности была сформирована доплиоценовая речная система. К началу плиоцена описываемая часть Баренцева моря представляла собой выровненную пластовую равнину, относительно приподнятую и осложненную врезами. Вероятно, в рельефе уже были выражены прибрежные блоковые возвышенности (Рыбачинская и др.), а также Октябрьская солянокупольная структура. Эти формы рельефа обязаны своим существованием унаследованным тектоническим движениям, которые сохраняют свою направленность вплоть до современного этапа. В среднеплиоценовое время была сформирована вторая генерация речных долин. На рубеже плиоцена и эоплейстоцена произошел распад существовавшей в неогене Западно-Арктической суши [10, 61].

В плиоцен-среднечетвертичное время в пределах акватории преобладали отрицательные движения блоков. На месте современной Мурманской возвышенности в раннем–среднем неоплейстоцене существовала неглубокая депрессия. Этап закончился общей регрессией и выравниванием рельефа, формированием третьей генерации речных врез.

В облике рельефа Кольского полуострова в наибольшей мере отразились дифференцированные вертикальные движения, обусловленные незатухающими раздвиговыми процессами в пределах Кандалакшского рифта на юге и Нордкапского желоба, Южно-Баренцевоморской впадины на севере. Эти процессы повлияли на формирование рисунка основных зон линеаментов, по которым шло заложение гидросети, а также вертикальные подвижки многочисленных блоков.

Важным фактором формирования рельефа явились ледниковые события неоплейстоцена. Гляциоизостазия и сопутствующие ей геодинамические про-

цессы осложнили и внесли дополнительные штрихи в сформировавшуюся ранее картину структурных форм. Достоверно устанавливается существование ледникового покрова в московское время, когда произошло наибольшее осушение Баренцевоморского шельфа – до изобаты 200–270 м [74].

Неоплейстоцен характеризуется в пределах акватории наиболее интенсивными за всю новейшую историю дифференцированными неотектоническими движениями и неоднократными изменениями уровня моря. Быстро происшедшая в начале этапа микулинская трансгрессия моря определила возникновение наиболее обширного за всю историю развития седиментационного бассейна; Кольский полуостров превратился в архипелаг. Предполагается, что максимальный уровень моря достигал 150 м. Вертикальные движения в пределах Баренцева моря имели ярко выраженный дифференцированный характер. В ходе этого этапа сформированы практически все отрицательные структуры, осложняющие современный рельеф – желоба Нордкапский, Кольский, Рыбачинский; котловины Мурманская и Самойлова. Направленность движений сохраняется и в настоящее время.

Во время позднеплейстоценового оледенения сформировался комплекс ледниковых форм рельефа. В результате горно-долинного, карового оледенения, закончившегося в бореальный период, образовался самый молодой, альпийский комплекс форм рельефа. Позднеплейстоценовая регрессия привела к значительному сокращению морского бассейна, очередному выравниванию рельефа шельфа и формированию последней (четвертой) генерации речной сети. Таяние ледников, начавшееся в аллереде, сопровождалось морской трансгрессией. Период компенсационного поднятия, начавшийся в позднем дриасе, закончился в начале суббореального периода. За это время были сформированы морские, озерные и аллювиальные террасы.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

АРХЕЙСКО-РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИЙ ЭТАП

Сведения о геологических событиях в раннем архее (ранее 3,2 млрд лет) на территории листа R-(35), 36 отсутствуют. Наиболее древними образованиями района являются породы кольского метаморфического комплекса – амфиболиты, пироксен-плагиоклазовые кристаллические сланцы, биотитовые, амфибол-биотитовые, гранат-биотитовые, частью с кордиеритом или силлиманитом, реже андалузитом плагиогнейсы, древнейший изотопный возраст которых близок к 2940 млн лет [77]. На территории Норвегии определен возраст глиноземистых гнейсов, оказавшийся близким к 3029 млн лет.

Большинство исследователей считают, что амфиболиты, пироксен-плагиоклазовые кристаллосланцы, амфиболовые и амфиболсодержащие биотитовые плагиогнейсы образовались по основным и средним вулканитам и их туфам, а глиноземистые гнейсы – по терригенным осадкам (метапелиты, металевериты). При этом зачастую оговаривалось, что для образования осадочных толщ должна была существовать гранитоидная кора, что подтверждается высокими значениями I_{Sr} из гнейсов скважины СГ-3 и последними данными по возрасту ксеногенного циркона из этих пород, близкими к 3600 млн лет [232].

Внедрившиеся в породы кольского комплекса тоналиты–трондьемиты (эндербиты в зонах гранулитового метаморфизма, олигоклазовые гранитоиды в зонах амфиболитовой фации) сформировали гранитоидную кору. По изотопным данным время их внедрения близко к 2934–2810 млн лет и, возможно, они объединяют разновременные комплексы. Предполагается, что время раннего метаморфизма (гранулитовая фация) пород кольского комплекса близко к 2930 млн лет. Вероятно, в это время начинает формироваться Титовско-Поросозерская зона, в пределах которой (на смежном листе) внедрилась интрузия Патчемварекского габбро-анортозитового комплекса [45]. Зона окончательно оформилась в рокковское время, когда в ее пределах возник зеленокаменный пояс (колмозерская серия), разделивший Мурманскую и Центрально-Кольскую области. В конце этого времени, вероятно, в Центрально-Кольской и Мурманской областях произошло внедрение поздних комплексов эндербитов и диоритов–плагиогранитов.

В гимольское время начались процессы складчатости и гранитообразования, проявленные в Мурманской и Центрально-Кольской областях. Они начались с образования мигматит-гранитов и анатектит-гранитов на фоне некоторого снижения температуры метаморфизма. Наиболее широко эти процессы сейчас зафиксированы в приподнятых блоках (Мурманский) или в антиклинорных структурах (луостаринский комплекс) в условиях амфиболи-

товой фации метаморфизма. Обстановка сжатия обусловила коллизию Мурманской и Центрально-Кольской областей, в результате чего разделявший их зеленокаменный пояс был частично редуцирован. Одновременно в тектонических депрессиях происходило накопление толщ поросозерской серии и солдатыльковской свиты. В это время (2,76–2,75 млрд лет назад) породы Мурманской и Центрально-Кольской областей испытывали метаморфизм в условиях гранулитовой и высокотемпературной амфиболитовой фаций, а породы разделяющего их зеленокаменного пояса — метаморфизм в условиях низкотемпературной амфиболитовой фации. В западной части структуры Колмозеро–Воронья метаморфизм протекал в условиях пониженных давлений (андалузит-силлиманитовые ассоциации), а в центральной и восточной — повышенных (кианит-силлиманитовые ассоциации). Эндогенные процессы в гимольское время завершились внедрением в Титовско-Поросозерской зоне (и вблизи нее) тел турмалиновых гранитов, редкометалльных пегматитов и сиенитов.

Раннепротерозойская эпоха началась с обособления Беломорского и Кольского мегаблоков по зонам глубинных разломов (раннекарельское время). Вдоль них внедрились расслоенные интрузии перидотит-пироксенит-габброноритового печенга-варзугского комплекса с медно-никелевым сульфидным оруденением, платиновой и хромитовой минерализацией и примерно одно-возрастных массивов лейкогабброноритов, габброанортозитов и габбродиоритов (комплекс Главного хребта и анистундровский). Подъем значительных масс высокотемпературной базитовой магмы на верхние уровни гранитоидной коры обусловил реоморфизм гранитов. Это выразилось в появлении тел плагиомикроклиновых гранитов с возрастом 2,4 млрд лет среди архейских плагиогранитов луостаринского комплекса вблизи габброидного массива горы Генеральская. Эта эпоха завершается формированием толщ осадков и вулканитов ахмалахтинской и куэтсьярвинской серий в пределах Северной подзоны Печенгской структуры в условиях стабилизированной области Центрально-Кольского блока. Эта эпоха завершилась около 2100 млн лет назад.

Следующая эпоха (2100–1700 млн лет назад, позднекарельское время) связана с усилением тектонической активности и эндогенных процессов. Все эти процессы в основном проявились в зоне контакта окончательно оформившихся Кольского и Беломорского мегаблоков. К этой зоне относятся Лапландский блок, Солдозерско-Аллареченский блок, Нотозерский блок. В это время происходит реоморфизм архейских гранитоидов и образование системы гранитоидных куполов (Солодозерско-Аллареченский блок). Коллизия Кольского и Беломорского мегаблоков характеризуется образованием вулканоплутонической ассоциации в Южно-Печенгской зоне — высокоглиноземистыми андезитами, высокотитанистыми пикритами и вулканомиктовыми осадками пороярвинской серии. Можно предположить, что к этой эпохе относится и Лапландский массив эндербитов–гранодиоритов. В последние десять лет все исследователи лапландских гранулитов, вне зависимости от взглядов на происхождение пород комплекса, пришли к выводу о том, что эта структура (Лапландский блок) представляет собой пакет аллохтонных пластин, выдвинутых в юго-западном направлении. Следствием этого, очевидно, является будинаж компетентных (более основных по составу) пород и линейная ориентировка будин по линейности течения, в более пластичных породах среднего состава. В зонах повышенных давлений внутри выдвигающегося массива (во фронтальных частях

пластин) образовались эклогитоподобные парагенезисы. Приподошвенная часть массива была диафторирована в условиях амфиболитовой фации. Породы верхней части массива интродуцированы массивами няаннамъяврского метадiorитового комплекса. В зоне северо-восточного контакта лапландских гранулитов расположенные в кровле Лапландского аллохтона сумийские габбро-анортозиты массива Пыршинуайвишь (Аккаярви-Пыршинская зона) по зонам рассланцевания испытали метаморфизм гранулитовой фации умеренных давлений. По зонам разломов южного и северо-восточного контактов Лапландского аллохтона, как в лапландских гранулитах, так и в породах рамы, образовались линзовидные массивы палингенно-метасоматических феррогастингсит-лепидомелановых гранитов.

Архейские метаморфические образования беломорского комплекса, амфиболиты и плагиосланцы карекатундровской толщи и плагиогранитоиды, расположенные между надвигами подошвы Лапландских гранулитов и «Серпентинитового пояса», испытали метасоматические изменения типа кислотного выщелачивания в РТ-условиях амфиболитовой фации кианит-силлиманитовой фациальной серии.

Завершается эта эпоха формированием порфирировидных гранитов лицко-арагубского комплекса, образующих зону активизации на стабилизированном Центральном-Кольском мегаблоке и, вероятно, Лапландском блоке.

ПОЗДНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЙ ЭТАП

В рифее, по завершении всех активных тектоно-магматических событий раннего докембрия, рассматриваемая территория Восточно-Европейской платформы стала частью стабилизированной области, где господствовали процессы выветривания и мелководного осадконакопления. На севере Балтийского щита отложения верхнего протерозоя наблюдаются восточнее описываемой территории Кольского полуострова, в районе губы Ивановская, где они представлены терригенными породами, красноцветный характер нижней части которых свидетельствует о засушливом климате. По северному обрамлению щита (п-ов Средний, южная часть п-ова Рыбачий, о. Кильдин) накапливались сероцветные отложения перикратона. Северную часть Финмаркена также занимал обширный периконтинентальный бассейн, в котором в течение среднего и позднего рифея накапливались дельтовые и прибрежно-морские отложения серии Вадсе мощностью около 1000 м и отложения мелководного шельфа серии Танафьорд (до 1500 м). Слабовыраженное несогласие между этими платформенными толщами связывается с предвендской (байкальской) орогенией, интенсивно проявившейся во внутренних областях Финмаркена [144].

К северо-востоку от разлома Троллфиорд–Рыбачий–Кильдин располагался глубокий палеопрогиб, в пределах которого по характеру сейсмических отражений прогнозируется развитие склоновых миогеосинклинальных формаций, подобных как сериям Канинского разреза, так и формации Barents Sea Complex, изученной на Финмаркене. Последняя состоит из отложений континентального подножия, склоновых фаций, отложений подводных дельт и, в верхней части, отложений мелководного шельфа. Венчающая разрез песчаниковая серия рассматривается как морская моласса, фиксирующая результаты байкальского орогенеза, который в прогибе проявился весьма слабо. В южной

части Баренцевского шельфа, куда простирался от Финмаркена до Тимана рифейский палеопргиб, последовательность смены условий осадконакопления характеризуется сходными чертами. Общей чертой этого протяженного рифейского бассейна было слабое проявление завершающей складчатости в байкальскую эпоху.

На п-ове Рыбачий рифейский комплекс характеризуется сочетанием широких моноклиналей, падающих на северо-восток под углами 15–30°, и узких линейных зон напряженной складчатости. Особенности деформаций и метаморфизма пород рифейского комплекса в пределах Тимано-Варангерского пояса дают основание предполагать, что данная область испытала в предпоздневендское время инверсию, тангенциальное сжатие и надвигание в сторону Мезенской синеклизы и перикратона Балтийского щита.

Складчатость, завершившая развитие Тимано-Канинского пояса, по радиохронологическим данным В. Г. Гецена, имела место в диапазоне 700–650 млн лет, что следует из определений возраста посторогенных интрузий (663–445 млн лет). Северо-западное продолжение Тимано-Канинского складчатого пояса доходит до Южно-Баренцевской зоны разломов, протянувшейся от устья р. Варзина на Кольском полуострове до Гусиной банки. Далее к западу дислоцированные рифейские комплексы прослеживаются на поверхности в узкой полосе вдоль побережья Кольского полуострова [144]. Волоковая серия верхнего венда на п-ове Средний, залегающая с глубоким размывом на различных горизонтах кильдинской серии, в нижней части сложена плохоотсортированными крупнозернистыми и гравелитистыми песчаниками с линзами конгломератов. Видимо, она может сопоставляться с молассовыми отложениями на Финмаркене и в Предтиманском прогибе, свидетельствующими о времени завершения основной фазы коллизионных деформаций в Тимано-Варангерском поясе.

К северо-востоку от Тимано-Варангерского пояса рифеид (Кольской микроплиты, по Н. А. Богданову, В. Е. Хаину, 1996) располагаются блоки Центрально-Баренцевской области поднятий, фундамент которых был консолидирован в эпоху гренвильской складчатости, на рубеже среднего–позднего рифея [107].

ПАЛЕОЗОЙСКИЙ И МЕЗОЗОЙСКИЙ ЭТАПЫ

Геологическая история территории Кольского полуострова в палеозое изучена крайне слабо. Можно полагать, что на территории листа незначительно проявлены процессы активизации (Себлявский массив центрального типа). По периферии Кольского полуострова известны дайки щелочных пикритов и кварц-карбонатных жил с сульфидами. Какие-либо следы геологических процессов (осадконакопление, коры выветривания, интрузии) в мезозое на описываемой территории Балтийского щита практически отсутствуют.

На шельфе, в пределах Баренцевской плиты, началу палеозойского этапа развития предшествовали длительный период денудации и тектоническая перестройка, зафиксированные перерывом и угловым несогласием между верхнепротерозойскими и палеозойскими осадочными образованиями.

В венде–кембрии на юге Баренцева моря простирался неглубокий прогиб, который связывал два морских бассейна. Отсутствие на Финмаркене офи-

олитовых формаций позволяет предполагать, что в этой области бассейн развивался на сиалической коре. Вероятно, по этой же причине здесь раньше всего проявились коллизионные явления при закрытии океана Япетус (финмаркенская фаза, около 530 млн лет). К востоку от Финмаркена осадконакопление происходило в условиях подвижного шельфа. Характерной особенностью каледонского тектогенеза, начавшегося в районе Финмаркена перед средним кембрием, явилась постепенная миграция коллизионных процессов к югу Скандинавии. В связи с этим, проявления каледонской складчатости в южной части Баренцевского шельфа могли ограничиваться самыми первыми импульсами тектонических смещений, относящихся по времени к финмаркенской фазе. Простираение каледонского прогиба вдоль побережья Кольского полуострова, почти параллельного направлению стресса на окраине Скандинавии, создает здесь условия для формирования преимущественно сдвиговых деформаций [144]. Продолжение фронтальной системы каледонских надвигов к северо-востоку, ортогонально простираению Тимано-Варангерского пояса, трассируется зонами градиентов аномального магнитного поля в самой западной части рассматриваемой области шельфа. Здесь зона предполагаемого развития каледонских дислокаций образует треугольник, северная сторона которого срезается по линии регионального сдвига, наследующего простираение байкальского складчатого пояса.

Отложения венда–кембрия могли сохраниться в центральной части Варяжской зоны прогибов, где на профиле АР-1 в составе нижней части отложений осадочного чехла выделен сейсмокомплекс, стратиграфический объем которого предположительно охватывает венд–нижний силур [244].

В начале ордовика в рассматриваемом регионе процессы коллизии практически завершились, и наступил новый этап его развития в качестве единой консолидированной молодой платформы с гетерогенным основанием. На Кольском шельфе, по крайней мере во внешней части Кольской моноклинали и юго-восточнее, установился режим накопления мелководных терригенно-карбонатных отложений. По аналогии с ближайшими разрезами скважин (о. Колгуев), они формировались в течение трансгрессивно-регрессивного цикла, нижняя часть которого (тремадок и арениг) сложена в основном глинистыми породами с прослоями мергелей и известняков, а верхняя (среднеордовикская) – алевrolитами и песчаниками [115].

В силуре и раннем девоне, возможно, формировались лагунно-континентальные и лагунно-морские отложения в обстановках шельфа и прибрежных равнин. Ближайшей и основной областью сноса в это время являлась Кольская суша. Северо-восточнее, в пределах Тимано-Печорской плиты и Центральной зоны поднятий происходило формирование системы авлакогенов.

Начало позднедевонского времени отмечается активизацией тектонической деятельности в регионе, отразившейся в угловом несогласии между образованиями позднего девона и подстилающими отложениями. К этому же времени приурочена вспышка глубинного базальтового магматизма, зафиксированная на Кольском полуострове в виде ловозерской и контозерской осадочно-вулканогенных серий. В позднедевонское время на юго-западе Баренцева моря закладывается Нордкапско-Варангерская (Варяжская) система грабен-прогибов [43], основная ветвь которой имеет северо-восточное простираение. Непосредственное влияние на эволюцию земной коры исследуемого района оказывают тектоно-магматические процессы в Восточно-Баренцевском мегапрогибе.

На севере рассматриваемой территории в это время произошло заложение тектонических нарушений на фоне растягивающих напряжений, предопределивших формирование юго-восточного ответвления этой системы — прогиба Тиддли, а также Западно-Кольской седловины.

Условия седиментации в позднедевонскую эпоху значительно отличались от раннедевонского времени. Базальный горизонт конгломератов в основании разреза франского яруса указывает на перерыв в осадконакоплении. На юго-западе района преобладали континентальные обстановки с формированием отложений, аналогичных терригенной угленосной свите Редвика. В течение последующей трансгрессии, возможно, формировались толщи аргиллитов, а позднее, с расширением трансгрессии, особенно в северо-восточной части, прослоев карбонатных пород.

В раннекаменноугольное время аналогичные условия прибрежных равнин и дельт сохранялись, по меньшей мере, в юго-западной части района, где накапливались тонкозернистые песчаники, алевролиты, аргиллиты и угли. На Финмаркенском шельфе в первой половине среднего карбона отмечается перерыв в осадконакоплении.

В позднем карбоне—ранней перми наступает период относительной стабилизации. В западной и центральной части Баренцева моря устанавливается платформенный режим с развитием обширного карбонатного шельфа. Внешняя граница позднекаменноугольного—раннепермского палеошельфа простирается на юге района в полосе Кольской моноклинали, образуя пояс рифогенных построек, а на севере — вдоль склонов свода Федынского. В средне- и позднекаменноугольную эпоху седиментогенез протекал, видимо, в лагунно-континентальной обстановке, периодически сменявшейся мелководно-морской. В ассельско-сакмарское время происходило наиболее активное формирование органогенных и органогенно-обломочных известняков и связанных с ними околорифовых фаций, известковистых алевролитов и глинистых доломитов.

Более высокие темпы относительного погружения Западно-Кольской седловины обусловили в ее восточной части, сопряженной с Восточно-Баренцевским мегапрогибом, относительно глубоководные обстановки с глинисто-карбонатным осадконакоплением. В пределах Варяжской зоны грабен-прогибов, начиная с позднего визе, накапливаются соли. За счет соленосных горизонтов, главным образом среднего карбона, впоследствии в этой зоне проявится галокинез.

Позднепермско-триасовый период, следующий за эпохой герцинского тектогенеза, характеризуется усилением деструктивных процессов в бассейнах Западно-Арктической платформы. Начиная с востока Баренцева моря, вещественный состав отложений меняется от карбонатного и карбонатно-терригенного на исключительно терригенный. Первые клиноформы появляются в Южно-Баренцевской впадине уже в нижней перми [10]. Формирование проградационных веерных конусов выноса отвечает начальной стадии компенсации относительно глубоководного бассейна и подчеркивает значительную высоту окаймляющих его склонов. Заполнение депрессии и постепенное закрытие прогиба продолжалась в течение всего триаса.

Кунгурско-казанская часть разреза на Финмаркенском шельфе, в 150 км к северо-западу от морской границы листа, формировалась в условиях относительно глубоководных впадин и представлена отложениями мощностью до 120 м: кремнистыми известняками и спикулитами. Учитывая это обстоятель-

ство, можно предполагать, что клиноформная толща заполнения этого бассейна имеет более молодой возраст (татарский ярус верхней перми?—триас). Ее формирование, вероятно, связано с подъемом северной части Балтийского щита и каледонид Норвегии [170]. Северное и северо-восточное направления падения клиноформ позволяют предположить, что снос обломочного материала был со стороны Кольской суши.

Осадочные толщи триаса большой мощности на Кольском шельфе формируются в зонах прогибов, сопряженных с главными депоцентрами позднепермско-триасового седиментогенеза. Южная ветвь Варяжской системы прогибов (прогиб Тиддли), по сходству строения осадочного комплекса, развивалась совместно с Нордкапским прогибом, в виде единой структуры, образуя тройное сочленение в области их пересечения. Вероятно, по мере накопления мощной толщи заполнения этих прогибов в триасе начинается течение соли и формирование диапировых структур.

Деструктивные процессы в прогибах оказывали влияние на сопряженные блоки земной коры. Блоки древних массивов (в рамках карты — свод Федынского) отличались замедленными темпами погружения. Осадконакопление в их пределах проходило в условиях, близких к платформенным [43].

При этом, если в пределах прогибов Варяжской зоны в ранне- и среднетриасовую эпохи господствовала морская обстановка осадконакопления, то на остальной территории Кольского шельфа условия были мелководно-морскими, периодически сменявшимися континентальными. Тонкая ленточная слоистость в глинисто-алевроитовых разностях, крупная косая слоистость в песчаниках, подчеркнутая углистыми прослоями, отсутствие морской фауны указывают на мелководность бассейна седиментации, а также, возможно, на континентальные условия седиментогенеза. В начале среднетриасовой эпохи регион был охвачен трансгрессией — в разрезе стало больше сероцветных отложений, появились фораминиферы и морская фауна. Скорость седиментации, в связи с меньшей тектонической активностью, снизилась. На протяжении ранне- и среднетриасовой эпох осадконакопление происходило в условиях аридного климата.

На рубеже среднего и позднего триаса аридный климат сменился гумидным, в результате поднятия территории в разрезе стали преобладать алевропесчаные породы. Трансгрессия в начале эпохи определила морской режим осадконакопления и формирование сероцветных отложений, содержащих морскую фауну. На рубеже карнийского и норийского веков осадконакопление прерывалось кратковременной регрессией, и со второй половины норийского века установился континентальный режим осадконакопления, возможно, периодически сменявшийся мелководно-морским, свидетельством чего являются прослои углей в верхней части разреза позднего триаса [41].

На рубеже позднего триаса—юры главные тектонические события, затрагивающие бассейн Баренцева моря и определяющие геодинамический режим, сосредоточиваются на востоке, в районе Пайхойско-Новоземельского пояса [205]. Киммерийские напряжения сжатия, охватившие регион, проявились и в пределах Центрально-Баренцевской области поднятий, где они запечатлены угловым несогласием между триасовыми и юрскими комплексами.

С раннеюрского времени, ознаменовавшегося размывом отложений на поднятиях, начинается формирование плитного (синеклизного) комплекса в условиях гумидного климата на фоне общего медленного погружения терри-

тории. В начале поздней юры Кольский шельф был охвачен обширной трансгрессией, что в условиях недокомпенсации привело к углублению бассейна седиментации. Сформировавшаяся в волжском веке толща листоватых алевритистых глин (являющаяся по своим литологическим характеристикам аналогом баженигов Западной Сибири), насыщенная органическими остатками, служит региональным флюидоупором.

На рубеже юры и мела происходит новый импульс тектоно-магматической активизации. Центрально-Баренцевская область испытывает некоторый подъем. На своде Федынского происходит глубокий эрозионный срез юрских отложений, уничтоживший региональный флюидоупор.

В начале мелового периода сохранялся морской режим седиментации на Баренцевском шельфе, однако бассейн был менее обширен, чем в позднеюрскую эпоху, и более мелководен. Валанжин-барремские отложения на Кольском шельфе имеют клиноформное строение, при этом направление падения клиноформ юго-западное; это указывает на то, что основным источником сноса была суша, находящаяся на северо-востоке, возможно Новоземельская. Кольский же полуостров находился на относительно низком гипсометрическом уровне. Отложения берриасского века на Кольском шельфе, по данным бурения, отсутствуют. В течение валанжинского–готеривского веков в условиях мелководного теплого бассейна формировались характерные светлые глинистые алевриты и монтмориллонитовые глины. Осадконакопление в барремском веке, судя по песчаному составу отложений, происходило в еще более мелководных условиях, возможно, чередующихся с лагунно-континентальными обстановками.

Появление в верхней части разреза апта кварцевых песков с прослоями глин и линз углей позволяет предположить постепенное обмеление бассейна к концу века. В альбский век осадконакопление происходило в условиях постепенно распространявшейся трансгрессии.

В конце меловой эпохи, с формированием Норвежско-Гренландского океанического бассейна, началось общее интенсивное поднятие Баренцевского, в том числе и Кольского, шельфа, что привело к глубокой денудации меловых отложений; процессы продолжались и в течение палеоцена. Отложения этого возраста, ранее, возможно, формировавшие с позднемеловыми отложениями единую толщу в границах наиболее погруженных впадин, к настоящему времени практически не сохранились в пределах Восточно-Баренцевского шельфа. Переотложенные палеогеновые микрофоссилии в различных районах встречаются в четвертичных отложениях, что указывает на существование бассейнов седиментации в палеогене в границах крупных депрессий [41].

КАЙНОЗОЙСКИЙ ЭТАП

В течение следующего, кайнозойского, этапа геологического развития как Кольского, так и Западно-Арктического региона в целом, на сопредельной территории продолжалось формирование океанических структур: в палеогене — Норвежско-Гренландского, в неогене — Арктического бассейнов. В связи с этим в границах Кольского шельфа на протяжении кайнозойского этапа происходили интенсивные дифференцированные движения, обусловившие формирование блоково-купольных поднятий, грабенообразных структур на фоне эв-

статических колебаний уровня Мирового океана [61]. Совокупность этих факторов определила особенности осадконакопления в это время.

На протяжении эоцена—олигоцена Кольский шельф являлся относительно приподнятой сушей, подвергающейся денудации. В ее пределах на ограниченных участках, возможно, существовали лагунно-морские условия осадконакопления. Вскрытые скв. 55 на сопредельной территории (лист R-37, Мурманская площадь) глины, по данным Л. Я. Каган [129], содержат комплекс диатомей олигоцен-миоценового возраста. С олигоцена начинается общее похолодание климата, основной седиментационный бассейн располагался в области арх. Шпицберген.

На протяжении неогена и эоплейстоцена на Кольском шельфе продолжались денудационные процессы, его относительная высота составляла не менее 200 м, о чем свидетельствуют закартированные палеоврезы с глубинами тальвегов до 150 м. Судя по северо-западной ориентировке палеодолин, снос осадочного материала осуществлялся в Норвежский бассейн. Относительно долговременно морской бассейн в это время существовал в границах Печорской низменности и прилегающего к ней шельфа [44, 61]. Водораздел между Норвежским и Печорским морскими бассейнами проходил, вероятнее всего, по линии п-ов Канин—Канинские возвышенности—Гусиная возвышенность. На протяжении неогена и эоплейстоцена происходило дальнейшее похолодание климата, выразившееся в формировании толщ диамиктонов — индикаторов холодного климата [53, 122]. Возможно также формирование маломощных ограниченных по размерам ледниковых массивов в это время [61].

В неогене и эоплейстоцене на фоне общего распада Западно-Арктической суши происходило формирование основных морфоструктур региона [10]. На рубеже эоплейстоцена и неоплейстоцена современный морфоструктурный план был в основном сформирован. Общей тенденцией на протяжении антропогена являлось последовательное увеличение морского бассейна при общем погружении территории. Крупная регрессия в начале раннего неоплейстоцена уничтожила локальные маломощные покровы неогена—эоплейстоцена, сохранившиеся от денудации лишь в палеоврезах. В это же время произошло формирование более молодой системы речных врезов, закартированных в северной части описываемой территории. В раннем неоплейстоцене на Кольском шельфе осадконакопление происходило в условиях холодного моря. Холодный климат обусловил накопление ледниково-морских отложений. Вероятно, в границах наиболее возвышенных участков формировались снежно-ледовые массивы, в силу своей малоподвижности, однако, не производившие значительной экзарации подстилающих их образований.

В начале среднего неоплейстоцена на Баренцевоморском шельфе в результате тектонической перестройки оформился крупный седиментационный бассейн. Это привело к изменению океанологических и климатических условий в регионе. Теплые воды Атлантики, получив доступ в центральные районы шельфа, определили возникновение эпохи «бореальных трансгрессий», продлившихся вплоть до позднего неоплейстоцена [61]. Столь характерные для раннего неоплейстоцена диамиктоны сменились в разрезе глинами с незначительным содержанием грубообломочного материала, что, тем не менее, может указывать на наличие фактора ледового разноса, то есть ледовитость средне-неоплейстоценового бассейна.

В московское время в результате регрессии в пределах современной акватории происходила нивелировка рельефа и заложение предпоздненеоплейстоценовой гидросети. Кольский полуостров был покрыт мощным слоем льдов, скорее всего спускавшихся на современный шельф. Реликты морены сохранились локально.

Поздний неоплейстоцен характеризуется неоднократными изменениями уровня моря. Бореальная трансгрессия, развившаяся в начале позднего неоплейстоцена, определила возникновение наиболее обширного за всю историю развития региона седиментационного бассейна. Уровень микулинского моря превышал в это время современный в пределах Кольского полуострова как минимум на 60 м, возможно, 150 м.

Первое поздненеоплейстоценовое (соответствующее стадии 5d) похолодание привело к возникновению на Кольском полуострове условий для оледенения и регрессии моря. В горах развивались самостоятельные горно-долинные ледники, с запада надвигался язык покровного Скандинавского ледника. Последовавшее вслед за тем потепление привело к новой трансгрессии (беломорской), не достигшей уровня микулинского моря. Вдоль побережья накапливались морские супеси, суглинки, пески. Возможно, ледник в эту эпоху полностью растаял. Последующие похолодание и потепление привели к формированию отложений, аналогичным предыдущим. Подпорожское похолодание, наиболее суровое, вызвало не только проникновение Скандинавского ледника в восточное Ловозерских тундр, но и возникновение на востоке полуострова малоактивного Понойского ледникового щита с холодными льдами. В средневалдайское (ленинградское) потепление побережье Кольского полуострова, возможно, освободилось от льдов. В пределах акватории в подпорожское—ленинградское время накапливались ледниково-морские отложения.

Поздневалдайская регрессия привела к значительному сокращению бассейна седиментации. Ледниковые массивы в это время, кроме Кольского полуострова, занимали значительную по площади прибрежную часть шельфа до современных глубин 150 м. Результатом геологической деятельности этого ледникового покрова на современном шельфе являются конечноморенные гряды, сохранившиеся после последующей трансгрессии. Сохранившийся морской бассейн этого времени имел ингрессионный характер и был покрыт либо паковым круглогодичным льдом, либо шельфовым ледником. Здесь накапливались ленточнослоистые глины, содержащие очень бедный комплекс фораминифер, что позволяет предположить осадконакопление при низком гидродинамическом режиме вод, соленость которых была ниже современной. Здесь следует отметить, что в областях с современными глубинами моря свыше 170–200 м морской бассейн и, соответственно, морское осадконакопление (ледово-морское, ледниково-морское) существовали на протяжении всего позднего неоплейстоцена.

Максимальных размеров ошашковские ледники достигли в раннем дриасе. В беллинге, возможно, ледники сократились, освободив современный шельф, где начала формироваться речная сеть. В среднем дриасе похолодание вновь активизировало оледенение, но уже во второй половине среднего дриаса Кольский полуостров частично освободился от ледников. В аллередское потепление в долинах, открытых в Баренцево море, накапливались опресненные морские осадки, в устьевых частях притоков формировались флювиогляциальные дельты. Краевые части Скандинавского ледника в периоды потеп-

лений, вероятно, становились теплыми, что и способствовало экзарационной деятельности. Позднелидовое похолодание ознаменовалось последним наступлением Скандинавского ледника в пределах Кольского полуострова, преимущественно холодного, который сформировал пояс конечных морен. При его дегляциации образовались системы радиальных и маргинальных озоров, озерно-ледниковые бассейны. В устьевых частях боковых притоков возобновилось формирование флювиогляциальных дельт. Трансгрессирующее море портландия вырабатывало террасы на освободившемся от льдов побережье и в долинах рек. Начали накапливаться аллювиальные и озерные осадки. На освободившихся склонах и водоразделах продолжали формироваться элювиально-делювиальные отложения.

В результате трансгрессии, освобождения моря от паковых льдов и, соответственно, увеличения гидродинамической активности, пачка ленточнослойных глин на акватории Баренцева моря на глубинах менее 200 м была частично или полностью размывта. Полному или частичному размыву подверглись также ледниковые отложения, сохранившиеся лишь на тех участках, где их мощность была значительной. За счет значительного поступления с Кольского полуострова осадочного материала, ранее денудированного ледниками, в прибрежной части происходило формирование морских отложений с повышенными скоростями седиментации.

В голоцене продолжалось развитие послеледниковой трансгрессии. В результате прониновения теплых вод Северо-Атлантического течения и установления современного гидродинамического режима в пределах акватории началась переработка неравновесных к существующей литодинамической обстановке осадков, их размыв и переотложение. Все обнаруженные на шельфе проявления твердых полезных ископаемых сформировались в это время. Неотектонические движения не прекращаются и в настоящее время. Индикаторами движений и их направленности служат литологические типы осадков, распространенные в тех или иных районах, и мощности голоценовых отложений. На участках с аномально низкими значениями мощностей голоценовых осадков в границах воздымающихся структурных форм (Южно-Мурманская возвышенность) происходит размыв верхнеплейстоценовых отложений; в областях больших мощностей и накопления современных осадков (Мурманская котловина) — нисходящие движения.

В горных районах Кольского полуострова, видимо, сохранились остаточные массы льда, которые затем преобразовались в горно-долинные теплые ледники, сохранявшиеся до бореального периода. В периоды голоценовых похолоданий они активизировались и формировали конечные морены, в периферийной части накапливались водно-ледниковые осадки. В голоцене продолжалось формирование морских, озерных и аллювиальных осадков; началось образование эоловых, биогенных и техногенных отложений.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Изученный район охватывает северную часть Восточно-Европейской платформы (Балтийский щит и перикратонную область, отнесенную к Русской плите) и южную часть Баренцевской шельфовой плиты, входящей в состав Западно-Арктической (Печоро-Баренцево-Карской) метаплатформы. В пределах континентальной части известны месторождения черных, цветных, редких и благородных металлов, строительных материалов. С отложениями осадочного чехла Баренцевской плиты связываются перспективы открытия залежей углеводородов, хотя месторождений на площади листа на современной стадии изученности не установлено.

В основу карты полезных ископаемых положены материалы листа R-(35)–37 [41]. Проведена их актуализация с учетом материалов ГИС-Атласа по Северо-Западному ФО, карт и монографии «Недра Северо-Запада Российской Федерации», 2003 [78], фондовых и литературных материалов, балансов запасов полезных ископаемых 2002–2003 гг., актуализированных паспортов ГКМ по Мурманской области. Использованы также Карта минерально-сырьевой базы Северо-Западного региона масштаба 1 : 500 000, фондовые и литературные материалы, а также материалы изданных листов Госгеолкарты-200.

На карте полезных ископаемых показаны 266 объектов полезных ископаемых (месторождения, рудопоявления, пункты минерализации дочетвертичного возраста), отражены положение, размерность и освоенность месторождений, запасы по которым утверждены ГКЗ или ТКЗ, а также показаны наиболее типичные для данной геологической обстановки рудопоявления и пункты минерализации по состоянию на 1 января 2005 г. При обобщении обширного материала по полезным ископаемым была проведена типизация рудных объектов по возрасту, геологической обстановке, генезису и ассоциациям сопутствующих элементов. Месторождения полезных ископаемых, связанные с образованиями четвертичного возраста (47 объектов), показаны на карте четвертичных образований.

Кроме рудных объектов, на карте выделены металлогенические зоны, рудные районы и узлы; в зарамочной площади приведена схема металлогенического районирования масштаба 1 : 5 000 000. На ней показаны две металлогенические провинции – Русской плиты и Балтийского щита. Последняя подразделяется на три субпровинции: Кольскую, Беломорскую и Карельскую, что соответствует главным элементам тектонического районирования территории. Из них на площади листа присутствуют фрагменты Кольской и Беломорской субпровинций. Выделены три металлогенические зоны (МЗ) и три рудных района (РР). Их названия и специализация указаны в легенде. В контурах зон и районов обособляются рудные (РУ) и потенциальные рудные (ПРУ) узлы (фраг-

менты зон с обнаруженными месторождениями и/или рудопроявлениями). Всего на карте показаны девять рудных и потенциально рудных узлов.

ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ПЕРСПЕКТИВЫ ПОИСКОВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НЕФТИ И ГАЗА

Рассматриваемая площадь листа R-(35), 36 включает западную часть самостоятельной Кольской ВНГО и юго-восточную часть Западно-Баренцевской НГП. В пределах территории листа промышленных залежей нефти и газа не обнаружено. Глубокое бурение не проводилось.

По данным сейсморазведки МОВ ОГТ, проведенной в пределах листа ОАО «СМНГ» и ОАО «МАГЭ», и результатам бурения скважин в российском и норвежском секторах Баренцева моря выделяются нефтегазоносные комплексы (НГК): меловой, юрско-барремский, триасовый, верхнепермский, верхнедевонско-нижнепермский и ордовикско-верхнедевонский [223, 246, 248]. В пределах листа отложения всех НГК последовательно уменьшаются в мощностях в юго-западном направлении и срезаются на Кольской моноклинали.

Нефтегазоносные комплексы

В качестве возможно нефтегазоносных отложений рассматриваются средне-верхнерифейские и вендские, залегающие на доступных для бурения глубинах на п-ове Рыбачий и прилегающем к нему шельфе.

В рифейских отложениях полуостровов Рыбачий, Средний и о. Кильдин установлено содержание аномально высоких концентраций углеводородных газов. Отмечается также аномальное содержание УВ-газов (до 53,4 см³/кг) в водной среде и в толще донных осадков в прибрежной зоне Кольского полуострова, соответствующей полосе развития рифейских отложений. Газы обогащены тяжелыми УВ, что позволяет сопоставлять их с газами газоконденсатных и газонефтяных месторождений [135]. Этим же автором делается вывод об эпигенетическом характере углеводородных газов, т. к. в образцах с повышенными концентрациями газов не отмечалось повышенных содержаний $C_{орг}$.

По данным О. В. Астафьева [6], рифейские отложения полуостровов Рыбачий, Средний и о. Кильдин характеризуются низкими коллекторскими свойствами. Пористость составляет 0,46–6,7 %, проницаемость менее 0,01 мД.

Г. И. Киреев (1999), путем сравнения скоростей упругих волн в рифейских отложениях, пришел к выводу о большей степени уплотнения и меньшем коллекторском потенциале рифейских терригенных отложений п-ова Рыбачий, чем п-ова Канин. Это заключение относится к породам, находящимся в зоне надвига (рыбачинская серия). Под надвигом ожидаются более молодые и менее уплотненные отложения волоковой (венд) и кильдинской (верхний рифей) серий, что, по мнению Г. И. Киреева (1999) и А. П. Симонова (1998, 1999), позволяет говорить о п-ове Рыбачий как о территории, перспективной в нефтегазоносном отношении [72, 134, 135].

Известно, что рифейские отложения обладают собственным генерационным потенциалом. Максимальные значения $C_{\text{орг}}$ достигают 2,5 % в породах кильдинской серии на о. Кильдин и 3,95 % на полуостровах Рыбачий и Средний. На п-ове Канин в углисто-глинистых сланцах нижней части рифейского разреза среднее содержание органического вещества составляет 1 %. Углисто-глинистые породы в этом районе составляют 20–30 % разреза. Органическое вещество относится к сапропелевому типу. В южных районах Тимана [35] содержание $C_{\text{орг}}$ битумоидов в рифейских породах 1,7–2,3 %. В Мезенской синеклизе рифейские отложения относятся по содержанию $C_{\text{орг}}$ к низко- и среднепродуктивным.

Наиболее существенные признаки нефтегазоносности получены на Тимане в рифейских отложениях Ухта-Ижемского вала. Здесь в керне десятков скважин, вскрывших отложения докембрия на глубину 200–400 м, зафиксированы: жидкая нефть, битумы и асфальты по трещинам, кавернам и порам в сланцах, песчаниках и кварцитах. Имеются также небольшие газовые залежи с дебитом 20 тыс. м³, разработка которых ведется для местных нужд [126]. Коллекторские свойства гравелитов и кварцито-песчаников на Тимане оцениваются как низкие. Пористость не превышает 1–3 % и связана с трещинами.

Оценить величину прогнозных ресурсов УВ, находящихся в рифейских отложениях п-ова Рыбачий и прилегающей акватории, можно, сопоставляя их с рифеем Мезенской синеклизы. Если принять в качестве базовых прогнозных плотности ресурсов, рассчитанные для Мезенской синеклизы [31, 119] и ввести понижающий коэффициент за счет присутствия на п-ове Рыбачий менее емких коллекторов, отсутствия замкнутых положительных структурных форм, существенных потерь УВ в результате миграции, вызванной активными тектоническими движениями, то плотность прогнозных ресурсов окажется менее 3 тыс. т у. т./ км² [223].

Ордовикско-верхнедевонский НГК. Глубина залегания кровли комплекса находится на отметках –200–6000 м. Мощности отложений изменяются от 0 до 4000 м.

Отложения ордовикско-верхнедевонского НГК распространены, по данным МОВ ОГТ, на большей части листа. Выклинивание нижней части НГК (ордовик–силур?) наблюдается на борту Семиостровского выступа и происходит по схеме трансгрессивного налегания. Предположительно, в НГК распространены терригенные коллекторы с невысокими фильтрационно-емкостными свойствами (ФЕС).

На о. Колгуев отложения этого НГК вскрыты шестью скважинами, но признаков нефтегазоносности не обнаружено. В соответствии с литолого-фациальными построениями [211], на о. Колгуев предполагается ухудшение экраняющих свойств региональной покрывки тиманского горизонта, что существенно снижает перспективы нижележащих (девонских, ордовикских) отложений.

Предполагается, что западнее о. Колгуев, в пределах территории листа R-(35), 36, распространены отложения сходного фациального облика, что не позволяет, в целом, высоко оценить перспективы ордовикско-верхнедевонского НГК.

Северо-восточнее площади листа в Восточно-Баренцевском мегапрогибе могли накапливаться преимущественно глинистые отложения, предположительно обогащенные ОВ, степень катагенетической преобразованности которого соответствует апокатагенезу.

Верхнедевонско-нижнепермский НГК. Кровля комплекса находится в пределах Кольской моноклинали на глубинах 200–4400 м. Мощности отложений изменяются от 0 до 1000–1600 м.

В норвежском секторе, на моноклинали Финмаркен, непосредственно примыкающей с запада к территории листа R-(35), 36, отложения НГК изучены глубокими поисковыми и мелкими картировочными скважинами [169, 170–173, 183]. Установлено несколько уровней развития коллекторов.

Визейские терригенные отложения могут содержать в своем составе коллекторы мощностью 20–80 м, открытой пористостью до 15 %. Выше по разрезу терригенные коллекторы отмечаются также в формации *Folk*.

Карбонатные коллекторы приурочены к верхнегжельско-среднеассельской толще (формация *Orn*). Коллекторы приурочены к рифогенным постройкам и к породам, являющимся продуктами разрушения рифов. Отдельные биостромы, слагающие рифовые массивы, имеют мощности до 2,2 м. Пористость их может достигать 20–25 %, но чаще встречаются коллекторы с пористостью 10–15 %.

Карбонатные постройки формации *Polarrev*, отчетливо выделяющиеся на временных разрезах МОВ ОГТ, судя по данным бурения скв. 7229/11-1, практически не содержат коллекторов порового типа. Кроме того, для карбонатных коллекторов можно предположить отсутствие региональных покрывок и наличие зональных покрывок только невысокого качества. Условия экранирования залежей ухудшаются также существованием трехслойного резервуара. В этом случае для образования залежи необходимо наличие высокоамплитудной ловушки относительно мощности промежуточной рассеивающей толщи.

О нефтегазоматеринских толщах Финмаркена имеются весьма отрывочные сведения. Уверенно можно говорить о наличии НГМТ только в визейских отложениях. В морских глинах и известняках содержание $C_{орг}$ изменяется от 1 до 30 %, преобладает кероген II/III типа, что характеризует породы как способные к генерации и нефти, и газа. Градации катагенеза в низах каменноугольных отложений в скважинах 7128/4-1 и 6-1 составляют МК2–МК3 [170], что соответствует нахождению пород в зоне генерации нефти. А. Skjervøy (1989) оценивает градации катагенеза нижекаменноугольных глин в восточных районах Финмаркена несколько большей величиной – на уровне градации МК4. Таким образом, в разрезе осадочного чехла Финмаркена присутствуют толщи, по составу, количеству $C_{орг}$ и уровню термической зрелости способные продуцировать жидкие и газообразные УВ.

На о. Колгуев карбонатные отложения карбона–нижней перми (известняки и мергели) характеризуются низкими содержаниями $C_{орг}$ (0,1–0,22 %). В алевролитистых аргиллитах Песчаноозерской площади $C_{орг}$ составляет 0,52 %, что позволяет отнести их к потенциальным низкопродуктивным материнским породам. Исходное ОВ карбонатных пород нижнепермских отложений преимущественно сапропелевого типа, и его катагенетическая преобразованность достигла стадии МК1 [211].

Коллекторские свойства каменноугольно-нижнепермских отложений о. Колгуев высокие. Коэффициент пористости достигает 20 % и более. В скважине, пробуренной в оптимальных структурных условиях, обнаружена непромышленная залежь нефти, в других – признаки нефтегазонасыщения (запах и пленки нефти, нефтенасыщенность керна). Всего к настоящему времени каменноугольно-нижнепермские отложения на о. Колгуев изучены в разрезах 12 скважин, а верхнедевонских – в пяти.

В пределах территории листа R-(35), 36 предполагается распространение преимущественно карбонатных разрезов среднего карбона—нижней перми и терригенных нижнекаменноугольных—девонских отложений. В нижней части НГК в отложениях франа—фамена выделены две структурно-литологические ловушки в зоне выклинивания отложений по схеме трансгрессивного налегания на северо-восточном борту Семиостровского вала.

Лучшие коллекторы в разрезе предположительно связаны с зонами распространения рифогенных образований карбона—перми. Максимум рифообразования приходится на ассельско-сакмарское время. Залегающие выше артинские и кунгурские отложения могут представлять собой региональную покрывку, как это наблюдается на севере Тимано-Печорской провинции, но не исключается, что разрез обладает большим сходством с Финмаркенским, тогда условия экранирования могут оказаться малоблагоприятными.

В условиях моноклинального залегания слоев, когда образуются только структурные формы небольших размеров, перспективы нефтегазоносности не могут быть оценены высоко.

Верхнепермский НГК. Глубины залегания кровли верхнепермского НГК в пределах ККМ от 800 до 2800 м.

В норвежской части шельфа разрез верхнепермского НГК представлен преимущественно карбонатными и кремнистыми отложениями. Лучшие коллекторы связаны в разрезе со спикулитами, залегающими над карбонатными банками. Открытая пористость коллекторов составляет 20—35 %, проницаемость 40—100 мД, мощность достигает 18 м в скв. 7128/4-1. Пористость складывается из пор между спикулами, пор растворения в спикулах, а также пор, развитых по трещинам, каверновой пористости и пористости глинисто-кремнистой матрицы. Высокая пористость и проницаемость коллекторов связана с низким содержанием цемента и большими размерами спикул, благодаря крайне мелководным условиям осадконакопления.

Область распространения спикулитов с улучшенными фильтрационно-емкостными свойствами (ФЕС) ограничена в норвежском секторе Баренцева моря моноклиалью Финмаркен. Бурение глубоких скважин на поднятии Лоппа, на бортах прогибов Хаммерфест и Нордкапский, в синеклизе Бьярмеланд не дало положительных результатов. По-видимому, это связано с существованием более глубоководных условий осадконакопления, определяющих распространение спикулитов с низкими ФЕС.

Способы прогноза зон улучшенных коллекторов на моноклинали Финмаркен не разработаны, но очевидной является приуроченность наиболее мощных пластов спикулитов с лучшими ФЕС к верхним частям циклитов верхней перми, перекрывающим плотные карбонатные банки.

Несмотря на то, что емкостные свойства таких коллекторов высокие, сложная конфигурация в плане и небольшие мощности пластов-коллекторов в разрезе не позволяют рассчитывать на аккумуляцию в этом комплексе значительных объемов УВ.

В пределах листа R-(35), 36, особенно в его западной части, предполагается разрез верхнепермского НГК, близкий по составу и строению с Финмаркенским [223]. Необходимо отметить, что в норвежском секторе на объекты в верхнепермских отложениях уже пробурено более девяти глубоких скважин. Положительный результат получен лишь в одной скважине — это открытие

непромышленной залежи в уже упомянутой скв. 7128/4-1. Учитывая специфические особенности коллекторских толщ и условия образования ловушек УВ, результат является вполне закономерным. В российском секторе следует также рассчитывать лишь на небольшие по запасам залежи УВ в этом НГК.

В восточных районах листа в разрезе происходит постепенное увеличение терригенной составляющей и на о. Колгуев, где эти отложения изучены многочисленными скважинами, разрез уже полностью представлен переслаиванием песчаников, глин и алевролитов.

По результатам бурения на о. Колгуев установлено, что пермские терригенные отложения содержат коллекторы мощностью до 20 м с открытой пористостью до 25 %. Получение из этих коллекторов притоков пластовой воды с нефтью и газопроявления означают, что в случае наличия надежных покрышек и амплитудных структурных форм возможно присутствие залежей УВ.

В глинистых породах верхней перми содержание $C_{\text{орг}}$ изменяется от 0,1 % на Северо-Западной площади до 1 % на Песчаноозерской. В казанском и татарском ярусах оно оказывается выше, чем в уфимском. Концентрация ХБА повышенная в казанско-татарском ярусах (0,04–0,08 %) и пониженная (0,01–0,02 %) – в уфимском. Состав РОВ: от гумусово-сапропелевого в казанско-татарском до преимущественно сапропелевого в уфимском. Катагенез пород отвечает градации ПКЗ. По данным пиролитических исследований, аргиллиты верхней перми на Северо-Западной площади обладают довольно низким коэффициентом продуктивности – 0,035.

Нижезалегающие глинистые отложения кунгурского яруса характеризуются значениями $C_{\text{орг}}$ от 0,1 до 1,0 %. Источником РОВ служило сапропелевое ОВ. Катагенез ОВ соответствует стадии МК1.

Триасовый НГК. На шельфе Баренцева моря триасовые отложения изучены по материалам параметрического и поискового бурения. Исследованию нефтегазоносности триасовых отложений Баренцевского региона посвящен целый ряд работ [19, 20, 48, 207, 209, 225, 226].

В пределах территории листа R-(35), 36 триасовые отложения присутствуют в полном объеме. Глубины залегания кровли среднего триаса в пределах ККМ изменяются от –300 до –600–1700 м. Мощности отложений увеличиваются в северо-восточном направлении от 0 до 2000 м. Отложения представлены преимущественно песчаниками, алевролитами и глинистыми породами. Комплекс характеризуется наличием высоко- и среднеемких коллекторов и флюидоупоров.

На о. Колгуев установлена промышленная нефтегазоносность нижнетриасовых отложений (Песчаноозерское и Таркское месторождения). Песчаноозерское месторождение многопластовое, после бурения более чем 40 скважин различного назначения характеризуется как сложное, связанное с распространением по площади и в разрезе «шнурковых» и линзовидных тел песчаников. Песчаники формировались в палеорусловый системе, пересекающей восточную часть о. Колгуев, где в современном структурном плане выявлено Песчаноозерское поднятие. В связи с линзовидным строением резервуара залежи Песчаноозерского месторождения (газовые, газоконденсатные и нефтяные) имеют небольшие размеры. Схожее строение имеет Таркское месторождение, характеризующееся меньшими запасами. На обоих открытых месторождениях имеется сочетание структурного фактора – наличие положительной локальной структуры и литологического – наличие ограниченного по пло-

щади песчаного резервуара. Линзовидные в разрезе и «шнурковые» в плане тела имеют мощности 2–13 м, а на Таркской площади до 20 м. Размеры Таркского месторождения – 2–10 км, амплитуда около 20 м.

В норвежском секторе Баренцева моря коллекторы встречаются по всему разрезу триаса и характеризуются широким площадным распространением. К настоящему времени из 13 скважин, пробуренных в оптимальных условиях, в шести установлена нефтегазоносность разреза. Всего открыто три промышленных месторождения УВ: 7226/11-1, Голиаф, 7228/7-1.

Залежь, вскрытая скв. 7228/7-1, связана с ловушкой, приуроченной к соляному диапиру. Аналогичные ловушки могут быть развиты в западной части листа R-(35), 36 в Варяжской зоне прогибов.

В российском секторе Баренцева моря, восточнее границы листа R-(35), 36, в триасовых отложениях открыто Северо-Кильдинское газовое месторождение, среднее по запасам. Залежь на Северо-Кильдинской площади установлена в нижнем триасе на глубине 2440 м в песчаном пласте с открытой пористостью 19 %. Вниз по разрезу пористость коллекторов уменьшается до 5 % на глубине 3400 м (стадия МК3). Вся толща ниже этих отметок практически не содержит коллекторов [225]. Количество песчаников в разрезе Северо-Кильдинского месторождения составляет 17,4 % от всей мощности триасовых отложений. Данное соотношение в разрезе песчаных и глинистых пород является благоприятным для сохранности возможных залежей УВ. Наиболее глинистой является ладинская часть разреза. Наиболее мощные песчаники содержатся в нижнетриасовых отложениях.

Западнее Северо-Кильдинской площади, в пределах листа R-(35), 36, прогнозируется зона невысоких катагенетических преобразований, в которой могут распространяться высокоемкие коллекторы с $K_{\text{п}} = 20–25 \%$.

Юрско-барремский НГК. Юрско-барремские отложения представляют собой покровную толщу осадочного чехла, современное распространение которой определяется величиной верхнемелового–кайнозойского апглифта, уничтожившего отложения в приподнятой части свода Федынского. В сторону Восточно-Баренцевского мегапрогиба мощность юрских отложений увеличивается до 1500 м.

Отложения представлены преимущественно песчаниками, алевролитами и глинистыми породами. Комплекс характеризуется наличием высоко- и среднеемких коллекторов и флюидоупоров, оптимальное соотношение которых в разрезе установлено по результатам бурения и в норвежском, и в российском секторах Баренцева моря [247]. В норвежском секторе (впадина Хаммерфест) залежи в юрско-неокомском НГК преимущественно газовые, приурочены к пластам песчаников ранне-среднеюрского возраста (формация *Sto*, верхний плинсбах–байос; формация *Nordmella* – синемюр–нижний плинсбах; *Tubeen*, рэт–геттанг). Пористость песчаников изменяется от 10 до 25 %. Лучшими коллекторами в разрезе являются песчаники прибрежно-морского генезиса формации *Sto*. Формирование глинистых пачек, служащих покрышками, относится к этапам максимумов трансгрессий, имевших место в плинсбахе, тоаре, аалене. Региональной покрышкой является верхнеюрско-барремская глинистая толща [173]. Во впадине Хаммерфест она наращивается снизу келловейскими глинами и объединяет формации *Fuglen*, *Hekkingen*, *Knurr*, *Kolje*. Основные типы ловушек, свойственные этому комплексу [173] – тектонически ограниченные и экранированные, реже ненарушенные антиклинальные. Во впадине Хаммерфест залежи газа находятся на глубинах 2500–3400 м.

На большей части площади листа глубины залегания подошвы юрско-барремского комплекса менее 2000 м, что, отчасти, является результатом поздне-мелового—кайнозойского апlifта. Как установлено [173], апlifту сопутствовали изменение наклона пластов-коллекторов, оживление разломов и эрозия.

На своде Федьнского отмечается выход под покров кайнозойских осадков отражающих горизонтов юрской, а в сводовых частях — и триасовой толщ.

Нижнеюрские отложения представлены здесь, по-видимому, исключительно песчаниками, несогласно перекрывающими верхнетриасовую толщу.

Среднеюрские (аален-батские) отложения также характеризуются преобладанием песчаников. В разрезе скв. Северо-Кильдинская-82 песчаники, разделенные глинами и алевролитами, слагают пачки мощностью 5—25 м. Песчаники представлены мелко-среднезернистыми разностями и отлагались в озерно-аллювиальных и прибрежно-морских условиях. По ГИС пористость таких песчаников составляет 8—13 %. Мощность аален-батской толщи 170—250 м.

Келловейская толща по своему составу может быть отнесена к полупокрышке, наличие которой в совокупности с ухудшением свойств и даже полным отсутствием региональной глинистой верхнеюрско-барремской покрышки является причиной отсутствия залежей УВ в юрских песчаниках Центрально-Баренцевского поднятия.

К северо-востоку от границ листа R-(35), 36 в Восточно-Баренцевском мегапрогибе к юрско-барремскому НГК приурочены газоконденсатные месторождения: уникальное Штокмановское и крупное Ледовое; крупное газовое Лудловское месторождение. Продуктивные пласты-коллекторы сосредоточены в стратиграфическом диапазоне от аалена до келловея [48]. В пределах Восточно-Баренцевского мегапрогиба комплекс характеризуется удачным соотношением в разрезе коллекторов и покрышек. Кроме региональной верхнеюрско-барремской покрышки имеются локальные покрышки, развитые внутри среднеюрской толщи, экранирующие залежи в аален-батских отложениях. Суммарная мощность продуктивной толщи песчаников составляет около 600 м. Глубина залегания продуктивных отложений 1400—2500 м.

Меловой ПНГК. Отложения мелового перспективного нефтегазонасного комплекса (ПНГК) имеют широкое распространение на большей части Баренцевского региона. Комплекс включает апт-альбские и верхнемеловые отложения и характеризуется неравномерным чередованием песчаников, алевролитов и глин. Меловой перспективный НГК является преимущественно коллекторской толщей, лишенной надежных региональных покрышек на всем шельфе Баренцева моря, что и определяет отсутствие промышленных залежей в этом НГК.

В норвежском секторе известны две непромышленные залежи нефти в песчаниках нижнего мела во впадине Хаммерфест, а при проходке этой части разреза скважинами в российском секторе повсеместно отмечались высокие газопоказания.

Проницаемая часть разреза мелового НГК практически повсеместно представлена субугленосными толщами аптского возраста. Коллекторы встречаются также в верхних частях валанжина—баррема и нижнего—среднего альба. По данным бурения в российском секторе Баренцева моря общая мощность проницаемой части ($K_n = 20\text{—}40\%$) может достигать в Западно-Баренцевской НГП 50—100 м [119, 207].

Альбская часть разреза преимущественно глинистая, особенно в верхней половине. Верхнемеловые отложения в значительной степени эродированы во всем Баренцевоморском регионе, они полностью отсутствуют на исследуемой площади.

Существенное отрицательное влияние на сохранность залежей в этом комплексе оказал позднемеловой–кайнозойский аплифт и связанные с ним перестройка структурного плана и развитие тектонических нарушений. Меловые отложения отсутствуют в пределах Кольско-Финмаркенской моноклизы. Комплекс оценивается как малоперспективный и на остальной площади листа.

Нефтегазогеологическое районирование

Нефтегазогеологическое районирование Баренцевоморского региона проводится на основе тектонического районирования и учета литолого-стратиграфических, фациальных характеристик разреза осадочного чехла, а также геохимических условий оцениваемого региона. Западно-Баренцевская НГП соответствует объекту регионального уровня – Свальбардской структурной области Баренцевской плиты. Самостоятельная Кольско-Канинская ВНГО выделяется в границах Кольско-Финмаркенской моноклизы (см. Схему прогноза нефтегазности).

В составе **Западно-Баренцевской НГП** на изученной площади листа R-(35), 36 выделены Финмаркенская НГО и Бьярмеландская НГО.

Бьярмеландская НГО в пределах листа охватывает прогиб Тиддли. Отложения ордовикско-верхнедевонского НГК погружены в его пределах на глубины более 5000 м и рассматриваются как малоперспективные. Комплексы верхнедевонско-нижнепермского и верхнепермского НГК представлены, согласно литолого-фациальным построениям, глубоководными отложениями и также характеризуются низкими плотностями ресурсов. В качестве основного НГК рассматривается триасовый. Наличие соляных диапиров (Октябрьский) позволяет предположить возможность обнаружения структурно-литологических ловушек, аналогичных ловушке, вскрытой скв. 7228/7-1 в норвежской части Варяжской зоны прогибов. В целом, плотности начальных суммарных ресурсов Бьярмеландской НГО оцениваются величиной менее 30 тыс. т/км².

Финмаркенская НГО на площади листа включает свод Федынского, Западно-Кольскую седловину и Октябрьский вал. Наиболее перспективными в пределах НГО являются участок свода Федынского и Октябрьский вал, плотности ресурсов в которых более 50 тыс. т/км².

Свод Федынского является структурой длительного конседиментационного развития. На склоне свода Федынского предполагаются зоны выклинивания в ордовикско-верхнедевонском НГК и распространение рифогенных построек каменноугольно-раннепермского возраста. На своде Федынского предполагается также распространение зоны улучшенных коллекторов верхнепермского НГК, строение которого здесь имеет много общего с разрезами норвежского сектора. Спорадический характер распространения и небольшие мощности коллекторов не позволяют рассчитывать на высокую перспективность этих отложений. Отрицательным фактором для сохранности залежей считается позднемезозойско-кайнозойский аплифт, который сопровождался

размывом юрско-барремского и мелового комплексов в привершинной части свода Федынского. Амплитуда относительного воздымания свода и величина эрозионного среза отложений на новейшем этапе оценивается величинами в 500–750 м.

Локальные антиклинальные структуры, выявленные к настоящему времени, расположены в пределах Октябрьского вала. Структуры (Рыбачинская, Курчатовская и Варяжская) прослеживаются по мезозойским и палеозойским отложениям осадочного чехла, но наибольшие площади и амплитуды имеют по триасовым отложениям.

В целом, наибольшие перспективы нефтегазоносности Западно-Баренцевской НГП, охваченной листом R-(35), 36, связаны с триасовым НГК.

Самостоятельная **Кольско-Канинская ВНГО** включает на территории листа западную часть Кольско-Финмаркенской моноклизы. В самых южных районах ВНГО (п-ов Рыбачий) на поверхность выходят рифейские отложения. В северо-восточном направлении в составе осадочного чехла присутствуют отложения палеозоя и мезозоя. Выделяются три зоны с различными плотностями ресурсов.

Первая зона объединяет северную часть п-ова Рыбачий и прилегающую к нему акваторию. Здесь перспективы могут быть связаны только с рифейскими и вендскими отложениями. В нефтегазоносном отношении они изучены слабо, но имеющиеся геологические сведения о характере залегания пород, коллекторских свойствах и других показателях позволяют, путем сопоставления с изученными бурением районами Мезенской синеклизы, оценить рифейско-вендские отложения п-ова Рыбачий и прилегающей акватории только как низкоперспективные.

Вторая зона, расположенная к северо-востоку от первой, характеризуется мощностями осадочного чехла от 200 до 1000 м. Большая часть разреза сложена преимущественно каменноугольно-нижнепермскими отложениями. Перспективы нефтегазоносности низкие.

Третья, самая обширная зона, характеризуется мощностью отложений осадочного чехла свыше 1000 м. Здесь выделяются зоны выклинивания и связанные с ними возможные ловушки в отложениях силура–ордовика, нижнего девона–силура, верхнего девона, аномалии типа «риф» в каменноугольно-нижнепермском НГК. Многочисленные аномалии волновой картины в верхнепермской части разреза свидетельствуют о возможном существовании литологических типов ловушек.

В целом наибольшие перспективы ВНГО связываются, при современной степени изученности, с верхнедевонско-нижнепермским НГК. В пределах ВНГО полностью отсутствуют отложения мелового НГК, а юрско-барремский представлен лишь в самой северной части ВНГО.

Замкнутые антиклинальные формы в пределах ВНГО практически отсутствуют, что не позволяет высоко оценивать перспективы нефтегазоносности.

В целом начальные суммарные ресурсы территории листа R-(35), 36 оцениваются величиной в 1120/774 млн т у. т. (в числителе – геологические ресурсы, в знаменателе – извлекаемые). Их распределение по фазовому состоянию и перспективным нефтегазоносным комплексам приведено в табл. 4 и показано на рис. 16. В составе НСР УВ по фазовому состоянию резко преобладает свободный газ, на долю которого приходится 54 % геологических ресурсов. Доля нефти составляет 37 %.

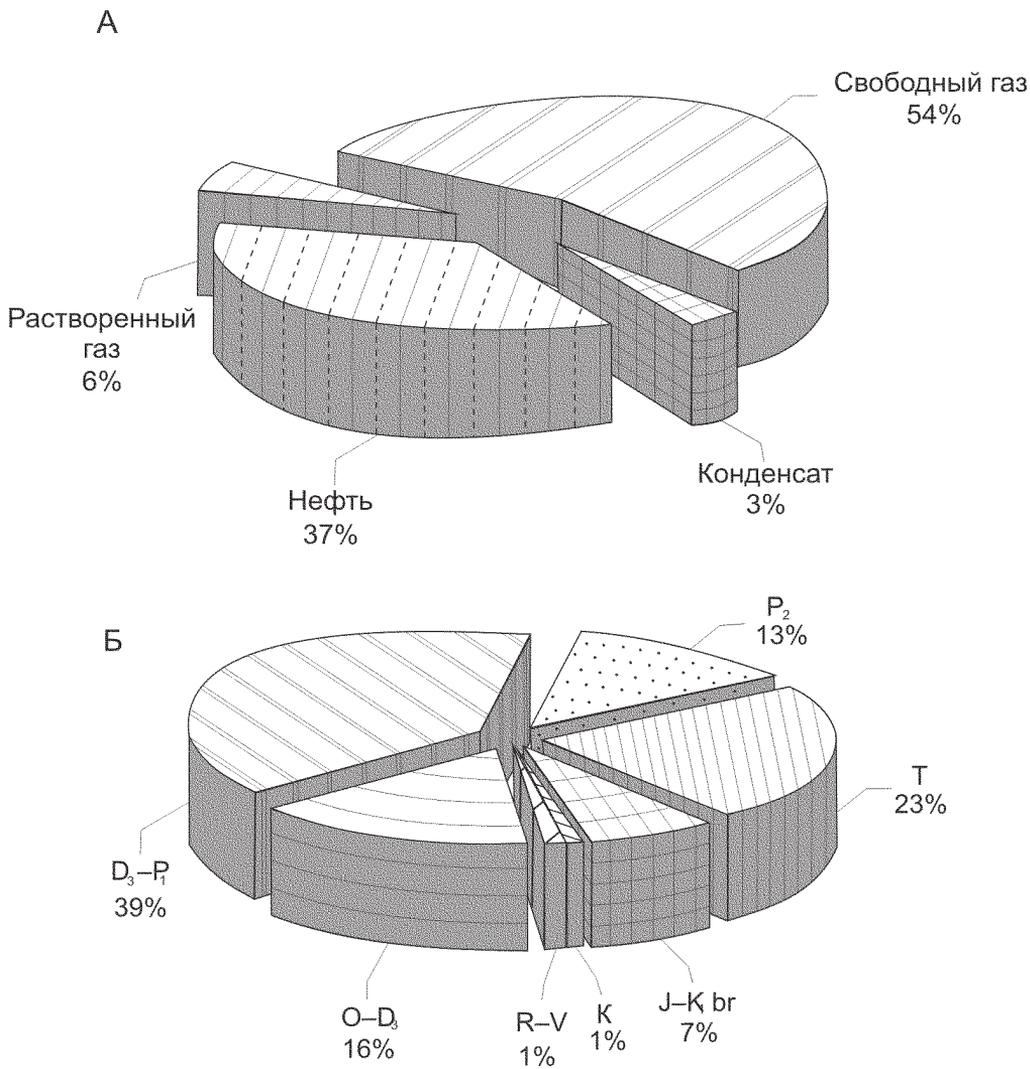


Рис. 16. Распределение прогнозных ресурсов углеводородов: А – по фазовому составу; Б – по нефтегазовым комплексам. Составила К. Г. Вискунова.

Прогнозные ресурсы углеводородов территории листа R-(35), 36

Состав углеводородов	Нефтегазоносные и перспективные комплексы							Всего
	R-V	O-D ₃	D ₃ -P ₁	P ₂	T	J-K _{1nc}	K	
Всего УВ,	<u>11,92</u>	<u>176,53</u>	<u>433,60</u>	<u>149,5</u> <u>7</u>	<u>257,37</u>	<u>82,12</u>	<u>8,40</u>	<u>1119,5</u>
млн т у. т.	6,56	94,87	257,91	77,15	250,39	79,14	8,36	774,38
Нефть,	<u>5,96</u>	<u>98,58</u>	<u>202,05</u>	<u>90,78</u>	<u>8,07</u>	<u>3,86</u>	<u>0,00</u>	<u>409,30</u>
млн т	0,60	29,57	60,62	27,23	2,42	1,16	0,00	121,60
Растворенный газ,	—	<u>18,07</u>	<u>32,33</u>	<u>11,80</u>	<u>1,13</u>	<u>0,20</u>	<u>0,00</u>	<u>63,53</u>
млрд м ³	—	5,42	9,70	3,54	0,34	0,06	0,00	19,06
Свободный газ, млрд м ³	5,96	59,87	166,01	45,23	245,47	77,15	8,28	<u>607,97</u>
Конденсат,	—	—	<u>33,20</u>	<u>1,76</u>	<u>2,70</u>	<u>0,92</u>	<u>0,12</u>	<u>38,70</u>
млн т	—	—	21,58	1,15	2,16	0,78	0,08	25,75

По распределению извлекаемых ресурсов углеводородов значимость продуктивных и перспективных комплексов, выделяемых в осадочном чехле, убывает в следующем порядке: верхнедевонско-нижнепермский, триасовый, ордовикско-верхнедевонский, юрско-барремский, верхнепермский, меловой и рифейско-вендский. Наиболее перспективным представляется верхнедевонско-нижнепермский комплекс, промышленная значимость которого в акватории Баренцева моря (исключая Печорское) еще не доказана. Наибольшие извлекаемые ресурсы нефти также приурочены к верхнедевонско-нижнепермскому НГК.

ТОРФ

Число торфяных месторождений на территории листа очень велико, в связи с чем на карте выделены лишь наиболее крупные из них, площадь промышленной продуктивности которых превышает 1000 га. Они расположены в районе Верхнетуломского водохранилища и в верхнем—среднем течении р. Воронья,

например, Пыршозерское (VI-5-1) площадью в промышленной границе залежи торфа более 14 тыс. га, Себль-Яич (V-5-2) площадью более 3 тыс. га. Большая часть запасов торфа области слагаются торфом низинного типа. Выявленные и учетные запасы торфа относятся к категории C_2 и прогнозных [249].

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ЧЕРНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Железо. Ведущая железорудная формация района – железистых кварцитов. По составу породообразующих силикатов и степени метаморфизма вмещающих пород выделяются два типа железистых кварцитов – амфибол-магнетитовые в условиях амфиболитовой фации метаморфизма и пироксен-магнетитовые в гранулитовой фации.

Всего месторождений, представленных железистыми кварцитами – 10, из них одно крупное (Оленегорское, VI-7-11) и три средних, эксплуатируются пять. Морфологически рудные тела представлены линзами, моноклинално залегающими согласно с гнейсовидностью и полосчатостью вмещающих биотитовых, лептитовых, биотит-амфиболовых, глиноземистых гнейсов, амфиболитов или кристаллосланцев кольского метаморфического комплекса. Продуктивная толща пересечена пегматитовыми жилами, дайками габбро-диабазов, интрузиями габброноритов и гранитов.

Рудоносные толщи приурочены к зонам северо-западного простирания с крутым падением, они ограничены разломами и локализованы в межкупольном пространстве среди гранито-гнейсовых куполов. Размеры тел железистых кварцитов очень различны: длиной от первых до 3200 м на Оленегорском месторождении при мощности от долей метра до 200 м, с раздувами до 300 м и более. Текстура руд обычно полосчатая, редко массивная. Минералогический состав железистых кварцитов и магнетит-амфиболовых (пироксеновых) сланцев изменчив (%): магнетита – от 10 до 60, кварца – 5–80, пироксена – 10–90, амфибола – 0–40, граната – 0–40, гематита – 0–15. По минералогическому типу руды делятся на магнетитовые и гематит-магнетитовые. Последние в основном известны в рудах Оленегорского месторождения, в которых среднее содержание руд с гематитом составляет 7 %, достигая 12–15 % [78]. Руды Кировогорского месторождения содержат примесь гематита лишь в приповерхностной части залежи, отношение магнетита к гематиту составляет 13,3 : 1 [78]. Второстепенные минералы представлены гранатом, биотитом и карбонатами.

Содержание железа валового в рудах обычно 25–35 %, растворимого от 20 до 30 %. Содержание второстепенных рудных элементов (%): Pb – 0,001–0,003, Ni – 0,003–0,006, Gl – 0,001–0,003, MnO – 0,05–0,06, V_2O_5 – 0,04–0,10. Содержание вредных примесей низкое: серы – 0,01–1,2 %, фосфора – 0,03–0,08 %. Рядовые концентраты содержат 65,6–65,7 % при извлечении 80–81 % и выходе концентрата 35–39 %. Полезные примеси позволяют использовать концентрат руд для литейных чугунов, специальных сталей в мартеновских и бессемеровских печах, а также получать суперконцентрат для использования в порошковой металлургии.

Среди месторождений Оленегорского рудного узла наиболее крупным является Оленегорское (VI-7-11). Оно представлено одним пластовым телом ам-

фибол-магнетитовых кварцитов, залегающим на границе амфиболсодержащих и глиноземистых гнейсов. Мощность тела до 300 м при длине 3200 м. Содержание растворимого железа 32 %. Месторождение эксплуатируется, утвержденные запасы руды по категориям А + В + С₁ составляют 487 млн т. На 1.01.2003 г. по месторождению числилось 418 млн т руды.

Вторым по промышленному значению является месторождение Кировогорское (VI-6-13). Выделены три линзовидных тела магнетитовых кварцитов. Мощность рудных тел 70–300 м, длина 700–2000 м. Содержание железа магнетитового 31 %, утвержденные запасы категории А + В + С₁ = 149 млн т, месторождение разрабатывается. Запасы промышленных категорий сосредоточены в контурах карьера, предназначенного для разработки руд месторождения.

На южном берегу оз. Куцколь в амфибол-пироксеновых кристаллосланцах залегает тело амфибол-пироксеновых магнетитовых кварцитов – месторождение Волчъетундровское (VI-6-9). Мощность тела 30–40 м, длина 200 м, содержание железа растворимого 27 %. Месторождение опробовано до глубины 150 м, запасы и прогнозные ресурсы руды по категории С₂ + Р₁ составляют 100 млн т. В 4 км восточнее оз. Кашкозеро находится проявление горы Свинцовая Тундра (VI-6-10) – 15 линз и пластовых тел железистых кварцитов мощностью 3–45 м, длиной 100–1000 м. Содержание растворимого железа 27 %, запасы категории С₂ – 11 млн т.

На территории известно большое количество мелких месторождений и проявлений железорудной минерализации. Многочисленные рудопроявления железа в северо-западной части Титовско-Поросозерского ЗКП, для которых характерна малая мощность и протяженность рудных тел, не имеют промышленного значения.

В пределах развития железисто-гнейсовой ассоциации пород кольского метаморфического комплекса выделены зоны развития железистых кварцитов. Здесь выявлены два рудопроявления – оз. Пинкельяр и горы Половинная (VI-8-1 и VI-9-12).

Рудопроявление Пинкельяр в верховьях р. Териберка представлено серией кулисообразно залегающих линз двупироксен-магнетитовых кварцитов мощностью до 100–140 м и длиной 100–1400 м. Среднее содержание железа растворимого – 23 %, по результатам 13 пробуренных скважин запасы руды по категории С₂ – 70 млн т, прогнозные ресурсы категории Р₁ + Р₂ = 123 млн т.

В междуречье Чудзъйок–Воронья расположено рудопроявление горы Половинная. Оруденение связано с пластовыми залежами диопсид-роговообманковых и двупироксен-роговообманковых железистых кварцитов, длиной 2500 и 3700 м, состоящих из нескольких рудных тел мощностью 10–80 м. Среднее содержание железа растворимого по данным кернового опробования девяти скважин – 29 %. Запасы руд по категории С₂ – 32 млн т, прогнозные ресурсы категории Р₁ + Р₂ – 115 млн т.

В районе оз. Кядельяр известно проявление амфибол-магнетитовых кварцитов среди биотитовых гнейсов (V-6-5). Содержание растворимого железа 31 %. Между ж/д станциями Кильдинстрой и Шонгуй находится проявление Кильдинское (V-7-15), представленное двумя сближенными линзами амфибол-магнетитовых кварцитов средней мощности 65 м и суммарной длиной 1260 м с содержанием растворимого железа до 30 %. Прогнозные ресурсы категории Р₁ до глубины 300 м оценены в 42 млн т. Имеются перспективы увеличения ресурсов за счет неизученных тел железистых кварцитов. В 15 км к востоку от

ж/д станции Шонгуй отмечено рудопроявление Шолтъявр (V-7-19). Оруденение связано с шестью телами дупироксен-магнетитовых кварцитов, залегающими в кристаллосланцах и глиноземистых гнейсах. Мощность тел 30–40 м, длина 500–1500 м. Содержание растворимого железа 26–32 %. Прогнозные ресурсы категории P_2 – 75 млн т. В юго-восточной части Шолтъяврской рудной зоны отмечено большое количество пунктов минерализации гиперстен-амфибол-магнетитовых кварцитов, залегающих среди кристаллосланцев, гранат-биотитовых и силлиманит-гранат-биотитовых гнейсов. Все они ввиду малой мощности не представляют промышленного интереса.

К северо-западу от оз. Чудзъявр закартировано шесть тел пироксен-магнетитовых кварцитов в гранат-биотитовых гнейсах с линзами амфиболитов и пироксен-амфиболовых кристаллосланцев. Видимая мощность тел кварцитов 2–25 м, длина 3–200 м, содержание растворимого железа 10–33 %.

Рудопроявление р. Валпес (V-4-21) в верховьях р. Аннама представлено семью линзами железистых кварцитов мощностью 10–70 м, длина тел по геофизическим данным 150–1500 м, содержание растворимого железа 18–29 %. Общие прогнозные ресурсы P_1 – 33 млн т. Северо-восточнее, к западу от ж/д Мурманск–Никель, среди гнейсов пестрого состава встречено несколько линз железистых кварцитов, наиболее мощным телом представлено рудопроявление оз. Вешкаявр (V-5-7), содержание растворимого железа 33 %, прогнозные ресурсы категории P_2 – 70 млн т.

Хром. Проявление хрома Падостундра (VI-3-20) связано с рудами хромитовой формации в гипербазитах. Массивы дунит-гарцбургитов, включая массив горы Падос, прослеживаются вдоль южной границы Лапландского блока («Серпентинитовый пояс»). Серпентинитовый пояс протяженностью 40 км включает более 12 линзообразных массивов длиной до 6–7 км. Массивы образованы гарцбургитами, оливинитами, пироксенитами. Отмечаются процессы серпентинизации, хлоритизации, оталькования, карбонатизации.

Проявление приурочено к массиву дунит-гарцбургитов. Хромитовое оруденение приурочено к серпентинизированным дунитам в виде линз, гнезд и жилков и образует прерывистый горизонт длиной 500 м и шириной 50 м. Густовкрапленные руды, образующие линзы мощностью до 0,5 м и длиной около 60 м, контролируются зоной катаклаза и рассланцевания. Содержание окиси хрома 24,5 %. Прогнозные ресурсы категории P_1 – 2,5 млн т при содержании Cr_2O_3 – 25 % [78].

Титан. На территории известен ряд рудных объектов титана, железа и ванадия, связанных с интрузиями ультраосновных пород в Лапландском блоке и его обрамлении. Кроме того, титан входит в состав комплексных апатит-ильменит-титаномагнетитовых руд в щелочных габброидах массивов Гремяха-Вырмес и Себлъявр.

Проявления титаномагнетитовых руд Яуршлаг (VI-5-3) и Равъярш (VI-5-2) в районе горы Элгорас приурочены к массивам габброанортозитов среди лапландских гранулитов. Оруденение Яуршлаг представлено шширообразными скоплениями богатой руды (70–75 % титаномагнетита, 8–10 % ильменита), содержание полезных компонентов составляет (%): железа растворимого – 24–44, TiO_2 – 5,9–8,5, V_2O_5 – 0,9–1,4. Проявление Равъярш значительно беднее (%): железа растворимого – 3–16, TiO_2 – 1–3, V_2O_5 – 0,01–0,09.

В массиве Гремяха-Вырмес (VI-6-2), расположенном на правом берегу р. Тулома, ильменит-титаномагнетитовое оруденение приурочено к краевой части массива, сложенной пироксенитами, плагиоперидотитами, габбро, габбро-норитами, троктолитами и оливиновыми габбро. Рудопроявление представлено шестью телами ильменит-титаномагнетитовых руд, образующих рудную зону длиной до 3 км и мощностью 50–250 м. Наиболее крупными являются рудное тело № 2 длиной 800 м и мощностью 66–250 м, а также рудное тело № 1, образованное двумя залежами протяженностью 400 м при мощностях 10–32 и 20–40 м [78]. Рудные тела сложены мелко-среднезернистым оливиновым габбро, имеют крутое падение.

Руды вкрапленные и массивные. Выделяются титаномагнетит-ильменитовые и ильменит-титаномагнетитовые разновидности руд. Ильменит образует тонкие пластинчатые вроски в титаномагнетите и обособленные зерна до 1,5 мм. Сульфиды распространены незначительно и представлены пирротинном, пентландитом и халькопиритом. Средние содержания железа валового – 21 %, TiO_2 – 7 %. В составе Западного месторождения выделено восемь рудных тел мощностью 10–200 м, длиной до 2400 м. Средние содержания железа валового – 18,5 %, TiO_2 – 6 %. Оруденение прослежено до глубины 400–450 м, в том числе богатых руд (11–12 % TiO_2) до 250–300 м. Утверждены запасы по категории C_2 в размере 76,5 млн т руды со средним содержанием TiO_2 – 13,35 % и ресурсы P_1 – 10,1 млн т. Доказана возможность получения апатитового, титаномагнетитового и ильменитового концентратов. Последний пригоден в качестве сырья для изготовления титановых белил. Ильменитовый концентрат содержит 49 % TiO_2 при извлечении 55 %, выход концентрата составляет 16 %.

ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Цинк, свинец. Большая часть рудопроявлений этих металлов представлена свинцово-цинковой рудной формацией в кварц-кальцитовых с баритом жилах. В северо-западной части листа выделяется Базарногубское жильное поле. Здесь известны пять проявлений жильного свинцово-цинкового оруденения: губа Базарная (9 жил), губа Долгая (5 жил), Самуил (7 жил), Раиса (8 жил), София (1 жила) [78].

Проявление губы Базарная (IV-5-1) связано с кварц-кальцитовыми жилами мощностью 0,1–0,5 м, длиной 70–200 м. Содержание свинца – 3,2 %, цинка – 2,8 %. В жилах содержится около 1000 т свинца.

Проявление Долгая Губа (IV-5-3): свинцово-цинковое оруденение приурочено к кварц-кальцитовым жилам мощностью до 0,5 м и длиной 70–220 м, содержание свинца – 3,2 %, цинка – 2,8 %, в отдельных блоках запасы свинца составляют до 1000 т. Жилы разрабатывались, но в настоящее время не представляют промышленного интереса из-за малых размеров и запасов руды. В пределах жильного поля содержание свинца колеблется от 0,52 до 22 % (среднее 9 %), цинка – от 0,15 до 9,59 % (среднее 4,87 %), серебра – 7 г/т, золота – до 0,3 г/т. Суммарные ресурсы жильного поля по категории P_1 составляют (тыс. т): свинца – 104,1, цинка – 46,8 [78].

Проявление Северное (V-5-1) на правом берегу р. Титовка представлено халькопирит-сфалерит-пирротинными рудами. Руды приурочены к широт-

ной тектонической зоне шириной первые сотни метров. Гнейсо-диориты биотитовые, гранат-биотитовые, высокоглиноземистые гнейсы в пределах зоны катаклазированы и милонитизированы, широко проявлены процессы окварцевания и мусковитизации. Рудная зона в целом имеет мощность первые десятки метров при общей длине до 1000 м. Скважинами в интервале 31–39 м встречено 10 зон свинцово-цинкового оруденения мощностью 0,2–2,3 м. Содержание цинка – 0,6–14 %, свинца – до 1 %. В качестве второстепенных полезных компонентов присутствуют: кобальт – до 0,11 %, платина – 0,7 г/т (одна штуфная проба, глубина отбора по скв. 2834 составляет 35,8–35,9 м).

Никель, медь. Ведущим промышленным типом никелевого оруденения на территории листа является сульфидный медно-никелевый. На карте полезных ископаемых показано 13 месторождений сульфидных медно-никелевых руд, из них два крупных, семь средних, четыре малых. Эксплуатируются – одно крупное, три средних; подготовлены к освоению – одно крупное, два средних; выработаны – одно среднее, два малых. На карте показано 12 проявлений.

Месторождения и проявления руд сульфидной медно-никелевой формации генетически связаны с комплексами основных–ультраосновных пород. Массивы, вмещающие месторождения медно-никелевых руд, образуют серии кулисообразных пластовых или линзовидных интрузивных тел общей протяженностью от 1500–2800 до 5000 м, по падению они прослеживаются до 1000–1500 м. Мощность отдельных интрузий составляет 10–300 м.

Сульфидные медно-никелевые руды в основном представлены халькопирит-пентландит-пирротинным типом с отношением никеля к меди 2 : 1. Руды пентландит-халькопирит-пирротинного типа отмечаются на флангах рудных тел. Для проявлений медно-никелевых руд наиболее характерны отношения никеля к меди 2,3 : 1 и 1,5 : 1, для точек минерализации наиболее часто встречаются отношения никеля и меди от 3 : 1 до 2 : 1. Таким образом, отношение никеля к меди 2 : 1 за редким исключением является важной геохимической характеристикой руд медно-никелевых месторождений района. В качестве главного минерала, кроме перечисленных выше, в состав руд входит и магнетит. Второстепенные минералы: пирит, ильменит, виоларит, сфалерит и некоторые другие. Руды содержат кобальт в количестве обычно сотых долей процента, платиноиды – десятые доли г/т, среди рассеянных элементов отмечены селен и теллур.

Месторождения Печенгского рудного узла генетически связаны с массивами рудоносных габбро-верлитов, залегающих среди вулканогенно-осадочных пород ждановской свиты. Рудные тела приурочены к лежащему боку массивов и контролируются тектоническими зонами близширотного простираения. Рудоносные интрузии локализованы в «продуктивной» толще людиковийского надгоризонта карелия. Она образована углеродистыми, сульфидно-углеродистыми сланцами, углеродсодержащими метапесчаниками и метаалевролитами, углеродистыми туфосланцами, туфами, пикритами и метаальзальтами. Всего выделено 226 интрузивных тел габбро-верлитового комплекса.

Печенгский рудный узел объединяет десять промышленных месторождений сульфидных медно-никелевых руд: Каула, Котсельвара-Каммикиви, Семилетка (западная часть района), Ждановское, Заполярное, Спутник, Тундровое, Верхнее, Быстринское, Сев. Онки (восточная часть района).

Месторождение Каула (IV-4-16) разрабатывается с 1945 г. и к настоящему времени практически отработано. Медно-никелевое оруденение связано с мас-

сивом габбро-верлитов и локализовано в широтной тектонической зоне, проходящей вдоль нижнего контакта серпентинизированных перидотитов. Два рудных тела имеют мощность 20 и 8 м, длину 600 и 200 м. Руды халькопирит-пентландит-пирротинового состава, содержание никеля – 2,6 %, меди – 1,4 %. Руды брекчиевые, массивные и богатые вкрапленные.

К востоку от горы Каула находится месторождение Котсельваара-Каммикиви (IV-4-14). Оруденение приурочено к тектонической зоне, проходящей вдоль лежачего бока массива габбро-верлитов. Отрабатываются два основных рудных тела мощностью 20 и 10 м, длиной 1500 и 540 м, представленных брекчиевыми, массивными и вкрапленными рудами халькопирит-пентландит-пирротинового состава. Содержание никеля в рудах – 1,2 %, меди – 0,65 %. Месторождение разрабатывается с 1951 г. Запасы руды на 1.01.2001 г. по категории А + В + С₁ составляли 8687 тыс. т. От месторождения Каула до месторождения Каммикиви прослеживается Главная рудная зона. Ее протяженность 4 км, она контролирует положение богатых рудных тел Каулы, Котсельвары и Каммикиви. Мощность этих тел меняется от 0,4–4 до 10 м. Характерны многочисленные ответвления длиной до 200–800 м.

Месторождение Семилетка (IV-4-15) на северном склоне горы Зап. Ортоайви связано с тремя массивами габбро-верлитов, расположенных ярусами. Рудные линзы длиной 100–200 м сложены брекчиевыми, прожилково-вкрапленными и вкрапленными рудами халькопирит-пентландит-пирротинового состава при содержании никеля – 0,8 %, меди – 0,4 %. Месторождение разрабатывается с 1966 г. Запасы руды на 1.01.2001 г. по категории А + В + С₁ составляли 7154 тыс. т.

В восточной части Печенгского рудного поля находится месторождение Спутник (IV-4-10), оно представлено тремя рудными телами. Главное рудное тело мощностью до 10 м и длиной до 600 м контролируется продольной тектонической зоной в метаморфизованных осадках ждановской свиты. Выше по разрезу, в лежачем боку массива габбро-верлитов залегают два рудных тела мощностью 10 и 7 м, длиной 700 и 500 м, халькопирит-пентландит-пирротинового состава. Главное рудное тело месторождения Спутник приурочено к оруденелой межпластовой продольной тектонической зоне. Эта зона прослеживается в восточном направлении на 7 км до Ждановского месторождения и вмещает тела богатых руд на контакте с рудоносными перидотитами. Среднее содержание никеля по месторождению 1,4 %, меди – 0,76 %. Запасы руды на 1.01.2001 г. по категории А + В + С₁ составляли 14 662 тыс. т.

Месторождение Заполярное (IV-4-20) к юго-востоку от месторождения Спутник представлено основным рудным телом мощностью 7 м, длиной около 1000 м, локализованным в тектонической зоне вдоль контакта ждановской и заполярнинской свиты, и рядом более мелких. Рудное тело сложено брекчиевыми, прожилково-вкрапленными и густовкрапленными рудами халькопирит-пентландит-пирротинового состава при среднем содержании никеля – 2 %, меди – 1,1 %. Запасы руды на 1.01.2001 г. по категории А + В + С₁ составляли 8983 тыс. т. Месторождение разрабатывается с 1975 г.

Месторождение Ждановское (IV-4-13) расположено к юго-востоку от месторождения Заполярное и представлено семью взаимосвязанными рудными телами пластовой и линзообразной формы, залегающими в приподошвенной части массивов габбро-верлитов. Брекчиевые и сплошные руды локализованы в тектонической зоне, но основная масса вкрапленных руд приурочена к вер-

литам лежащего бока массива. Руды халькопирит-пентландит-пирротинового состава в среднем содержат 0,6 % никеля и 0,25 % меди. Месторождение разрабатывается с 1959 г. В северо-западной части площади Ждановского месторождения, выше по разрезу ждановской свиты находится месторождение Тундровое (IV-4-11), рудные тела которого приурочены к южной части массива габбро-верлитов. Руды преимущественно вкрапленные, среднее содержание никеля – 0,5 %, меди – 0,26 %. Запасы руды на 1.01.2001 г. по категории А + В + С₁ составляли 498 837 тыс. т.

Месторождение медно-никелевых руд Быстринское (IV-4-12) находится к юго-западу от Ждановского и приурочено к лежащему боку массива габбро-верлитов, залегающему в верхней части разреза ждановской свиты. Среднее содержание никеля по месторождению – 0,5 %, меди – 0,24 %. Запасы руды на 1.01.2001 г. по категории А + В + С₁ составляли 21 293 тыс. т.

Рудопроявление Пахта (IV-4-3) связано с массивами габбро-верлитов, контролируемые тектонической зоной северо-западного простирания. Массивы залегают среди метабазальтов заполярной свиты. Длина массивов 2500–300 м, мощность 100–30 м, оруденение халькопирит-пентландит-пирротинового состава связано с семью из них. Средняя мощность рудных тел 3 м, длина 170 м, содержание никеля 0,7 %, меди 0,3 %. Руды вкрапленные и прожилково-вкрапленные. Его ресурсы категории Р₁ + Р₂ оценены в 215 тыс. т никеля.

К северо-западу от месторождения Пахта расположено проявление р. Колосийки (IV-4-2), связанное с массивом габбро-верлитов, залегающим в той же Пахтозерской тектонической зоне, в метабазальтах и туфах заполярной свиты. Рудное тело мощностью до 9 м и длиной 280 м залегают в лежащем боку массива и сложено рудами халькопирит-пентландит-пирротинового состава. Руды брекчиевые и вкрапленные, содержание никеля – 4,7–0,8 %, меди – 0,9–0,3 %.

Юго-восточная граница Печенгского рудного поля определяется положением непромышленного месторождения Сев. Онки (IV-4-21). Оруденение приурочено к лежащему боку двух массивов габбро-верлитов. В центральных частях массивов руды вкрапленные, в их подошве – сплошные и брекчиевые. Мощность руд халькопирит-пирротинового состава 1,6 м, длина 120 м, среднее содержание никеля 1,2 %, меди – 0,6 %.

Восточный фланг ждановской свиты в меньшей степени насыщен массивами габбро-верлитов, чем западная часть, в пределах которой сосредоточены все месторождения медно-никелевых руд. Габбро-верлиты восточного фланга практически безрудны, обычно в лежащем боку серпентинизированных верлитов отмечается бедная вкрапленность сульфидов, не имеющая практического значения. В некоторых случаях отмечаются содержания никеля и меди, приближающиеся к кондиционным для руд Печенгского типа. На левом берегу р. Валлас находится одноименное проявление (V-4-11). Оно связано с двумя параллельно расположенными массивами габбро-верлитов. Вкрапленное и просечно-вкрапленное оруденение приурочено к лежащему бокам массивов. Рудные тела мощностью 2–7 м и длиной 200–1000 м содержат никеля – 0,31–0,47 %, меди – 0,10–0,24 %. Брекчиевое и прожилково-вкрапленное оруденение с содержанием никеля 0,4–1,0 % и меди 0,15–0,70 % приурочено к тектонической зоне, расположенной в туфогенно-осадочных породах ждановской свиты между двумя массивами.

Аллареченский рудный узел объединяет два отработанных к настоящему времени малых месторождения: Аллареченское и Восток. Всего в этом районе

известно около 400 массивов гипербазитов, залегающих в гнейсах и амфиболитах кольского метаморфического комплекса и лопийских плагиогранитоидов, реоморфизованных в карельское время.

Месторождение Аллареченское (V-4-16) приурочено к массиву амфиболизированных гипербазитов меридионального простирания длиной 850 м. В разрезе массив имеет сложную корытообразную форму. Вдоль западной части массива проходит вертикальная тектоническая зона, контролировавшая залежи сплошных и вкрапленных руд. К востоку, с удалением от разлома, вкрапленные руды становятся более бедными и постепенно переходят в безрудные метагипербазиты. На южном фланге месторождения рудные тела выходили за пределы массива, образуя пологие сульфидные жилы во вмещающих породах, их удаление от массива достигало 150 м. Руды преимущественно халькопирит-пентландит-пирротинового состава при средних содержаниях никеля — 4,8 %, меди — 1,95 %. На месторождении добыто около 80 тыс. т никеля.

Месторождение Восток (V-4-17) в 4 км юго-восточнее месторождения Аллареченское связано с небольшими пластовыми телами гипербазитов, залегающими в амфиболитах. Месторождение представлено двумя зонами оруденелых гипербазитов — верхней и нижней, они отстоят по вертикали друг от друга на 20–25 м в северо-западной части месторождения и 140–180 м на его юго-восточном фланге. Верхняя рудная залежь длиной 300 м наибольшее количество сульфидов содержит в центральной части (брекчиевые руды) в зоне разлома северо-восточного простирания. Юго-восточнее руды становятся прожилковыми, затем вкрапленными, более медистыми. Та же закономерность изменения текстуры руд отмечена и к северо-западу от упомянутой зоны разлома. Нижняя рудная залежь отличается непостоянством мощности и представлена тремя рудными телами, залегающими одно под другим с некоторым смещением в плане. Руды брекчиевые, сплошные, прожилково-вкрапленные и вкрапленные. Среднее содержание никеля по месторождению Восток — 2,1 %, меди — 0,95 %. Всего на месторождении добыто около 50 тыс. т никеля.

Рудопроявление р. Руннийоки (V-3-8) находится в северо-западной части Аллареченского рудного района и связано с амфиболизированным массивом гипербазитов мощностью 7–25 м, длиной 1800 м, залегающим в лопийских плагиогранито-гнейсах, реоморфизованных в карельское время. Выявлены две рудные зоны: в лежащем боку массива зона вкрапленных руд, среднее содержание никеля 0,65 % и меди 0,45 %; зона сплошных и густовкрапленных руд мощностью 0,45 м и длиной 40 м залегает в гранито-гнейсах на 3–5 м ниже подошвы массива и среднее содержание никеля по ней составляет 5,1 %, меди — 2,4 %. Несмотря на высокие содержания полезных компонентов рудопроявление не имеет практического значения из-за небольших запасов.

Оруденение Карикъяврского медно-никелевого рудного узла связано с массивами лерцолит-вебстерит-габброноритового состава. Рудопроявление Карикъявр-1 (V-5-5) связано с дифференцированным массивом размером 2,0–0,6 км, вытянутым в широтном направлении. Медно-никелевое оруденение приурочено к нижней части разреза массива и представлено следующими типами руд: вкрапленными и густовкрапленными с каплевидной и сидеронитовой текстурой, обычно локализующимися в эндоконтакте массива; массивными в лерцолитах; массивными, брекчиевыми и прожилково-вкрапленными в

экзоконтакте массива. В пределах массива выделено три рудных тела и четыре линзы. Руды имеют переменный минералогический состав от халькопирит-пентландит-пирротинового до пирротин-пентландит-халькопиритового. Среднее содержание по месторождению: никеля — 0,6 %, меди — 0,46 %. Запасы оценены в 106 тыс. т никеля.

В 2–3 км к югу от рудопроявления Карикъявр-1 находятся два рядом расположенных массива лерцолит-вебстерит-габброноритового состава, с которыми связано рудопроявление Карикъявр 2 (V-5-3). Неравномерно вкрапленные и гнездово-вкрапленные руды проявления с содержанием никеля 0,8 %, меди — 0,4 % при мощности рудных тел 0,8–1,5 м, находящихся на глубинах 150–300 м, не представляют промышленного интереса.

Ловнозерский никеленосный район расположен южнее Печенгского рудного района в пределах Лапландского гранулитового пояса и включает Ловноозерское месторождение и ряд проявлений и пунктов минерализации сульфидных медно-никелевых руд.

Месторождение Ловноозерское (VI-3-6) связано с компактной группой массивов вебстерит-габброноритовой формации, расположенных на площади 3 км². Всего выявлено восемь рудных тел, приуроченных к верхней части и лежащему боку массивов базитов. Преобладающая мощность вкрапленных руд 5–20 м, иногда до 35 м, реже встречаются брекчиевые руды мощностью 0,1–0,5 м, иногда до 1,5 м. Содержания никеля в рудных телах — 0,37–1,0 %, меди 0,11–0,51 %. По основному рудному телу (массив 1): никеля — 0,88 %, меди — 0,43 %. Запасы руды составляют около 9550 тыс. т и отнесены к забалансовым.

Проявление Лаукку-1 (V-2-2) приурочено к массиву норитов длиной 600 м и мощностью около 200 м в его средней части. Основное оруденение отмечено в лежащем боку массива на его восточном фланге и представлено несколькими горизонтами бедных вкрапленных руд халькопирит-пентландит-пирротинового состава. Длина наиболее крупного рудного тела 100 м при мощности 20 м и среднем содержании никеля 0,3 %.

Проявление Юнгес (V-2-3) связано с массивом лерцолит-вебстерит-габброноритов размером в плане 1500 × 200 м. Оруденение вкрапленное, развито в маломощных зонах. Содержание никеля обычно не более 0,2 %, иногда достигает 0,5 % и меди — 0,15 %.

На территории листа имеется ряд проявлений медно-никелевой минерализации, связанных с перидотит-пироксенит-габброноритовым комплексом расслоенных интрузий сумийского возраста.

Проявление Луостари (IV-5-15) связано с расслоенным массивом основных пород, вытянутым в северо-восточном направлении на 3 км. Массив прорывает архейские плагиограниты и на юго-западе перекрывается конгломератами телевинской свиты, залегающими в основании Печенгской структуры карелид. Массив сложен в основном амфиболлизированными габброноритами. Оруденение контролируется тектоническими нарушениями, по большей части продольными. При бортовом содержании никеля 0,2 % мощность оруденелых зон составляет 8–10 м при длине до 300 м. Пентландит-халькопирит-пирротинные руды вкрапленные и прожилково-вкрапленные содержат: меди — 0,8 %, никеля — 0,2 %, присутствуют платина и палладий.

Кроме перечисленных выше рудных объектов, входящих в состав выделенных металлогенических таксонов, существует еще ряд проявлений и точек минерализации сульфидных медно-никелевых руд, которые связаны с различными комплексами основных—ультраосновных пород.

На южном берегу оз. В. Волчье к одному из двух небольших массивов клинопироксенит-верлитов приурочено проявление Южноволчьегундровское (VI-6-14). Размеры массива в плане 400 × 150 м. Бедная прожилково-вкрапленная минерализация связана с приконтактными зонами. Мощность зон минерализации висячем его контакте 0,5 м, в лежащем — 3,6 м. Содержание никеля — 0,1–1,1 %, меди — до 0,5 %.

Характерной особенностью медно-никелевого оруденения в связи с клинопироксенит-верлитами является постоянное преобладание меди над никелем, неравномерность распределения его по разрезу массивов, трудности в геометризации рудных тел. В силу перечисленного этот тип оруденения вряд ли может иметь промышленное значение.

В восточных предгорьях хребта Волчьи Тундры известны еще два проявления: Никелевый Ручей (VI-6-12) и Приозерное (VI-6-15). Первое из них представлено бедным неравномерно-вкрапленным оруденением в эндоконтактах двух массивов норитов, расположенных в зоне восточного экзоконтакта габброидов Волчьих Тундр. Мощность минерализованных зон 0,5–2,5 до 9–17 м. Содержание (%): никеля — 0,05–0,4 (до 1,5 в единичных пробах), меди — 0,03–0,3 (до 0,6).

Руды проявления Приозерное на западном берегу оз. Мончезеро локализованы в меридиональной тектонической зоне среди гнейсов кольского метаморфического комплекса и пространственно совмещены с линзовидным телом куммингтонитовых амфиболитов. Оруденение неравномерное, вкрапленное, прожилково-вкрапленное и брекчиевое в самой тектонической зоне. Брекчиевые руды существенно пентландит-пирротиновые, в прожилково-вкрапленных халькопирит преобладает над пентландитом. Содержание (%): никеля — 0,04–3, (среднее 0,66), меди — 0,04–5 (среднее 0,55). Мощность рудного тела в головной части 4–5 м, с глубиной увеличивается до 16 м. Крутое падение рудного тела на юго-запад и малые запасы полезных компонентов делают нерентабельной его отработку.

С дифференцированным массивом пород застейдовского комплекса размером в плане 1 × 3 км, расположенным в восточном экзоконтакте Лапландских гранулитов, связано проявление медно-никелевых руд Застейд-2 (VI-5-1). Оруденение приурочено к краевой зоне полевошпатовых пироксенитов, мощность зон вкрапленного оруденения 5–90 м при длине 2 км, среднее содержание никеля по зоне 0,1–0,3 %, меди в 1,5 раза меньше. На отдельных участках густой вкрапленности сульфидов содержание никеля достигает 1,5 %, меди 1,3 %.

Молибден. Известны рудопроявления молибдена Юрийокское и Пеллапахк.

Рудопроявление Юрийокское (VI-3-15) расположено вблизи южной части Лапландского блока и генетически связано с субвулканическим телом грейзенизированных гранит-порфиров. Размер тела в плане 500 × 800 м, оно окружено с востока и юга зоной эруптивных брекчий мощностью 200–500 м. Пневматолито-гидротермальные образования представлены кварцевыми жилами четырех генераций. Молибденовое оруденение связано с флюорит-мусковит-кварцевыми жилами 2-й генерации, залегающими во внешней зоне эруптивных брекчий, где их положение контролируется системой дугообразных трещин. Протяженность рудоносных жил 10–700 м, мощность от 0,1 до 5 м. Наиболее часто встречающиеся содержания молибдена (48,7 % проб) — 0,1–0,5 %.

В единичных пробах содержания достигают 5 %. Руды также содержат вольфрам — 0,01–0,06 %. Утвержденные ГКЗ в 1964 г. запасы были сняты с баланса в 1969 г. в связи с их малым количеством и удаленностью объекта от горно-промышленных центров.

Рудопроявление горы Пеллапахк (VI-9-2) расположено в пределах Титовско-Поросозерского зеленокаменного пояса. Главными компонентами являются медь и молибден, второстепенными — серебро и золото. Оруденение локализовано в зоне контакта кварцевых порфиров пеллапахкского комплекса и глиноземистых сланцев лопия (поросозерская толща) и представлено зоной штокверкового оруденения длиной 2500 м при мощности 200–300 м. Предполагаемая протяженность зоны 4,5 км. Глубина вскрытия без изменения состава руд — 300 м. Коэффициент рудоносности 0,6–0,7. Руды вкрапленные, прожилково-вкрапленные и прожилковые. Руды сложены пиритом, халькопиритом, молибденитом, сфалеритом, а также пирротином галенитом и арсенопиритом. Содержание молибдена — 0,06 %, меди — 0,25 %, серебра — 2 г/т, золота — 0,1 г/т. При этом 40 % ресурсов сконцентрировано в рудах с содержанием молибдена — 0,11 %, меди — 0,48 %. Для всех типов руд характерно отношение $Cu : Mo$, равное 4. Возможно получение молибденового и медного концентратов. Прогнозные ресурсы проявления Пеллапахк по категории P_1 составляют: богатые руды — 234 млн т, Mo — 257 тыс. т, Cu — 1123 тыс. т [78]. Оценка прогнозных ресурсов позволяет отнести проявление к разряду перспективных.

РЕДКИЕ МЕТАЛЛЫ И РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Основные месторождения и проявления редких металлов связаны с формацией редкометалльных пегматитов.

Бериллий. Наиболее значительное проявление бериллия — оз. Большой Лапоть (V-7-9) связано с жилой альбитизированных микроклиновых пегматитов мощностью 20–25 м и длиной 700 м. Жила имеет северо-восточное простирание и полого падает на юго-запад под углами 15–250°. Оруденение приурочено к центральной альбит-кварцевой зоне жилы и к зоне блокового пегматита. Оруденение носит гнездовый характер, размеры гнезд от 0,5 до 3 м в поперечнике. Среднее содержание окиси бериллия составляет 0,06 %. Среднее содержание рудоразборного берилла — 5–6 кг/т при содержании в нем окиси бериллия 7–10 %. С рудоразборным бериллом связано до 50 % окиси бериллия. Берилловые руды содержат в среднем 0,01 % пятиоксида ниобия, 0,005 % пятиоксида тантала в виде колумбита и 0,005 % двуоксида лития, связанного со сподуменом и бериллом.

Берилловое оруденение в пегматитах Титовско-Поросозерской шовной зоны вместе с сопутствующей тантал-ниобиевой минерализацией не образует промышленных скоплений. Исключение, при условии ручной рудоразборки, может представлять проявление бериллия оз. Большой Лапоть.

Литий, цезий. Все месторождения лития и цезия приурочены к позднелопийским редкометалльным пегматитам, которые прорывают лопийские образования Титовско-Поросозерского зеленокаменного пояса.

Месторождение Полмостундровское (VI-9-10) связано с серией альбит-сподуменовых пегматитовых жил мощностью 30–40 м и длиной от 300 до 3000 м. Обычно протяженность жил составляет 1000–1300 м. По падению жилы прослежены на 200–300 м без признаков выклинивания. На участке месторождения выделено 12 жил пегматитов, вмещающие породы – сланцеватые амфиболиты. Всячий бок и центральная часть жил сложены кварц-сподуменным пегматитом, лежащий бок – кварц-микроклиновым агрегатом. Пегматиты образованы (%): кварцем – 30–40, альбитом – 10–70, сподуменом – 20–50, микроклином – до 20. Выделяется блок богатых сподуменовых руд – 4,5 млн т с содержанием Li_2O – 2%. Главные рудные минералы – сподумен, берилл. Содержание окиси лития – 1,2–1,4%, бериллия 0,03%. Получены сподуменный, танталит-колумбитовый концентраты. Балансовые запасы руды на 1.01.2004 г. по категории А + В + С₁ составляют 13 285 тыс. т, С₂ – 15 482 тыс. т. Данный объект является высококачественным месторождением литиевых руд.

Проявление Олений Хребет (VI-9-6) – три альбит-сподуменные жилы мощностью 1,5–5 м, длиной 100–200 м с танталит-колумбитом, в меньшем количестве присутствует берилл. Содержание окиси лития 0,7–0,9%, пятиокси тантала – 0,015%, окиси бериллия – 0,08%.

Комплексное оруденение месторождения горы Васин-Мыльк (VI-9-7) приурочено к телу пегматитов микроклин-альбитового со сподуменом и поллуцитом. На месторождении локализованы три жилы поллуцитосодержащих пегматитов. Протяженность жил составляет 70–220 м, по падению прослежены на 140–350 м. Мощность жил 3–5,4 м с раздувами до 14 м, средняя мощность тела 4,5 м. Пегматиты сложены кварцем, альбитом, микроклином, клевеландитом, мусковитом, апатитом и турмалином. Редкометалльное оруденение представлено поллуцитом, сподуменом, танталитом, колумбитом, лепидолитом, бериллом и др. Среднее содержание окиси лития 0,7–0,9%, цезия – 0,34%. Получены поллуцитовый, сподуменный, танталитовый и бериллиевый концентраты [78]. Балансовые запасы руды на 1.01.2004 г. по категории С₂ – 638 тыс. т.

Проявление комплексных редкометалльных руд горы Охмыльк (VI-9-3): оруденение связано с пятью микроклин-альбитовыми жилами со сподуменом, длина жил 100–150 м при мощности 5–10 м. Оруденение приурочено к центральным частям жил, сложенным блоковым микроклином до 2–3 м в поперечнике и гнездообразными скоплениями кварца. Главные рудные минералы: танталит-колумбит, сподумен, поллуцит, лепидолит. Содержание (%): пятиокси тантала 0,012, окиси рубидия – 0,2, цезия – 0,08, лития – 0,5.

Комплексное редкометалльное оруденение р. Мудайок (VI-9-5) связано с центральной частью двух микроклин-альбитовых со сподуменом пегматитовых жил длиной 13 и 160 м и мощностью в раздувах до 60 м. Главные рудные минералы: поллуцит, сподумен, лепидолит, танталит-колумбит. Содержание (%): окиси цезия – 0,05–3,05, лития – 0,3, рубидия – 0,4, пятиокси тантала – 0,01. Рекомендованы разведочные работы.

Ниобий и тантал. Рудопроявления ниобия и тантала связаны с массивами Себляярвского щелочно-ультраосновного и Гремяха-Вырмесского щелочно-основного комплексов формаций.

Проявление ниобия и тантала Себляярв (V-6-16) связано с апатит-силикатными и апатит-карбонатными рудами с гатчеттолитом и пироксолом. Мор-

фология рудных тел не установлена. По отдельным скважинам мощность рудных интервалов меняется от 8 до 25 см при среднем содержании Nb_2O_5 — 0,146 %, Ta_2O_5 — 0,012 %.

Проявление ниобия и циркония массива Гремяха-Вырмес (V-6—17) представлено рудами редкометалльно-щелочно-метасоматического типа в альбититах и эгиринитах. С учетом бортового содержания Nb_2O_5 — 0,1 % выделяются два рудных тела с содержанием Nb_2O_5 — 0,41 % и ZrO_2 — 0,34 %. Кроме того, предполагается наличие еще 4—5 рудных тел с цирконом и пироксеном.

БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Золото. На территории листа рудопроявления золота сосредоточены в пределах Колмозерско-Вороньинской структуры Титовско-Поросозерского зеленокаменного пояса и Южно-Печенгской зоны складчато-разрывных дислокаций. Они относятся к золото-кварцевой формации. В указанных районах в настоящее время выявлены многочисленные проявления и пункты золоторудной минерализации.

В Колмозеро-Воронинской структуре наиболее детально изучены проявления Оленинское и Няльм 1 и 2.

Проявление Оленинское (VI-9-4) расположено на северо-западе хр. Олений и приурочено к тектонической зоне в метабазах оленийской (полмостундровской) свиты. Во вмещающих породах широко развиты разнообразные основные и кислотные метасоматиты. Золото связано с интенсивно проявленными процессами окварцевания, которое сопровождается вкрапленностью сульфидов (5—30 %). Длина зоны 1500 м при ширине 50 м. В ней выделено шесть крутопадающих рудных линз [78]. Рудные тела — линзы мощностью 1,8—7,5 м, длиной 20—90 м, прослежены по падению на 60—120 м. Главные рудные минералы — пирротин, арсенопирит, халькопирит, сфалерит, галенит. Наиболее продуктивной является гнездовая и прожилково-вкрапленная золото-арсенопиритовая минерализация. Содержание золота в рудных линзах от 1,5—7 до 14,7 г/т при среднем содержании 3,1 г/т. Содержание серебра меняется от 0,5 до 100 г/т, максимальное 804 г/т по данным пробирного анализа [78]. Прогнозные ресурсы категории P_1 золота Оленинского проявления до глубины 100 м составляют: руды — 1 млн т, золота — 3 т. По Оленинскому рудному полю до глубины 100 м прогнозные ресурсы P_2 оцениваются в 1,6 млн т руды и 5 т золота. Извлечение золота и серебра из руды составляет ~90 % [78].

Проявление оз. Няльм-1 (VI-9-8) связано с золото-кварцевой сульфидной минерализацией штокверкового типа, локализованной в центральной части штока габбродиоритов, прорывающего метавулканы среднего и кислого состава вороньтундровской свиты. Размеры штока габбродиоритов в плане 150 × 100 м. На проявлении выделяются зона штокверкового оруденения размером 60 × 160 м и три жильных рудных тела мощностью от 2 до 4 м, протяженностью 45—110 м и длиной по падению 55—140 м. Рудные тела окружены ореолом метасоматитов. Главные рудные минералы: пирит, марказит, пирротин, мельниковит, в меньшем количестве арсенопирит, сфалерит, галенит, самородный висмут и золото. Золото ярко-желтого цвета, размером до 0,5—0,6 мм, встречаются мелкие самородки весом до 2 мг. Пробность 870—920. Форма золотин листовая, дендритовидная, веретенообразная, лепешковидная. На ору-

денелых участках содержание кварца достигает 40 %. Золоторудный штокверк содержит 1,2 г/т золота. Прогнозные ресурсы штокверка категории P_1 до глубины 300 м составляют 25 млн т руды или 3 т золота; прогнозные ресурсы P_1 по жильным телам — 360 тыс. т руды или 4,5 т золота. Суммарные ресурсы по рудопроявлению оцениваются 7,5 т [78].

Проявление оз. Няльм-2 (VI-9-9) расположено в 3 км к востоку от проявления Няльм-1 и приурочено к контакту амфиболитов с метагаббродиабазами. Оруденение относится к пирротин-халькопиритовому минеральному типу золото-кварцевой формации. В метазахитах прослеживается минерализованная зона, сложенная метасоматитами—пропилитами и березитами. Зона имеет мощность 40—140 м, прослежена на 1800 м, предполагаемая протяженность — 3 км. Рудное тело локализовано в окварцованных метасоматитах (содержащих до 40—45 % кварца). Мощность рудного тела 3,4 м, длина по простиранию 105 м, по падению 50—105 м. Руда гнездово-вкрапленная, состоящая из агрегата пирротина, халькопирита и арсенопирита, среднее содержание золота 3,4 г/т. Размеры золотин от 0,006—0,03 до 0,18 мм, пробность 920—930. Прогнозные ресурсы категории P_1 до глубины 300 м составляют: руды — 1 млн т, золота — 3,4 т [78]. На фланге рудного тела предполагается наличие двух объектов с таким же количеством ресурсов категории P_2 .

В Южно-Печенгской зоне складчато-разрывных дислокаций известны многочисленные пункты золоторудной минерализации, наиболее хорошо изученными из которых являются Брагино Северное (V-4-5) и Брагино Южное (V-4-7). Вместе они представляют собой рудную зону шириной 1 км, между озерами Меннель и Брагино, прослеженную электроразведочными работами на 2000 м. Повышенные содержания золота приурочены к зонам милонитизации и дробления в метапикритах, сопровождающихся интенсивным метасоматическим окварцеванием.

Брагино Северное (V-4-5) расположено вблизи узла пересечения двух разломов. Участок сложен переслаивающимися филлитовидными и серицит-актинолит-хлорит-биотитовыми сланцами с прослоями лав ультраосновных пород, превращенных в тальк-актинолит-биотитовые и тальк-хлоритовые сланцы. Зоны милонитизации и дробления, ориентированные согласно простиранию пород, сопровождаются интенсивным окварцеванием, вплоть до образования вторичных кварцитов. Рудные кварцевые метасоматиты представлены мелкозернистой трещиноватой сахаровидной породой с мелкой неравномерной вкрапленностью сульфидов в количестве 1—3 %.

Оруденение связано с зоной окварцевания шириной 110 м, прослеженной по простиранию на 270 м. В ее пределах выделено пять зон интенсивно окварцованных пород с мелкой неравномерной вкрапленностью сульфидов (1—3 %), мощностью от 1—2 до 5 м. Повышенные содержания золота приурочены к участкам кварцевого метасоматоза, сопровождающихся интенсивным развитием низкотемпературных минералов: фуксита, серицита, хлорита, карбоната. Сульфиды представлены вкрапленностью халькопирита, арсенопирита, пирита и пирротина. Самородное золото отмечено в 2—3 случаях и представлено скоплениями очень тонких неправильных чешуек. Содержание золота от 0,001 до 1,0 г/т, максимальное — 3 г/т.

Брагино Южное (V-4-7) расположено в пределах межслоевой тектонической зоны северо-западного простирания, которая фиксируется к юго-востоку зонами проводимости ДИП и участками повышенной сульфидной и графито-

вой минерализации. Повышенные содержания золота связаны с зонами интенсивного карбонат-кварцевый метасоматоза и приурочены либо к контакту пикритовых порфириров, либо к участкам переслаивания пикритов с вмещающими породами. Карбонат-кварцевый инъекционный материал составляет от 2–5 до 60–80 %. Жильный кварц белого цвета средне-крупнозернистого сложения содержит гнезда карбоната, лимонита, чешуйки серицита, фуксита, ксенолиты вмещающих пород (около 10 %). Мощность отдельных жил достигает 0,1–1,2 м. Серии кварцевых жил образуют рудные зоны, мощностью от 3,1 до 10,1 м. В кварцевых жилах присутствует разрозненная вкрапленность сульфидов, представленная пиритом, халькопиритом, ковеллином, сфалеритом. Встречаются редкие зерна магнетита, рутила, ильменита, лейкоксена. Средневзвешенные содержания золота по рудным зонам от 0,34 до 0,37 г/т, максимальные содержания по отдельным пробам 2–3 г/т. Прослеженная длина рудных зон 250 м. За пределы участка оруденение прослежено зонами проводимости на 2000 м.

Прогнозные ресурсы золота Южнопеченгской зоны составляют 70 т до глубины 200 м при содержании золота 4,8 г/т, по участку проявления Брагино – 8 т до глубины 50 м [121].

РАДИОАКТИВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Уран. Все проявления урана приурочены к флангам позднекарельского многофазного Лицко-Арагубского диорит-гранитового комплекса. Радиоактивная минерализация локализована в метасоматитах, которые контролируются разрывными нарушениями. Урановая минерализация, представленная настураном, установлена в альбит-гидрослюдисто-хлоритовых метасоматитах с карбонатами и сульфидами [127]. Возраст оруденения 380 млн лет.

Проявление Береговое (V-5-8) расположено в пределах Лицевской зоны разломов северо-восточного простирания. Урановое оруденение локализовано в тектонизированных биотитовых гнейсах. Рудная зона прослежена по простиранию на 300 м, по падению на 240–410 м, до глубины 45–160 м, имеет северо-западное падение, мощность от 10–20 до 40–65 м. Размеры рудных тел (при содержании U – 0,01–0,03 %) от первых до десятков метров. Мощность тела с кондиционными содержаниями U от 0,073 до 0,138 % составляет 0,1–1,1 м. В проявлении отмечены повышенные содержания Pb, Zn, Cu, Be, Ag, F, Y, Mo, Ti, Ni, V [121].

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ХИМИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

Пирит, пирротин (серный колчедан). Проявления и пункты колчеданной минерализации сосредоточены в северо-западной части территории листа. Часть из них приурочена к Южно-Печенгской зоне складчато-разрывных дислокаций, сложной дислоцированными туфогенно-углеродистыми карельскими образованиями. Остальные пункты минерализации локализованы в породах Рунний-окского метаморфо-метасоматического комплекса, который сложен рассланцованными амфиболитами с гранатом и диопсидом, плагиосланцами, графит- и

сульфидсодержащими сланцами с прослоями гранат-куммингтонитовых метасоматитов кислотных и среднетемпературных основных фаций [41]. Породы комплекса в виде полосы шириной 1,5–4 км прослеживаются вдоль границы образований кольского метаморфического комплекса с эндербитами тыловой части Лапландского аллохтона. Весьма характерно широкое распространение графитовой и пирит-пирротиновой минерализации. Протяженность линз и залежей сульфидсодержащих пород достигает от сотен метров до 1–2 км, при мощности от первых сантиметров до десятков метров.

Пункты колчеданной минерализации могут рассматриваться в качестве поискового признака на рудные объекты (в первую очередь – золота).

МИНЕРАЛЬНЫЕ УДОБРЕНИЯ

Апатит. Апатит-ильменит-титаномagnetитовые руды месторождения Гремяха-Вырмес описаны выше в разделе «Титан», так как основная ценность руд этого промышленного типа заключается в повышенном содержании в них TiO_2 . Проведенными технологическими испытаниями доказана возможность получения и кондиционного апатитового концентрата.

На Восточном участке месторождения Гремяха-Вырмес (VI-6-1) рудные линзы мощностью в среднем 200–300 м прослежены на расстояние 18 км при содержании P_2O_5 в руде 2,95–3,14 %. Запасы P_2O_5 по категории C_2 – 30,7 млн т, ресурсы P_1 – 38,4 млн т. На Западном участке месторождения рудные тела имеют пластовую и линзовидную форму, мощность тел 25–100 м, длина 400–1800 м. Запасы P_2O_5 по категории C_2 – 33,3 млн т и ресурсы категории P_1 – 35 млн т. Часть Восточного участка месторождения рекомендована под детальную разведку.

Рудопроявление апатита Себлявр (V-6-15) связано с массивом ультраосновных–щелочных пород, представленных в основном пироксенитами, оливинитами, ийолитами. Форма массива штокообразная с центриклинальным падением контактов. Рудные залежи представлены тремя зонами апатитсодержащих силикатных руд и пространственно связанными с ними карбонатитами. Центральная рудная залежь имеет площадь 2,5 км², северо-западная – 0,8 км², северо-восточная – 1,2 км². Главные рудные минералы – апатит, магнетит, пиррохлор. Содержание P_2O_5 – 3–9 %, железа валового – 13–15 %. Запасы P_2O_5 по категории C_2 и прогнозные ресурсы P_1 – 156,2 млн т.

КЕРАМИЧЕСКОЕ И ОГНЕУПОРНОЕ СЫРЬЕ

Пегматит керамический. На территории промышленные объекты керамического и огнеупорного сырья не установлены. Единственное рудопроявление мыса Пинагорий (V-7-2) представлено 10 пегматитовыми жилами длиной 20–800 м и мощностью 1,5–40 м. В жильных телах наблюдается у зальбанд мелкозернистый, а в центре крупнозернистый и кусковой пегматит. Состав жил – микроклин, альбит, кварц. Общая площадь хорошообнаженного кускового микроклинового пегматита – 38 000 м².

АБРАЗИВНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Диатомит – легкая тонкопористая кремнистая порода, рыхлая или плотная, состоящая в основной массе из диатомовых водорослей или их обломков. Содержит

жит от 62–97 % SiO_2 . В качестве постоянной примеси присутствуют глинистые минералы. Диатомиты используются как адсорбенты и фильтры в текстильной, нефтехимической, пищевой промышленности, как наполнитель бумаги, красок, в качестве строительных, тепло- и звукоизоляционных материалов. На площади листа показано два балансовых месторождения диатомита.

Месторождение оз. Щучье (VI-7-2) расположено в Кольском районе, в 5 км к северо-западу от ж/д станции Лапландская [93]. Диатомит залегает на дне озера, на глубине 0,5–1,7 м. В полезной толще выделяются три слоя диатомита, различающихся по качеству. Верхний – наиболее высокого качества с мощностью от 0,5 до 3,5 м, средний – более низкого качества мощностью до 1,85 м. В южной части залежи выделен придонный слой, загрязненный механическими примесями, мощностью 0,2–2,5 м.

Месторождение находится в Госрезерве, запасы $A + B + C_1 - 628$ тыс. м³.

ГОРНОТЕХНИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

Мусковит. Известны два месторождения мусковита.

Месторождение Рамозерское (VI-8-10) связано с группой пегматитовых жил, секущих гранат-биотитовые с силлиманитом и кордиеритом гнейсы кольского метаморфического комплекса. Жилы состоят из крупнозернистого и блокового пегматита, мощность жил 0,5–16 м, длина 100–200 м. Мусковит приурочен либо к зальбандам жил, либо располагается гнездами в их центральной части. Преимущественный размер кристаллов слюды 8–10 × 5 см. Выход сырца 2–10 кг/м³, редко до 40 кг/м³. Запасы по всему жильному полю по категориям $C_1 + C_2 - 985$ т [214].

Месторождение мусковита Корватундра (VI-3-21) связано с полем пегматитовых жил, из которых 10 содержат промышленное ослюдование. Мощность жил 0,5–6,5 м, длина 10–200 м. Качество слюды среднее, выход забойного сырца 10–68 кг/м³. Запасы по категориям $C_1 + C_2 - 130$ т.

Асбест. В юго-западной части листа в бассейне р. Нота известен один пункт асбестовой минерализации (VI-4-15), приуроченный к тектонической зоне вдоль южной границы Лапландского блока. Амфибол-асбестовая минерализация приурочена к участкам метасоматической переработки в массивах серпентинизированных ультрабазитов. Обычно фиксируется сеть пересекающихся прожилков амфибол(тремолит)-асбеста с длиной волокон до 2 см.

Графит. Рудопроявления и многочисленные пункты графитовой минерализации, многие из которых по своим параметрам близки к проявлениям, сосредоточены в западной части территории листа. Их размещение отчетливо контролируется зонами тектонических нарушений и метасоматоза. Обычно графит ассоциирует с сульфидной минерализацией. Графитовая минерализация широко проявлена в Южно-Печенгской зоне складчато-разрывных дислокаций, Руннийокской зоне, в обрамлении Лапландского гранулитового блока. Графит представлен тремя рудопроявлениями и 34 пунктами минерализации. Основная часть их концентрируется в Руннийокской шовной зоне, где

выделяются три участка сосредоточения минерализации графита: Руннийоки, Центральная аномальная зона (ЦАЗ), Хихна-Вильгис [120].

Графитосодержащие толщи — это переслаивающиеся различного состава гнейсы и гнейсо-сланцы, амфиболиты и метасоматиты, послойно обогащенные графитом, мощностью от 100–200 м до 3–4 км, протяженностью от первых до 50 км. Зоны графитизации представлены согласно залегающими пластовыми залежами протяженностью от первых сотен метров до 20 км, мощностью 15–25 м с содержанием графитового углерода от 1,3–1,5 до 5,2 %. Руды с бортовым содержанием 2 % составляют 27 % от общего объема графитизированных пород; руды с бортовым содержанием 4 % составляют 9 %. Выделяются два типа графитового оруденения: без признаков переотложения и переотложенные графитовые руды метасоматических зон.

Прогнозные ресурсы категории P_3 составляют 194 млн т руды и 6,3 млн т графита. В том числе: по Руннийоки руды — 33 млн т и 1,3 млн т графита; по ЦАЗ руды — 120 млн т и 3,5 млн т графита; Хихна-Вильгис руды — 41 млн т и 1,5 млн т графита. Подсчитаны прогнозные ресурсы по категории P_3 для двух залежей графитовых руд на северо-западе участка ЦАЗ, характеризующихся высокими значениями продольной электропроводимости и ранее не проверявшихся бурением. Для северной залежи ресурсы руды составляют 10 млн т, для южной — 18 млн т, при средних содержаниях графитового углерода 5–6 %.

Проявление графита Скалистый (V-4-23) контролируется межслоевыми тектоническими зонами северо-западного и субмеридионального простирания. Оруденение представлено графит-пирротиновой минерализацией в гнейсах и амфиболитах кольского метаморфического комплекса. Представлено двумя рудными телами пластообразной формы и одним — линзовидной, приуроченными к пликативным нарушениям. Простирание тел северо-западное, падение — очень крутое на юго-запад. Протяженность пластообразных тел 1100–1150 м, мощность колеблется от 3 до 39,9 м. Линзовидное тело имеет длину 360 м и среднюю мощность 4,34 м. Строение рудной зоны неоднородно: наблюдается чередование рудных интервалов с пачками практически безрудных пород либо содержащих некондиционное оруденение. Мощности рудных интервалов от 0,2 до 1,6 м. Содержание графитового углерода от 2 до 8 % (среднее 3,8 %). Прогнозные ресурсы по категории P_1 составляют 10,3 млн т руды, графитового углерода — 393,4 тыс. т.

По своим масштабам наиболее интересны такие объекты, как Юмос (VI-4-9), Лесное (V-3-7), Петспакша (VI-3-14) и др. Вмещающие породы проявления графита Лесное представлены ортопироксенсодержащими плагиоамфиболовыми гнейсами и гранито-гнейсами, реже амфиболитами. Обогащенные графитом породы имеют мощность от 0,1 до 10 м. Графитовые сегрегации образуют практически мономинеральные удлиненные линзы, вытянутые вдоль сланцеватости или гнейсовидности пород. Графитовые тела окружены гранат-плагиоклаз-кварцевыми или гранат-биотитовыми метасоматитами с низким содержанием графита. Метасоматиты пересекаются слюдисто-карбонатными жилами. Возраст гранулитового метаморфизма вмещающих пород оценивается в 1972 ± 12 млн лет, а углеродистого метасоматоза — 1910 ± 12 млн лет. Возраст карбонатно-сланцеватых жил по данным Rb-Sr метода составляет 1796 ± 10 млн лет [84].

СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

На территории листа балансовые запасы разведаны на месторождениях строительных камней, облицовочных камней, валунно-гравийно-песчаных материалов, песков для строительных работ и производства силикатных изделий.

Магматические породы. Месторождение оз. Палоярви расположено в Печенгском районе (IV-4-1) и представлено гранитами архея. Граниты массивные, микроклин-плагиоклазовые, средне- и крупнозернистые. Вскрыша – морена средней мощностью 0,7 м. Площадь месторождения 0,5 га. Объемный вес камня 2,6–2,65 г/см³, прочность 2100–2500 кг/см², после 100 циклов замораживания – 1550–2200 кг/см², водопоглощение 0,1–0,3 %. Лещадность щебня 13–25 %. Камень пригоден для производства щебня в качестве заполнителя для бетона марок «400» и «500». Запасы камня по категориям А + В + С₁ – 2545 тыс. м³ [216]. Прирост запасов возможен за счет разведки на глубину и на прилегающих площадях. Прогнозные запасы составляют более 1 млн м³.

Месторождение Вальсеярв (V-6-1) расположено в Кольском районе вблизи шоссе Мурманск–Печенга. Оно сложено гранитом серовато-розового цвета крупно- и среднезернистым, участками порфировидным. Трещиноватость умеренная. Объемный вес гранита 2,60–2,66 г/см³, водопоглощение 0,2–0,4 %, сопротивление сжатию 1130–1690 кг/см², истираемость 0,15 г/см². Гранит хорошо шлифуется и полируется. Запасы по категории А + В + С₁ составляют 727,2 тыс. м³. Рекомендуются в качестве облицовочного материала.

Месторождение Маячная Сопка расположено на территории Североморского горсовета (V-7-4) и сложено гранат-биотитовыми и амфиболовыми гнейсами. Мощность полезной толщи 80–150 м, вскрыша – супесчаная морена и торф, средняя мощность 1 м. По физико-механическим свойствам все разновидности пород близки между собой. Объемный вес камня 2,77–3,14 г/см³, водопоглощение 0,03–0,2 %. Прочность сухой породы 1300–2150 кг/см², после 50 циклов замораживания – 1100–1700 кг/см². Породы пригодны на щебень для обычного и гидротехнического бетона. Запасы камня по категории А + В + С₁ были 1162 тыс. м³ [216].

Месторождение Роста (V-7-4) расположено в 500 м от границы охранной зоны Мурманска, представлено биотитовыми гнейсами и согласно залегающими пегматитовыми жилами. Гнейсы мелкозернистые, пегматиты неравномернозернистые, массивные. Мощность полезной толщи 34 м, вскрыша – валунно-песчаная морена средней мощностью 30 м, объемный вес гнейсов 2,6–3,1 г/см³, водопоглощение 0,06–1,14 %. Прочность: сухого камня – 1320–2000 кг/см², после 25 циклов замораживания – 9500–1380 кг/см². Лещадность получаемого щебня 3,6–5 %. Щебень пригоден в дорожный и гидротехнический бетон. Месторождение находится в Госрезерве, балансовые запасы на 2002 г. составляли 9811 тыс. м³. Прирост запасов возможен на глубину в границах подсчетного контура и на прилегающей с востока площади.

Месторождение строительного камня Магнетиты (V-7-20) расположено в Кольском районе вблизи ж/д станции Магнетиты. На месторождении наблюдаются биотитовые, биотит-амфиболовые, реже гранат-биотитовые гнейсы. Средняя мощность полезной толщи 33 м, вскрыша – супесчаная морена, торф мощностью 0,8 м. Объемный вес камня 2,63–3,39 г/см³, водопоглощаемость 0,08–0,26 %. Прочность камня 1310–2150 кг/см². Лещадность щебня 7,5–68 %.

Повышенная лещадность щебня не препятствует его использованию при изготовлении бетона. Щебень пригоден для балластного слоя железной дороги. Балансовые запасы на 1.01.2002 г. по категории А + В + С₁ – 5285 тыс. м³, месторождение разрабатывается. Прирост запасов возможен за счет прилегающих площадей.

Месторождение Оленегорское (VI-7-9) расположено в Мончегорском районе, в 6 км от ж/д станции Оленья – вскрыша одноименного месторождения железистых кварцитов. Она сложена биотитовыми, биотит-амфиболовыми гнейсами с линзами амфиболитов. Средняя мощность полезной толщи 141 м, вскрыша – супесчаная и валунная морена мощностью 2–13 м. Объемный вес камня 2,63–3,0 г/см³, прочность камня в сухом виде 560–3520 кг/см³, после 50 циклов замораживания – 590–2260 кг/см², лещадность щебня 9–46 %. Щебень пригоден для обычного бетона и в автодорожном строительстве. По состоянию на 1.01.2002 г. запасы гнейсов составляют 89 650 тыс. м³ по категории А + В + С₁ и по категории С₂ – 22 972 тыс. м³. Прирост запасов возможен за счет доразведки за пределами контура карьера.

Месторождение Комсомольское (VI-7-16) расположено в 13 км от ж/д станции Оленья – вскрыша одноименного железорудного месторождения. Породы вскрыши пригодны для получения строительного щебня и песка. Строительный камень – биотитовые гнейсы, мощность полезной толщи 45 м, вскрыша – морена и делювий мощностью 16 м. Объемный вес камня 2,72 г/см³, водопоглощение 0,2 %. Прочность в сухом состоянии 400–3080 кг/см², после 100 циклов замораживания – 1240 кг/см². Лещадность щебня 16–20 %. Щебень пригоден для бетона марки «600–800». Возможно применение щебня из пород вскрыши месторождения в качестве заполнителя тяжелых бетонов, в том числе гидротехнических, бетонов дорожных и аэродромных покрытий, напорных труб, для балласта железнодорожного пути. Балансовые запасы на 1.01.2002 г. – 111 369 тыс. м³ по категориям В + С₁ и 200 217 тыс. м³ по категории С₂.

Месторождение строительного камня «3-й км» (IV-4-17) расположено в Печенгском районе, южнее г. Никель; это интрузия габбро-диабазов длиной 600 м и мощностью 24 м. Габбро-диабазы зеленовато-серые плотные, среднезернистые с прожилками кварц-полевошпатового состава. Вскрыша – валунная морена мощностью 0,9 м. Объемный вес камня 2,7–3,1 г/см³, водонасыщенность 0,1–0,2 %, прочность в сухом виде 2280–3280 кг/см², после 50 циклов замораживания – 1860–3300 кг/см². Камень пригоден для бута и щебня в бетон. Запасы месторождения на 1.01.2002 г. по категориям А + В + С₁ – 1811 тыс. м³.

Месторождение облицовочного камня Шонгуйское (V-7-16) представлено массивом диоритов. Оно расположено в Кольском районе, в 6 км от ж/д станции Шонгуй. Диориты пересекаются жилами гранитов. Вскрыша представлена почвенно-растительным слоем и мореной средней мощностью 2,3 м. Диорит серого цвета, иногда с розоватым оттенком, массивный и мелкозернистый, плотность его 2,76 г/см³. Водонасыщенность 0,1–0,5 %, прочность камня 1100–2500 кг/см², выход блоков для облицовки – 48 %. Щебень из диорита и жильного гранита и из их смесей характеризуется высокими физико-механическими показателями. Диориты пригодны для получения блоков, облицовочных плит и бортового камня. Балансовые запасы на 1.01.2002 г. по категориям А + С₁ – 442 тыс. м³, С₂ – 564 тыс. м³. Прирост запасов возможен на глубину и по площади к западу и северо-востоку от контура промышленных запасов.

Известняк. Месторождение Кильдинское (V-8-1) на южном берегу о. Кильдин: два слоя морских известняков мощностью 0,7–1,2 м среди глинистых сланцев. Мощность вскрыши 32 и 47 м. Химический состав известняков (%): кремнезема – 8,5–8,8, окиси алюминия – 2,6–3,0, железа – 1,5–1,6, окиси кальция – 45–40 и магнезия – 1,4–3,3. Объемный вес камня – 2,7 т/м³, прочность в сухом состоянии 1300–1500 кг/см². Пригоден для строительной извести. Запасы по категориям А + В + С₁ – 650 тыс. м³.

Кварцит, доломит. Эксплуатируемое месторождение Луостари (IV-5-17) расположено в Печенгском районе на правом берегу р. Печенга, представлено пластом кварцитов среди доломитов куэтсъярвинской серии Печенгской структурной зоны. Породы серицит-кварцевого состава, тонкозернистые, иногда полосчатые, плитчатые. Вскрыша – валунная супесь средней мощностью 1 м. Доломиты и кварциты пригодны для производства бутового камня, щебня для бетона и в дорожном строительстве. Балансовые запасы на 1.01.2002 г. по категориям А + В + С₁ – 831 тыс. м³.

Глины кирпичные и черепичные. Разведаны и частью эксплуатируются месторождения Печенгское 1, Кильдинское и Шонгуйское.

Месторождение Печенгское 1 (IV-3-1) расположено в Печенгском районе в 20 км от г. Никель, глина кирпично-черепичная. Месторождение приурочено к заболоченной долине реки. Продуктивная залежь сложена верхнечетвертичными морскими глинами и суглинками. Мощность залежи 3,5–18 м, средняя 6,62 м, глины перекрыты растительным слоем, супесью, торфом мощностью 0,3–4 м. В верхней части залежи глины желтовато-серые плотные, ниже – серые, голубовато-серые, местами иловатые. Гранулометрический состав глин: 1–1,5 мм – 12 %, 0,5–0,005 мм – 61 %, меньше 0,005 мм – 27 %. Усадка глин – 7,3–9 %, коэффициент сушки 0,64–0,99. Глина с добавкой отошителя в 15 % пригодна для изготовления кирпича марки «125», при добавке 10 % отошителя – для кровельной черепицы. Балансовые запасы глин на 1.01.2003 г. по категории В + С₁ составляют 5226 тыс. м³ [199]. Прирост запасов возможен на глубину и на флангах залежи.

Месторождение Кильдинское (V-7-8) находится в Кольском районе в 12 км от г. Кола. Оно представлено верхнечетвертичными морскими глинами с редкими включениями валунов и гальки. Средняя мощность полезной толщи 5 м, вскрыша – валунник, растительный слой и торф – 0,4 м. Верхи разреза залежи представлены зеленовато-серыми глинами, в низах – голубовато-серыми глинами. Гранулометрический состав глин: фракция 0,05 мм – 11,7–13 %, 0,05–0,005 мм – 65,5–73,4 %, менее 0,005 мм – 16–22,2 %. Влажность глин 26,3 %, пластичность 3,9–21,4, усадка 7,5–8,5 %, коэффициент сушки 0,7–0,9. Глины используются для производства пустотелого кирпича и облицовочной плиты. Запасы глин по категориям А + В + С₁ – 7830 тыс. м³.

Месторождение Шонгуйское (V-7-32) находится в Кольском районе на правом берегу р. Кола, в 1,5 км от ж/д станции Шонгуй. Оно сложено верхнечетвертичными глинами и суглинками. Средняя мощность глин от 2,8–4,6 до 10 м при мощности вскрыши 0,5–1,5 м (растительный слой, песок, торф). Гранулометрический состав: фракция 1–0,05 мм – 4,5–14 %, 0,05–0,005 мм – 62,73 %, меньше 0,005 мм – 18–27 %. Влажность глин 19–20 %, пластичность 2–16,3, усадка 2,4–4,6 %, коэффициент сушки 0,46–0,6 %. Глины пригодны

для получения полнотелого кирпича и глазурованной плиты и для производства керамзитового заполнителя для бетона марки «100». На 1.01.2003 г. запасы по категориям А + В + С₁ составляют 2000,3 тыс. м³.

Обломочные породы – песчано-гравийный материал, строительный песок. Месторождение песчано-гравийной смеси Севрыба (V-6-20) находится в Кольском районе. Сложено верхнечетвертичными отложениями валунно-гравийно-песчаного состава. Вскрыша – морские суглинки и супесь. Мощность полезной толщи 9 м. Сырье пригодно для производства кирпича способом гиперсжатия. Гранулометрический состав сырья: более 20 мм – 23 %, 20–5 мм – 18 %, песка 59 %, глинистых частиц – 1,4 %. Модуль крупности материала 2,4 % мм. Запасы по категории В + С₁ – 881 тыс. м³ [201].

Месторождение р. Большая Лавна (V-6-21) расположено в Кольском районе на правом берегу р. Большая Лавна, в 7 км от г. Мурманск. Месторождение представлено четвертичными аллювиальными и морскими валунно-гравийно-песчаными отложениями мощностью 2–20 м. Гранулометрический состав горной массы: более 70 мм – 15–33 %, 70–5 мм – 30–32 %, менее 5 мм – 35–55 %. Лещадность гравия в норме. Пески пригодны для бетона и строительных растворов, гравий и щебень из валунов – для бетона. Запасы месторождения по категориям А + В + С₁ – 2425 тыс. м³ [201]. Прирост запасов возможен за счет доразведки на глубину.

Месторождение песка строительного оз. Пяйве (V-6-22) расположено в Кольском районе, в 4 км от ж/д станции Пяйве. Сложено верхнечетвертичными морскими послеледниковыми песками, супесями, реже суглинками, песчано-гравийными смесями. Полезная толщина представлена песками полевошпат-кварцевого состава. Для месторождения характерна невыдержанность мощностей и качества полезной толщи. Вскрыша – некондиционные пески и супеси средней мощностью 1,1 м, подстилающие породы – архейские гнейсы. Средняя мощность песков для строительного раствора 8,4 м, грунтов для засыпки 6,1 м. Пески для раствора имеют модуль крупности 1,8 мм, содержат 1 % глинистых частиц. Запасы песков категории В + С₁ составляют 1248 тыс. м³. Породы месторождения могут использоваться для строительных работ без ограничения.

Месторождение строительных материалов Средняя Губа (V-7-25) расположено в 10 км от г. Североморск в прибрежной части губы Средняя. Месторождение приурочено к ледниково-морской террасе, сложенной валунно-гравийно-песчаными, гравийно-песчаными отложениями с прослоями песков и супесей. Средняя мощность полезной толщи 17,4 м. Вскрыша – растительный слой и некондиционный песчано-гравийный материал имеет мощность 2,0 м. Подстилающие породы – обводненные пылеватые пески. Гранулометрический состав: 70 мм и более – 14 %, 70–5 мм – 30 %, менее 5 мм – 56 %. Модуль крупности песка 2,5 мм. Глинистость в среднем 3,4 %. Лещадность гравия и щебня из валунов в среднем 0,6 %. Пески пригодны для обычных и гидротехнических бетонов, гравий – для бетонов, валуны – для производства щебня в бетон. Балансовые запасы на 1.01.2002 г. по категориям А + В + С₁ – 1646 тыс. м³. Прирост запасов возможен за счет доразведки площади, примыкающей к месторождению.

Месторождение Заозерное (V-7-26) расположено в 6 км от г. Североморск, представлено флювиогляциальными валунно-галечно-песчаными отложениями с подчиненными им гравийно-песчаными, песчаными линзами и просло-

ями. Средняя мощность полезного пласта 9,7 м, вскрыша — некондиционные разновидности флювиогляциальных пород — 1 м. Подстилающие образования представлены глинистыми или коренными породами. Гранулометрический состав толщи полезных ископаемых (%): валунов — 6–15, галечника — 27–37, песка — 48–68. Модуль крупности песка 3,1 мм, глинистость до 0,7 %. Пески, гравий и щебень из валунов пригодны для производства бетона. Балансовые запасы на 1.01.2002 г. по категории C_2 — 1353 тыс. м³. По состоянию на 1.01.2002 г. запасы по категории $B + C_1$ — 3229 тыс. м³. Прирост запасов возможен за счет доразведки на глубину всей площади.

Месторождение гравийно-песчаной смеси горы Соловарака I (V-7-29) представлено флювиогляциальными отложениями валунно-гравийно-песчаного материала. Мощность полезной толщи в среднем 17 м, мощность вскрыши в среднем 1,2 м. Гранулометрический состав: 70 мм и более — 20 %, 70–5 мм — 46 %, менее 5 мм — 34 %. Модуль крупности песка 2,7–3,3 мм, глинистость 3,2 %. Гравийно-песчаная смесь пригодна для бетона, асфальтобетона и железнодорожного покрытия. Запасы на 1.01.2002 г. по категориям $A + B + C_1$ составляют 33 349 тыс. м³.

Месторождение гравийно-песчаной смеси Магнетиты (V-7-33) расположено в Кольском районе, в 1 км от ж/д станции Магнетиты и связано с флювиогляциальными отложениями левобережья р. Кола. Четыре участка развития валунно-гравийно-песчаных отложений имеют среднюю мощность 6,7 м. Вскрыша представлена почвенно-растительным слоем, торфом, супесью мощностью 0,3–2,1 м. Гранулометрический состав массы: 70 мм и более — 0–19 %, 70–5 мм — 22–31 %, менее 5 мм — 53–70 %. Валунны и гравий состоят из гранитов и гнейсов, из кварца, полевых шпатов и темноцветных минералов. Гравийно-песчаная смесь пригодна для железнодорожного балласта.

Месторождение р. Териберка (V-8-2) расположено в Кольском районе, в 62 км восточнее г. Кола. Связано с озовой грядой протяженностью 4,5 км, шириной в подошве 40–160 м и высотой до 30 м, в среднем 17 м. Полезная толща сложена валунно-гравийно-песчаным материалом и перекрыта почвенно-растительным слоем мощностью до 0,2 м. Мощность полезной толщи 1,5–15 м, средняя 7,1 м. Средняя мощность вскрыши 2 м. Гранулометрический состав горной массы: более 70 мм — 7 %, 70–5 мм — 26 %, менее 5 мм — 67 %. Песок и гравий пригодны для изготовления бетона марок «200» и «300». Гравий может использоваться в качестве крупного заполнителя в бетон. Запасы по категориям $B + C_1$ — 2575 тыс. м³.

Месторождение Северное I (V-8-3) расположено в Кольском районе, в 59 км от станции Кола, связано с озом длиной 2,1 км, шириной 120 м и средней высотой 6 м. Полезная толща сложена флювиогляциальными валунно-гравийно-песчаными, гравийно-песчаными и песчаными разновидностями. Подстилающие — кристаллические породы и морена. Средняя мощность полезной толщи 4,6 м, перекрывающий слой мощностью 0,6 м — почвенно-растительный слой и некондиционные флювиогляциальные отложения. Гранулометрический состав горной массы: более 70 мм — 5 %, 70–5 мм — 23 %, менее 5 мм — 72 %. Гравий может использоваться в качестве крупного заполнителя в бетон. Песок и гравий пригодны для бетона марки «300». Запасы на 1.01.2002 г. по категориям $B + C_1$ — 553 тыс. м³.

Месторождение гравийно-песчаного материала оз. Канентъявр (V-8-4) расположено в Кольском районе, в 54 км к востоку от ж/д станции Кола, сло-

жено флювиогляциальными отложениями. Месторождение приурочено к озовой гряде длиной 1,6 км и высотой 10–15 м. Средняя мощность гравийных и песчаных пород 5–7 м. Перекрывающие породы состоят из гравийных и песчаных отложений, подстилающие – основная морена и кристаллические породы. Гранулометрический состав горной массы: более 70 мм – 2 %, 70–5 мм – 21 %, менее 5 мм – 77 %. Гравий может быть использован в качестве крупного заполнителя в бетон. Песок и гравий пригодны для производства бетона марок «200» и «300». Запасы по категориям В + С₁ составляют 643 тыс. м³.

Месторождение Западная Териберка (V-8-5) расположено в Кольском районе, в 59 км к востоку от ж/д станции Кола. Месторождение приурочено к озовой гряде длиной 3,4 км, шириной 80–140 м, высотой 9–12 м. Полезная толща мощностью 5–10 м сложена гравийно-песчаными и, в меньшей степени, валунными отложениями. Перекрывающие породы – почвенно-растительный слой и гравийные отложения мощностью 0,7 м. Гранулометрический состав горной массы: более 70 мм – 4 %, 70–5 мм – 25 %, менее 5 мм – 71 %. Гравий может быть использован как крупный заполнитель в бетон в естественном виде. Установлена возможность получения из гравия и песка бетона марок «200» и «300». Запасы горной массы на 1.01.2002 г. по категориям В + С₁ составляли 1334 тыс. м³.

Месторождение песка и гравия «8-й км» автодороги Оленегорск–Мончегорск (VI-7-24) расположено в 8 км от ж/д станции Оленья и приурочено к озу длиной 3 км, шириной 0,35–2,0 м при высоте над заболоченной долиной 30–60 м. Полезная толща мощностью 3,6–18 м представлена гравийно-песчаными отложениями с подчиненными валунно-гравийно-песчаными разностями, перекрыта моренными отложениями с органикой мощностью 0,4–3,6 м. Гранулометрический состав: более 70 мм – 4 %, 70–5 мм – 29 %, менее 5 мм – 67 %. Песок и гравий пригодны для бетона высоких марок. По состоянию на 1.01.2002 г. запасы по категории В + С₁ составляют 3851 тыс. м³.

Месторождение «12-й км» (VI-7-7) находится вблизи разъезда 12-й км ж/д Оленья–Мончегорск. Месторождение приурочено к озовой возвышенности и представлено гравийно-песчаными отложениями мощностью 2–11 м, перекрытыми песчано-растительным слоем и супесью суммарной мощностью 2–4 м. Гранулометрический состав горной массы: более 70 мм – 0 %, 70–5 мм – 21 %, менее 5 мм – 79 %. Модуль крупности песка 2,6 мм, глинистость 2 %. Лещадность зерен гравия 1–10 %. Пески кислотоустойчивые. По качеству пески пригодны для строительных работ. Песок и гравий пригодны для бетона марки «150» Месторождение комплексное. Запасы песков для строительных работ составляют 5950 тыс. м³, песчано-гравийных материалов – 693 тыс. м³.

Месторождение строительного песка Лотта-II (IV-4-2) расположено в Печенгском районе, в 6 км от г. Заполярный. Занимает надпойменную террасу левого берега р. Печенга. Продуктивная залежь сложена разнородными песками с включениями гравия. Пески залегают на глинах и некондиционных пылевато-глинистых песках. Мощность полезной толщи 3,0–13,5 м, средняя 8,35 м. Низы ее обводнены. Вскрыша – почвенно-растительный слой и гравийно-песчаные отложения средней мощностью 1,4 и 0,7 м. Содержание гравия в песке 5 %. Модуль крупности песка – 1,5–2,5 мм, глинистость менее 1 %. Гравий может использоваться в качестве крупного заполнителя в бетон. Пески-отсевы пригодны для производства бетона марок «300» и «400», также песок может использоваться в строительных растворах и для автодорожного строительства. Запасы песка 727 тыс. м³ [200].

Месторождение строительного песка Намойоки (IV-4-23) находится в 9 км к востоку от г. Заполярный. Месторождение приурочено к морской террасе, сложенной песками с небольшим количеством гравия и мелких валунов. Подстилающие породы представлены тонкозернистыми пылеватыми песками. Вскрыша сложена песками с органическими примесями. Ее средняя мощность 0,53 м. Полезная толща образована песками мощностью 2,0–9,6 м, средняя мощность 4,74 м. Гранулометрический состав: гравий – 6 %, песок – 94 %. Гравий пригоден для производства бетона и дорожных работ. Песок пригоден в качестве отошающей добавки к глинам, для приготовления строительных растворов, для изготовления бетона марки «300». Запасы песка по категориям $A + B + C_1$ – 463 тыс. м³ по состоянию на 1.01.2002 г.

Месторождение р. Ура (V-6-18) расположено в Кольском районе на правом берегу р. Ура, в 60 км от г. Мурманск. Месторождение приурочено к морской террасе высотой 30 м, сложенной морскими отложениями линзовидно-пластового строения. Эти отложения залегают на основной морене и представлены в низах разреза глинистыми породами, выше сменяющимися разнозернистыми песками и гравийно-песчаными отложениями. Вскрыша представлена разновидностями, обогащенными органическими примесями. Мощность полезной толщи от 1,2 до 8,5 м, средняя 4,1 м, вскрыша – 0,9–5,7 м. Гранулометрический состав горной массы: более 70 мм – 0 %, 70–5 мм – 0 %, менее 5 мм – 100 %. Пески пригодны для изготовления силикатного кирпича марки «75», бетона «150» и выше, строительных растворов. Запасы на 1.01.2002 г. по категориям $A + B + C_1$ составляют 1534 тыс. м³.

Месторождение песчано-гравийного материала Заячье (VI-7-26) расположено в 14 км к северо-западу от г. Оленегорск. Месторождение представляет собой группу камовых возвышенностей, которые сложены гравийно-песчаными и песчаными породами озерно-ледникового происхождения. Полезная толща представлена мелко- и среднезернистыми песками с линзами и прослоями гравийно-песчаного материала. Средняя мощность 7,1 м. Подстилающие породы образованы мелкозернистыми пылеватыми песками. Гранулометрический состав песчано-гравийного материала (%): валуны – 0–9 (среднее 2), гравий – 4–53 (среднее 24), песок – 38–96 (среднее 74). Модуль крупности 2–3,3. Породы месторождения могут использоваться для строительных работ без ограничения. Запасы на 1.01.2002 г. по категории $B + C_1$: пески для строительных растворов – 420 тыс. м³ и ПГМ – 559,8 тыс. м³.

Месторождение валунно-гравийно-песчаного материала Мальявр (V-7-27) находится в Кольском районе, в 28 км к востоку от порта г. Мурманск. Месторождение образовано моренными грядами. По составу морена песчаная, содержит от 15 до 42 % обломочного материала с линзами и прослоями гравийно-песчаных образований и песков различной зернистости. Вскрытая мощность морены 6,8–19,6 м. Подстилающие породы не вскрыты. Вскрышей являются почвенно-растительный слой или некондиционные слои морены. Гранулометрический состав (%): валуны – 4–23 (среднее 11), гравий – 7–25 (среднее 15), песок – 60–89 (среднее 74). Породы пригодны для строительных работ без ограничения. Запасы утверждены по категории $B + C_1$ в количестве 13 538,4 тыс. м³. Месторождение является перспективным по количеству запасов и своему местоположению.

Основные промышленные районы территории – Печенгский, Мурманский, Оленегорский – полностью обеспечены строительными материалами. При этом ресурсы строительного камня практически неисчерпаемы.

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

Основные задачи использования подземных вод на территории листа – обеспечение водоснабжения населенных пунктов и промышленных предприятий.

Питьевые пресные воды. На территории пресные питьевые подземные воды распространены как в четвертичных рыхлых отложениях, так и в дочетвертичных трещиноватых и выветрелых породах. На месторождении Печенгское (IV-5-1) разведанные запасы из водоносного комплекса четвертичных отложений оцениваются по категории C_2 в 228,7 тыс. м³/сут. Месторождения Нижнелуостаринское (IV-5-2) и Алакуртинское (IV-5-31) характеризуются разведанными запасами соответственно 2 и 4 тыс. м³/сут. Запасы месторождения Ловозерское (VI-9-2) составляют 1 тыс. м³/сут. Воды по химическому составу гидрокарбонатно-кальциевые либо натриевые, пресные (минерализация чаще составляет 200–300 мг/дм³), очень мягкие. Водоносные горизонты указанных месторождений используются для водоснабжения мелких поселков.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Вопросы региональной металлогении подробно рассмотрены во многих публикациях [54, 63, 92]. Территория листа относится к металлогенической провинции Балтийского щита. Последняя включает в себя Кольскую и Беломорскую субпровинции. Металлогенические зоны, показанные на карте полезных ископаемых и карте закономерностей размещения полезных ископаемых, ограничивают территории, в пределах которых комплексно проявлены региональные факторы рудоносности. Основными из них для металлогенической провинции Балтийского щита являются:

- наличие металлогенически специализированных комплексов (осадочных, вулканогенных, интрузивных), служащих источником рудного вещества;
- наличие проницаемых структурных зон, служащих подводящими каналами для расплавов и/или флюидов;
- наличие рудоносных метасоматитов определенной серийной принадлежности;
- полихронность рудообразования (перераспределение архейских рудных концентраций в протерозойское время, что приводит к обогащению руд, формированию крупных рудных объектов во время палеозойской тектоно-магматической активизации).

При выделении металлогенических зон учтены все главные факторы рудоносности. Количество рудных объектов отражает интенсивность процессов рудообразования. По своему масштабу металлогенические зоны примерно соответствуют главным региональным структурам, определяющим геологическое строение территории (архейские зеленокаменные пояса, системы раннепротерозойских прогибов, зоны сочленения геоблоков и т. д.). Металлогенические зоны разделены на архейские и протерозойские.

На территории листа основные процессы рудообразования происходили во время позднеархейской, раннепротерозойской и палеозойской металлогенических эпох с присущей им металлогенической зональностью. Под металлогенической эпохой понимается длительный возрастной интервал развития, в ходе которого формируется закономерный ряд эндогенных и экзогенных полезных ископаемых [54].

В позднеархейскую (лопийскую – 3,05–2,5 млрд лет) металлогеническую эпоху в пределах Кольской и Беломорской металлогенических субпровинций были сформированы месторождения и рудопроявления железа, золота, молибдена. Данные рудные объекты локализованы в архейских зеленокаменных поясах и их непосредственном обрамлении. Раннепротерозойская металлогеническая эпоха (2,5–1,65 млрд лет) подразделяется на несколько этапов. В ран-

нем протерозоев металлогеническая зональность Кольской субпровинции отражает ее мозаичное строение, возникшее в результате неоднократных коллизий. В ранний этап (2,5–2,4 млрд лет) закладывались сумийско-сарилийские приразломные прогибы, развитие которых сопровождалось внедрением расчлененных интрузий основного—ультраосновного состава. С этими интрузиями на территории смежного листа Q-36 связаны медно-никелевые, хромовые руды, а также благороднометалльная минерализация (включая элементы платиновой группы). В ятулийский этап происходит главным образом накопление сингенетических концентраций меди и золота в вулканогенных и терригенных образованиях. В свекофенский период (1,9–1,75 млрд лет) наблюдается, помимо изменения условий осадконакопления и эндогенных процессов, перестройка структурного плана территории. Вследствие этого образуются новые специализированные интрузивные геологические комплексы людиковия, калевия и вепсия (гранитоидные, базит-гипербазитовые). Полифациальный региональный метаморфизм свекофенского возраста и связанный с ним метасоматоз оказали существенное влияние на регенерацию, перекристаллизацию и формирование новых гидротермально-метасоматических типов руд. В этот период образуются серии метасоматитов, различающихся своей металлогенической специализацией, которая зависит от термодинамических условий их образования.

Металлогения палеозойской эпохи с характерным для нее комплексом полезных ископаемых обусловлена формированием комплексов щелочных и щелочно-ультраосновных интрузий и проявленных с связи с ними метасоматических пород. При генерализации фактического материала в масштабе 1 : 1 000 000 отчетливо проявляются и фиксируются на карте такие важные региональные металлогенические закономерности, как сочетание литологических, структурных и метасоматических факторов рудоносности, соответствие метаморфической и металлогенической зональности, линейное простираие металлогенических зон, локализация рудных узлов в местах пересечения разновозрастных флюидно-проницаемых зон.

Метасоматические процессы играют значительную роль в формировании металлогенической зональности в докембрии региона. Повышенная флюидонасыщенность магматических и метаморфических процессов в выделенных металлогенических зонах предопределяет специфические условия их протекания. Собственно метасоматические процессы в этих тектонических структурах протекают гораздо более интенсивно (содержание метасоматитов увеличивается на 1–2 порядка) и формируют дифференцированную метасоматическую зональность (кислотные—основные и щелочные фации). Метасоматиты проявлены локально, но их совокупность трассирует региональные флюидопроницаемые тектонические зоны. По системам линейно-вытянутых или кулисообразных разломов метасоматиты «пропитывают» вмещающие их породы. Это резко увеличивает перспективность на различное оруденение не только метасоматитов, но и синхронных с ними магматических и метаморфических комплексов.

Таким образом, основные черты докембрийской металлогении региона определяются контрастным сочетанием оруденения различного возраста и генезиса в составе выделенных металлогенических зон и узлов. Широко проявленные процессы перераспределения рудного вещества во флюидопроницаемых зонах, несмотря на глубокий уровень эрозионного среза, позволяют рас-

смагивать это обстоятельство как главную металлогеническую закономерность данной территории.

На территории листа выделяются три металлогенические зоны (МЗ), два рудных района и девять рудных и потенциальных рудных узлов, которые объединяют практически все промышленно значимые проявления полезных ископаемых. Ниже приводится их краткая характеристика.

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ЗОНЫ ПОЗДНЕАРХЕЙСКОГО ВОЗРАСТА

Кольская минерагеническая область, по объему соответствующая одноименной структурно-формационной зоне, имеет железорудную специализацию, обусловленную широким развитием магнетитовых кварцитов. Она преимущественно сложена образованиями кольского метаморфического комплекса и частично типичными породами лопийских зеленокаменных поясов. Кольская железорудная МО прослеживается от района южного обрамления Печенгской структуры, далее вдоль восточного контакта габброидов Главного хребта до контакта Хибинского плутона. Месторождения железистых кварцитов приурочены к линейным шовным структурам — реликтам архейских зеленокаменных поясов, узким прогибам в обрамлении гранито-гнейсовых куполов.

Центрально-Кольская железорудная МЗ. В составе МЗ выделяется крупный Центрально-Кольский рудный узел, а также Шолтъярвский и Пинкельярвский потенциальные рудные узлы. Месторождения железистых кварцитов приурочены к линейным шовным структурам — реликтам архейских зеленокаменных поясов, узким прогибам в обрамлении гранито-гнейсовых куполов. Металлогенический потенциал зоны оценивается в 800 млн т железной руды.

Центрально-Кольский рудный узел включает 10 железорудных месторождений, принадлежащих к формации железистых кварцитов оленегорского типа. Общие запасы месторождений железных руд рудного узла достаточно велики, однако реальные запасы по эксплуатируемым месторождениям, пригодные для открытой добычи, составляют 190,5 млн т [78]. Прогнозные ресурсы P_1 на других месторождениях узла оценены только на глубоких горизонтах и не могут быть вовлечены в отработку в течение длительного времени.

Шолтъярвский потенциальный рудный узел объединяет ряд проявлений магнетитовых кварцитов и перспективное рудопроявление Шолтъявр. Магнетитовые кварциты относятся к оленегорскому промышленному типу и ассоциируют с гнейсами и амфиболитами кольского метаморфического комплекса. Суммарные запасы C_2 и прогнозные ресурсы P_1 для проявления Шолтъявр составляют 126 млн т.

Пинкельярвский потенциальный рудный узел включает проявления горы Половинная, оз. Пинкельярв и ряд пунктов железорудной минерализации. По качественному составу руды этих объектов близки к рудам Кировогорского месторождения. Суммарные запасы C_2 и прогнозные ресурсы P_1 железных руд потенциального узла составляют 341 млн т. Выполненные по магнитометрическим данным расчеты определили количество железной руды по проявлению горы Половинная — 356 млн т и по проявлению оз. Пинкельярв — 352 млн т [78]. Так как перспективы прироста запасов железных руд в Центрально-Кольском рудном узле за счет крупных залежей практически

ограничены, рудные объекты потенциальных рудных узлов можно рассматривать в качестве сырьевой базы.

Титовско-Поросозерская золото-молибден-редкометалльная МЗ приурочена к одноименному зеленокаменному поясу и его обрамлению. Зона прослеживается через всю территорию листа в виде сравнительно узкой полосы. Она сложена средне- и верхнелопийскими супракрустальными образованиями и разнообразными позднелопийскими интрузиями. Поперечными разломами Титовско-Поросозерская зона делится на три сегмента с юго-востока на северо-запад: Колмозеро-Воронинский, Канентъяврский и Титовский. Супракрустальные образования лопия смяты в чешуирурованные сильно сжатые линейные складки, опрокинутые на юго-запад. Степень метаморфизма изменяется от эпидот-амфиболитовой фации на юго-востоке до высокотемпературных субфаций амфиболитовой фации на северо-западе. Метаморфической зональностью определяется распределение пегматитовых полей и железистых кварцитов. Тектонические дислокации интенсивны и сопровождаются зонами бластокатаклизмов и милонитов, мощным диафторезом и метасоматозом.

С орогенным этапом развития Титовско-Поросозерского ЗКП связаны месторождения редких металлов, проявления молибдена и золота. На территории листа находятся месторождения лития в редкометалльных пегматитах (Полмостундровское и Васин-Мыльк), перспективные проявления золота и молибдена (Пеллапах, Оленинское, Няльм 1, 2), что подчеркивает высокий металлогенический потенциал этой структуры. В пределах смежного листа Q-37 находится небольшой юго-восточный фрагмент этой зоны, где расположено крупное редкометалльное Колмозерское месторождение (литий, ниобий, тантал, бериллий), связанное с позднеархейскими редкометалльными пегматитовыми жилами, локализованными в габбро-анортозитах патчемварекского нижнелопийского комплекса. Оценка металлогенического потенциала этой зоны позволяет рассчитывать на открытие здесь крупных месторождений лития, тантала, золота и молибдена. Северо-западные сегменты Титовско-Поросозерской зоны имеет железорудную специализацию, которая обусловлена наличием магнетитовых кварцитов, магнетит-амфиболовых сланцев, однако здесь не наблюдаются сколько-нибудь промышленно ценные месторождения железистых кварцитов.

Все крупные рудные объекты Титовско-Поросозерской МЗ входят в состав золото-молибден-редкометалльного Воронинского рудного узла. Основные запасы лития в пегматитах сосредоточены в месторождениях, руды которых характеризуются высокими содержаниями Li_2O и хорошей обогатимостью. Возможна организация открытой добычи. Суммарные прогнозные ресурсы золота P_2 данного узла составляют 34 т. Оценка прогнозных ресурсов молибдена Воронинского узла дается на основе данных изучения проявления Пеллапах. Они составляют 414 тыс. т молибдена и 1675 тыс. т меди по категории P_2 [78].

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ЗОНЫ И РУДНЫЕ УЗЛЫ ПРОТЕРОЗОЙСКОГО ВОЗРАСТА

Печенга-Имандра-Варзугская благороднометалльно-медно-никелевая МЗ. Зона находится в границах одноименной осадочно-вулканогенной протерозойской структуры и ее флангов. На территории листа располагается лишь се-

веро-западная часть МЗ. В ее составе выделяется Печенгский медно-никелевый рудный район, включающий Печенгский и Карикъяврский рудные узлы.

В первом из них известно 14 месторождений сульфидных медно-никелевых руд, которые приурочены к массивам рудоносных габбро-верлитов, залегающих среди черносланцевых пород людиковия. Руды контролируются тектоническими зонами субширотного простирания, их формирование приурочено ко времени закрытия протерозойского палеорифта.

В Печенгский рудный район входят одноименный рудный узел с крупными и средними медно-никелевыми месторождениями и Карикъяврский потенциальный рудный узел. Минерагенический потенциал Печенгского рудного района оценен в 800 тыс. т никеля.

В Печенгском рудном узле известно 14 месторождений сульфидных медно-никелевых руд, которые приурочены к массивам рудоносных габбро-верлитов, залегающих среди черносланцевых пород людиковия. Руды контролируются тектоническими зонами субширотного простирания, их формирование приурочено ко времени закрытия протерозойского палеорифта. Месторождения рудного узла сосредоточены в одноименном рудном поле, по которому прогнозные ресурсы характеризуют только глубокие горизонты месторождений, где предполагается увеличение количества никеля и качества руд. Прогнозные ресурсы категории P_3 (тыс. т) составляют никеля – 12 250 и меди – 6370 [78].

В качестве отдельного Карикъяврского потенциального рудного узла выделены проявления медно-никелевых руд, связанные с лерцолит-вебстерит-габброноритовыми массивами карикъяврского комплекса, развитыми на ограниченной площади в восточном обрамлении Печенгской структуры. Широкое проявление интрузий карикъяврского комплекса, содержащих промышленные концентрации меди и никеля, позволило выделить Карикъяврский рудный узел в качестве самостоятельной минерагенической единицы. По результатам поисково-оценочных работ подсчитаны запасы категории C_2 до глубины 400 м в количестве 70,1 тыс. т никеля и 55,8 тыс. т меди и прогнозные ресурсы P_1 70 тыс. т. По узлу в целом прогнозные ресурсы P_2 составляют 150 тыс. т до глубины 300 м. Имеются перспективы обнаружения массивов такого же типа к северо-западу от Карикъявра на глубинах от 100 до 400 м с ресурсами до 300 тыс. т никеля [78].

Аллареченский медно-никелевый рудный район расположен к юго-западу от Печенгского района. Район сложен гранито-гнейсовыми куполами, ядерная часть которых образована преимущественно плагиогранитами, а межкупольные прогибы – породами кольского метаморфического комплекса. Последние являются вмещающими для свыше 400 массивов гипербазитов, включая рудоносные интрузии отработанных месторождений Аллареченское, Восток, проявления Руннийоки и другие проявления никелевой минерализации. Эти рудные объекты аллареченского типа входят в состав Аллареченского рудного узла. В настоящее время отсутствуют реальные объекты для постановки разведочных работ. Имеющиеся прогнозные ресурсы категории P_3 характеризуют перспективные площади обрамления ряда гранито-гнейсовых куполов. Ресурсы никеля составляют 650 тыс. т и меди – 260 тыс. т [78].

В юго-западной части листа выделяется Лапландский графит-никеленосный потенциальный рудный район. Район располагается в пределах пояса лапландских гранулитов. Он представляет собой огромный аллохтон, надвинутый

на образования беломорского метаморфического комплекса с севера на юг. Сам аллохтон разделен надвигами меньшего ранга на ряд тектонических покровов. В Лапландском ПРР, в качестве самостоятельных металлогенических структур, выделяются никеленосный Ловнозерский рудный узел и графитоносный Лапландский потенциальный рудный узел.

В Ловнозерском рудном узле самостоятельное значение имеют массивы вебстерит-габброноритового комплекса, локализованные в тыловой части пластины Лапландского аллохтона, с которыми связано Ловноозерское Cu-Ni месторождение. Никеленосными являются массивы габбро и габброноритов, расположенных в узких и протяженных зонах широтного простирания. Сульфидное медно-никелевое оруденение приурочено к материнским интрузиям. Прогнозные ресурсы рудного узла по категории P_1 (тыс. т) никеля – 100, меди – 500, категории P_2 – соответственно 300 и 150, категории P_3 – 600 и 300 [78].

Графитовая минерализация развита на обширной территории Лапландского блока и его обрамления. Она тяготеет к надвиговым структурам, ограничивающим с севера и юга аллохтон, образованный породами сальнотундровского метаморфического комплекса. Всего известно более 80 пунктов минерализации высокоуглеродистых пород. Это высококачественное и легкообогащаемое сырье, представленное кристаллическим и чешуйчатым графитом. Ресурсы графитовой руды категории P_3 по отдельным объектам составляют несколько млн т. Суммарная оценка прогнозных ресурсов графита на территории узла отсутствует. Проявления графита Лапландского ПРУ могут пополнить минерально-сырьевую базу Мурманской области. На территории листа с процессами палеозойской активизации в районе массивов Себлявр и Гремьяха-Вырмес связывается формирование апатитовой, магнетитовой и флогопитовой минерализации. Проведенные поисковые работы показали возможность получения соответствующих концентратов.

ГИДРОГЕОЛОГИЯ

Степень изученности гидрогеологических условий площади исследования существенно различается в южной (континентальной) и северной (субмаринной) части листа. Первые научные сведения о подземных водах Кольского полуострова были получены в первой половине XIX в. экспедицией Российской академии наук. В 1939 г. Гидрогеологическим институтом была составлена сводка о возможности использования подземных вод Мурманской области для водоснабжения. В конце 30-х годов были выполнены первые крупномасштабные (главным образом в районах месторождений полезных ископаемых) и среднemasштабные гидрогеологические съемки, обобщенные 4-м Геологическим управлением в форме кадастра подземных вод. В послевоенный период 5-м Геологическим управлением (Д. Ф. Агапьев, Н. Д. Садовский, Л. С. Косовой и др.) была проведена планомерная среднemasштабная съемка северного побережья Мурманской области, имеющая специальное назначение и затрагивающая только наиболее близко залегающую к поверхности часть разреза четвертичных отложений.

Позднее наибольшее развитие в регионе получили детальные гидрогеологические исследования, проводимые Северо-Западным геологическим управлением (Б. Н. Смирнов, К. П. Заозерова, М. Х. Зуммер и др.), которые способствовали изучению характера и степени водообильности как глубокозалегающих горизонтов четвертичных отложений, так и кристаллических пород (до глубины 200–300 м). В 1960-е годы специалистами СЗГУ были составлены гидрогеологическая карта Мурманской области (М. Х. Зуммер и О. В. Салье, 1961 г.), мелкомасштабная карта родникового стока (М. Х. Зуммер, 1963). При участии Ленинградского горного института (Н. Г. Паукер), Гидрологического института (О. В. Попов, Н. П. Небожева) и Ленгипроводхоза (В. И. Лебедев) подготовлен т. XXVII «Мурманская область и Карельская АССР» (под редакцией И. К. Зайцева) монографии «Гидрогеология СССР» [37].

С 1969 г. на континентальной части рассматриваемой площади проводятся систематические наблюдения в системе Государственного мониторинга подземных вод (ГМПВ). Наблюдаемые показатели: уровень, температура, химический состав подземных вод, дебит родников. Наблюдения, выполняемые ОАО «Центрально-Кольская экспедиция», представляют собой систематические замеры в более чем 100 скважинах и родниках, которые выполнялись (например, в 1999 г.) со следующей частотой: уровень – 4–8 раз в месяц, температура – 4 раза в месяц, отбор проб воды – 2–5 раз в год, дебит родников – 2–35 раз в год.

Гидрогеологические условия покрытой Баренцевым морем части площади листа изучались в основном в региональном плане, с использованием идей

Н. И. Толстихина, И. К. Зайцева, М. М. Василевского. С привлечением схемы структурно-тектонического районирования арктических морей СССР Ю. Е. Погребницкого (1980 г.) выявлены контуры гидрогеологических бассейнов [102], которые позднее описаны с использованием результатов проведенного в 1980–1990-х годах подводного бурения [75].

На рассматриваемой площади (см. Гидрогеологическую схему) выделяют две региональные гидрогеологические структуры: Тимано-Скандинавская гидрогеологическая складчатая область (на юге) и Южно-Баренцевоморский артезианский бассейн (на севере).

ТИМАНО-СКАНДИНАВСКАЯ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

Подземные воды складчатой области содержатся в маломощном прерывистом слое четвертичных отложений и в верхней, в разной степени трещиноватой, зоне кристаллических пород (метаморфических и магматических образований позднего архея и раннего протерозоя). Ввиду отсутствия водоупоров, воды четвертичных образований и кристаллических пород архейско-раннепротерозойского фундамента гидравлически связаны между собой и образуют общее зеркало подземных вод. Установлена гидродинамическая и гидрохимическая зональность разреза по данным скв. СГ-3 [36]. Первая зона мощностью около 120 м (реже – до 800 м), с активным водообменом, содержит воды с минерализацией, обычно не превышающей 1 г/л, и весьма разнообразным химическим составом: гидрокарбонатно-сульфатным и сульфатным кальциево-магниевым, а также гидрокарбонатно-хлоридным натриево-кальциевым. Микрокомпоненты представлены йодом, бромом, фтором, никелем, кобальтом, радием, бором, калием. Газы – преимущественно атмосферного происхождения с примесью глубинных (особенно с глубины 200–300 м).

На глубине 120–4350 м, в зоне затрудненного водообмена, минерализация воды изменяется от 1,5 до 200 г/л, состав – хлоридный натриевый, натриево-кальциевый, кальциево-натриевый. Газы, как правило, метан и водород; микрокомпоненты – стронций, радий, бром, калий, бор, свинец, йод, мышьяк, рубидий. Еще ниже, в зоне застойного гидродинамического режима, минерализация воды достигает 200–250 г/л, состав весьма близок к зоне затрудненного водообмена, с большим участием мантийных газов (водород, гелий).

Тектоническая структура описываемой территории характеризуется наличием ряда чередующихся синклиналильных и антиклиналильных зон, протягивающихся с запада-северо-запада на восток-юго-восток. Антиклиналильные зоны сложены архейскими, архейско-протерозойскими и протерозойскими гранитами, а также сильно гранитизированными архейскими гнейсами. На площади выделено четыре гидрогеологических района, приуроченных к антиклиналильным зонам: *Мурманский*, *Нотозерский*, *Ковдорский* и *Центрально-Кольский*, с мощностью зоны эффективной трещиноватости, как правило, не превышающей 5–10 м. Названные районы характеризуются распространением, в первую очередь, порово-пластовых вод четвертичного покрова и трещинных вод (трещин отдельности и выветривания) наиболее древних кристаллических пород.

Синклиналильные зоны характеризуются большей степенью обводнения благодаря значительной мощности эффективной трещиноватости, достигающей 40–70 м. Гидрогеологические районы *Рыбачинский*, *Титовско-Кейвский*,

Печенгский, Сальнотундровский и Заимандровский отличаются широким распространением трещинных, пластово-трещинных, трещинно-пластовых и трещинно-жильных вод.

Четвертичные образования имеют широкое (по площади) распространение в Тимано-Скандинавской гидрогеологической складчатой области, за исключением сильно абрадированной полосы шириной 20–60 км, примыкающей к Баренцеву морю, с выходами кристаллических пород на дневную поверхность и прерывистым, маломощным покровом четвертичных отложений. Южнее наиболее широко развита основная морена скандинавского ледника, кроме того, в качестве водоносных могут рассматриваться торфяно-болотные, аллювиальные и морские, флювиогляциальные и элювиально-делювиальные отложения.

Водоносный горизонт торфяно-болотных отложений имеет распространение практически на всей площади, но представляет собой в плане отдельные разрозненные участки в пределах плоских водоразделов, депрессий, долин крупных рек. Торфяники играют важную роль в регулировании стока. Мощности их не превышают 2–5 м, коэффициенты фильтрации составляют 0,01–2 м/сут. По химическому составу воды гидрокарбонатно-хлоридные кальциевые, содержат много органических веществ (до 33 мг/л), общая жесткость не превышает 0,5 мг-экв/дм³, водородный показатель 5–6,5. Для водоснабжения практически не используются из-за плохих питьевых характеристик.

Водоносный горизонт аллювиальных и морских отложений с порово-пластовыми скоплениями вод позднеоплейстоцен-голоценового возраста сложен супесями, крупно-, мелко- и тонкозернистыми песками общей мощностью до 20–30 м, широко развитыми по долинам рек Печенга, Титовка, Западная Лица, Лотта, Кола, Воронья, в меньшей степени – на побережье Баренцева моря. Глубина залегания подземных вод составляет 0–2 м на послеледниковых террасах и 2–5 м на позднеледниковых. По химическому составу воды обычно гидрокарбонатно-кальциевые или гидрокарбонатно-натриевые, реже – хлоридно-натриевые с общей минерализацией до 0,5 г/л [79], в устьях рек достигающей 0,8–0,93 г/л за счет периодического засоления водами Баренцева моря. Водообильность морских отложений, как правило, значительная. Дебит источников изменяется от 0,05 до 2 л/с, дебит шурфов и скважин – от 0,01 до 5 л/с. Весьма сильно обводненные морские отложения встречаются на п-ове Средний, где за счет подтока из сильно нарушенных разломами верхнепротерозойских песчаников дебит источников достигает 9–26 л/с.

Водоносные горизонты ледниковых, флювиогляциальных и элювиально-делювиальных отложений с порово-пластовыми скоплениями вод позднеоплейстоцен-голоценового возраста сложены рыхлыми песчано-пылеватыми отложениями, содержащими грубообломочный материал; являются основными (наиболее используемыми в основном мелкими хозяйствами) источниками подземной пресной воды на площади листа.

Водоносный горизонт верхнеоплейстоценовых ледниковых отложений, представленных мелко- и тонкозернистыми, преимущественно пылеватыми песками с гравием, галькой и валунами, развит практически повсеместно, обычно имея мощность 2–6 м, а в депрессиях – до 15–25 м. Воды, как правило, безнапорные; глубина залегания их уровня в депрессиях 0–2 м, на склонах – 2–4 м. На вершинах гряд и отдельных холмов отложения морены остаются необводненными. Минерализация вод обычно не превышает 0,1 г/л,

химический состав — в основном гидрокарбонатные кальциевые натриевые. Воды мягкие, однако часто присутствуют ионы NO_2^- и NO_3^- , что свидетельствует о загрязнении водоносного горизонта.

Водоносный горизонт верхнеледниковых флювиогляциальных отложений, залегающих обычно на морене или кристаллических породах, представлен озами и зандрами, повсеместно приуроченными к пониженным участкам рельефа. Отложения озов мощностью до 15–30 м обычно представлены хорошоотмытыми песками разной зернистости с включением гравия, гальки и валунов. Зандровые поля, сопутствующие озам, сложены мелко- и среднезернистыми песками с тонкими прослоями гравия и галечника. Подземные воды чаще всего встречаются на глубине 0–3 м. Среднеобводненные разности флювиогляциальных отложений встречаются в Печенгском гидрогеологическом районе, где при общей мощности зандровых полей 10 м, а озов около 20 м обводненная часть песков составляет 6–8 м. Дебит источников часто достигает 2 л/с, воды по химическому составу обычно гидрокарбонатные кальциевые, реже — магниевые и натриевые, с общей минерализацией до 0,1 г/л.

Водоносный горизонт современных элювиально-делювиальных отложений распространен локально на отдельных гористых участках площади листа, имея мощность до 6–8 и даже 15 м в Ковдорском гидрогеологическом районе. Уровень подземных вод обычно находится на глубине 0–5 м; дебит выработок составляет 0,1–0,9 л/с, а многочисленных источников — до 5–10 л/с. Воды обычно пресные, хлоридно-гидрокарбонатные натриевые, кальциевые или магниевые.

Архейско-раннепротерозойские кристаллические породы Балтийского щита содержат несколько водоносных комплексов.

Водоносный комплекс осадочно-метаморфических пород с трещинными, пластово-трещинными, трещинно-пластовыми и трещинно-жильными водами среднерифейско-вендского возраста сложен свитами п-ова Рыбачий и о. Кильдин, распространенными также и в субмаринной части Рыбачинского гидрогеологического района. Они представлены кварцито-песчаниками разнообразной зернистости с относительно мощными пачками конгломератов (на п-ове Рыбачий) и прослоями глинистых и песчано-глинистых сланцев (тонкими на п-ове Рыбачий и более мощными на о. Кильдин). Существенная трещиноватость (и водообильность) пород на п-ове Рыбачий приурочена к резким дислокациям сбросового типа, расположенным в юго-западной части полуострова, здесь трещины часто имеют ширину до 10–20 см и глубину, вероятно, до 300–350 м. Участки, разбитые крупными и глубокими трещинами, характеризуются дебитом скважин 1–5 л/с и выше. На остальной части п-ова Рыбачий и в наибольшей степени — на о. Кильдин трещиноватость весьма слабая, что определяет дебит 0,0001–0,1 л/с.

Подземные воды суши в Рыбачинском гидрогеологическом районе обычно безнапорные, с глубиной расположения уровня около 10 м от поверхности земли. Воды хлоридно-гидрокарбонатные натриевые и кальциевые; минерализация на п-ове Рыбачий в среднем 0,094 г/л, на о. Кильдин — 0,11 г/л. В субмаринной части района, по мере удаления от берега Кольского полуострова, уменьшается водообильность зон субаквальной разгрузки пресных вод суши. Состав подземных вод постепенно сменяется на хлоридный магниевый-натриевый, а их минерализация повышается вплоть до 35 г/л в северной части района.

Высокая степень вовлечения прибрежной зоны Баренцева моря в хозяйственную деятельность привела к присутствию в субмаринных подземных во-

дах верхнеархейского и верхнепротерозойского водоносных комплексов нефтяных и техногенных углеводородов. Здесь же подземные воды содержат радионуклиды Cs^{137} и Co^{60} , реже — Eu^{152} и Eu^{154} . Также распространены канцерогенные и мутагенные ароматические соединения (КПАУ), максимум суммарной концентрации которых отмечен в южном и среднем коленах Кольского залива, входящих в промышленную зону Мурманска и Североморска.

Водоносный комплекс кристаллических пород с трещинно-жильными водами позднеархейско-раннепротерозойского возраста приурочен к массивам основных—ультраосновных пород: габбро, габбро-норитам, габбро-базальтам, метадиабазам, перидотитам. Трещиноватость — весьма неравномерная, дебит скважин меняется от 0,01 до 3,0 л/с. Воды преимущественно гидрокарбонатные натриево-кальциевые, минерализация 0,04—0,08 г/л.

Водоносный комплекс вулканогенно-осадочных пород с трещинными, пластово-трещинными и трещинно-пластовыми водами раннепротерозойского возраста распространен на западе Печенгского гидрогеологического района. Породы, представленные метабазами, сланцевыми амфиболитами, туфами и туффитами, характеризуются сильной трещиноватостью. Размеры трещин достигают 2—80 мм с расстоянием между ними, определяемым расположением плоскостей сланцеватости, равным 5—10, реже — 30—90 см. Глубина большинства трещин, часто зияющих, прослеживается до 20—30 м. Дебит источников 1,3—3,0 л/с. Пополнение подземных вод происходит преимущественно за счет атмосферных и болотных вод. Минерализация невысокая — 0,019—0,135 г/л, по составу воды гидрокарбонатные кальциевые или кальциево-натриевые.

Водоносный комплекс метаморфических пород с трещинно-жильными водами раннепротерозойского возраста приурочен к зоне распространения гранулитов, кристаллосланцев и мигматит-диоритов в основном в Сальнотундровском гидрогеологическом районе, меньшее значение имеет в Ковдорском и Нотозерском районах.

Водоносный комплекс кристаллических пород с трещинно-жильными водами позднеархейского возраста, приуроченный к плагиомикроклиновым и олигоклазовым гранитам, распространен в основном в Мурманском, Центрально-Кольском и Ковдорском гидрогеологических районах. На сильно эродированных площадях Мурманского, Ковдорского и Центрально-Кольского (антиклинальных) районов граниты, как правило, представлены весьма слаботрещиноватыми разностями с трещинами шириной не более 1—2 мм, находящимися на расстоянии 0,5—5,0 м и образующими характерные глыбово-плиточные и матрицевидные отдельности. Средняя глубина трещин 15—20 м. Источники встречаются весьма редко, их дебит не превышает 0,01—0,05 л/с; скважины часто бывают безводными. В приморской части Мурманского гидрогеологического района, где четвертичные отложения практически отсутствуют, широко распространены сбросовые трещины. Ширина таких трещин 3—15 см, эффективная глубина составляет 30—50 м. Здесь дебиты источников относительно высокие — 0,9—2,0 л/с.

Средний уровень грунтовых вод в архейских гранитах составляет 0—5 м от поверхности земли, на возвышениях — 10—50 м. Питание подземных вод происходит в основном за счет атмосферных осадков, а также притока из рек и озер. Воды гидрокарбонатные или хлоридно-карбонатные кальциево-натриевые с минерализацией 0,015—0,295 г/л.

Водоносный комплекс кристаллических пород с трещинно-жильными водами позднеархейского возраста, приуроченный к гнейсам кольской серии, широко рас-

пространен в Титовско-Кейвском (синклинальном), в меньшей степени — Центрально-Кольском и Нотозерском (антиклинальных) гидрогеологических районах. Среднетрещиноватые гнейсы Титовско-Кейвского района, как правило, разбиты с поверхности на блоки размерами от $0,5 \times 1,0$ до $4,0 \times 4,0$ м, разделенные крутонаклонными и вертикальными трещинами со средней шириной 2 см, глубиной до 100–200 м. Трещины заполнены в основном продуктами выветривания кристаллических пород. Дебит источников, выходящих из среднетрещиноватых гнейсов, обычно 0,5–2 л/с.

Весьма слаботрещиноватые гнейсы Центрально-Кольского и Нотозерского районов характеризуются наличием трещин шириной, редко достигающей 1 мм, и глубиной не более 10–30 м. Водопроявления с дебитом 0,0001–0,001 л/с крайне редки и обычно приурочены к выветрелым участкам. На контактах гнейсов с интрузиями в Нотозерском районе могут встречаться локальные участки развития весьма сильнотрещиноватых пород (мощностью 60–120 м), здесь дебит источников составляет 3–15 л/с.

Уровни подземных вод в зонах распространения трещиноватых архейских гнейсов обычно устанавливаются на глубине 10–20 м ниже их кровли, а в понижениях — почти с дневной поверхностью. Воды, как правило, безнапорные, питание — за счет атмосферных осадков. Состав вод гидрокарбонатный или хлоридно-гидрокарбонатный натриево-кальциевый, минерализация не превышает 0,2 г/л.

ЮЖНО-БАРЕНЦЕВОМОРСКИЙ АРТЕЗИАНСКИЙ БАССЕЙН

Подземные воды артезианского бассейна, входящего в состав Баренцево-Карской артезианской области и разделяемого на площади листа по структурно-тектоническим критериям на три гидрогеологических района (Кольский, Варяжский и Центральный), принадлежат к трем гидрогеологическим этажам. Нижний этаж, приуроченный к дорифейскому фундаменту бассейна, залегает на глубине до 8–14 км. Кристаллические породы фундамента содержат, по всей видимости, лишь весьма незначительные скопления подземных рассолов трещинно-жильного типа.

Средний гидрогеологический этаж мощностью от 4–5 до 10–12 тыс. м сложен верхнепротерозойскими осадочно-метаморфическими, палеозойскими и триасовыми терригенными и карбонатными отложениями с трещинно-пластовыми скоплениями соленых и слаборассольных подземных вод. Наибольшую мощность имеют рифейские, ниже-среднепалеозойские и триасовые отложения. Последние (мощностью 2–3 тыс. м) представлены алевролитами и песчаниками, как правило, с низкими фильтрационно-емкостными свойствами [48]. Минерализация триасовых отложений, по данным, полученным на Мурманской площади, составляет 7–47 г/л, состав вод хлор-кальциевого или гидрокарбонатно-натриевого типа. Верхний гидрогеологический этаж мощностью до 2,5 тыс. м состоит из водоносных комплексов юрско-меловых и четвертичных отложений, содержащих порово-пластовые и порово-трещинно-пластовые скопления соленых и слаборассольных вод предположительно хлор-кальциевого состава [103].

В районе прогиба Тиддли, где соляные диапиры выходят на поверхность дна, распространен комплекс локальных водоупоров, приуроченных к галогенным породам соляных куполов каменноугольно-раннепермского возраста.

ГЕОЭКОЛОГИЯ

ХАРАКТЕРИСТИКА ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЧАСТИ ЛИСТА

Оценка экологического состояния и составление эколого-геологической схемы масштаба 1 : 2 500 000 на континентальную часть территории листа R-(35), 36 выполнены с использованием всего доступного фактического материала и большого объема первичных аналитических данных эколого-геохимического картирования в рамках двух международных проектов.

Первый из них, «Совместное эколого-геохимическое картирование и мониторинг масштаба 1 : 1 000 000 западной части Мурманской области и сопредельных районов Финляндии и Норвегии» (сокращенно «Kola Ecogeochemistry») выполнялся в 1992–1996 гг. на площади 188 000 км² (в том числе 88 000 км² – российская территория) как совместное сотрудничество Центрально-Кольской экспедиции (ЦКЭ) и Геологических служб Норвегии (NGU) и Финляндии (GTK). Средняя плотность отбора проб составила 1 пункт (водосборная площадь < 30–50 км²) комплексного опробования на 300 км², со сгущением до 1 точки (площадки)/100 км² вблизи источников загрязнения. Основные материалы проведенного картирования изложены в специальном (NGU, GTK и ЦКЭ) совместном издании «Environmental Geochemical Atlas of the Central Barents Region» (Trondheim, Norway, NGU, 1998).

В рамках Второго международного проекта «Barents Ecogeochemistry» региональным эколого-геохимическим картированием в масштабе 1 : 2 500 000 по аналогичной унифицированной методике была охвачена континентальная часть Северо-Запада России и вся территория Финляндии. На российской части площади работа выполнена при участии ЦКЭ (Мурманская область), ОАО «Архангельскгеолразведка» (Архангельская область, Ненецкий АО), ЗАО «Миреко» (Республика Коми и Ненецкий АО) и ГГУП «Минерал» (Республика Карелия и Ленинградская область). Изучена территория общей площадью 1500 тыс. км², в том числе 1237 тыс. км² – на российской части. Средняя плотность отбора проб составила 1 пункт (водосборная площадь < 100 км²) комплексного опробования на 1000 км², со сгущением до 1 пункта (площадки) на 300 км² вблизи источников загрязнения. По материалам проведенного картирования опубликован «Geochemical Atlas of Eastern Barents Region» (Amsterdam, ELSEVIER, 2004).

На территорию листа R-(35), 36 имеются также данные опытно-методических и научно-исследовательских работ по многоцелевому геохимическому картированию применительно к масштабу 1 : 1 000 000 (МГХК-1000), проведенному

на Кольском полуострове в 1991–1994 гг. (Кольский полигон) в рамках единой программы ИМГРЭ «Геохимическая карта России». Средняя плотность опробования соответствовала 1 пробе/100 км². Основной аналитической базой этих исследований являлся приближенно-количественный спектральный анализ, метрологическое обеспечение которого в отношении оценки правильности полученных результатов практически отсутствует. Для решения экологических задач проводилось опробование поверхностного органического слоя почв (A₀), лишайников (ягеля) и поверхностных вод. Позднее [253] было проведено сопоставление этих материалов с данными международного проекта «Kola Ecogeochemistry». Установлено, что составленные раздельно по этим проектам эколого-геохимические карты для почвенного слоя A₀, несмотря на различную плотность опробования, практически идентичны друг другу. Чувствительность к аэротехногенному загрязнению лишайникового покрова (МГХК-1000) значительно уступает данным по опробованию мхов в международном проекте. Данные же большеобъемных (5 л с последующим концентрированием или применением сорбентов) проб поверхностных вод из МГХК-1000 оказались малоинформативными из-за крайне ограниченного круга определяемых элементов, недостаточной чувствительности и высокой аналитической дисперсии результатов анализа сорбентов. В связи с этим, приведенные ниже данные по составлению эколого-геологической карты основаны только на материалах указанных выше международных проектов.

Статистическая обработка материалов

Учитывая крупные размеры (более 50 % площади российской части листа R-(35), 36) и очень высокую контрастность наблюдаемых в поверхностных средах геохимических полей, для правильного выбора фонового содержания элементов и надежного картирования территории по уровням загрязнения, по материалам выполненных международных проектов были сформированы файлы данных, включающие первичные результаты анализов проб мхов, органогенного слоя почв и поверхностных вод не только для российской части листа R-(35), 36, но и для прилегающей с запада территории севера Норвегии и Лапландии (листы R-35, Q-35), а также листы Q-(35), 36 и R-37 российской территории к югу и востоку. Общее количество включенных в прилагаемую к карте базу первичных данных и использованных для статистической обработки и составления картографических материалов точек опробования приведено в табл. 5.

Результаты статистической обработки распределения элементов в выборках, для которых удалены заведомо аномальные концентрации, представлены в табл. 6.

Учитывая логнормальный характер распределения, в качестве фоновых значений приняты средние геометрические значения содержания элементов, а относительное стандартное отклонение соответствует уровню природной фоновой дисперсии концентраций. Обращает на себя внимание резкое сокращение объемов (числа проб) в фоновых выборках для основных, широко рассеянных по площади элементов-загрязнителей территории, в том числе для Ni, Cu, Co, As, Cr, Cd, Fe и др.

В концентрации основных катионов (Ca, Na, K, Mg) и иона SO₄⁻² для поверхностных вод введена поправка за счет существенного влияния моря, и от-

Таблица 5

Объем использованных первичных данных

Среда опробования	Всего проб	В том числе для российской части территории листа R-(35), 36
Мох	796	220
Органогенный слой почв	814	225
Поверхностная вода	321	135

Таблица 6

Статистические параметры распределения элементов в мхе, органическом слое почв и поверхностных водах

Элемент	Мох			Органический слой почв			Поверхностные воды		
	n	Средн. геом., мг/кг	Относит. станд. отклонение	n	Средн. геом., мг/кг	Относит. станд. отклонение	n	Средн. геом., мкг/л	Относит. станд. отклонение
Ag	520	0,024	1,91	668	0,147	1,93	174	0,0013	1,47
Al	717	165,2	1,62	626	1901	1,57	319	34,3	2,07
As	472	0,118	1,41	671	0,998	1,39	157	0,082	1,61
B	745	1,67	1,83	814	2,36	1,44	171	1,25	1,26
Ba	760	17,78	1,41	731	101,8	1,45	296	5,4	1,93
Be	736	0,0146	1,3	391	0,059	1,5		Н/д	
Bi	567	0,0164	2,09	404	0,101	1,26		Н/д	
Ca	778	2564	1,21	796	2861	1,42			
Cd	644	0,081	1,39	779	0,288	1,48	92	0,011	1,32
Co	356	0,195	1,4	671	1,27	1,78	187	0,025	1,38
Cr	545	0,44	1,47	678	2,63	1,66	277	0,283	1,71
Cu	347	4,53	1,19	448	6,93	1,26	200	0,525	1,52
Fe	589	156,7	1,52	621	1644	1,58	182	71,6	1,8
Hg	796	0,049	1,53	814	0,204	1,37		Н/д	
K	731	4207	1,18	807	918,3	1,33			
Mg	790	1084	1,26	614	765,6	1,58			
Mn	746	418,8	1,54	796	114,6	2,51		Н/д	

Элемент	Мох			Органический слой почв			Поверхностные воды		
	n	Средн. геом., мг/кг	Относит. станд. отклонение	n	Средн. геом., мг/кг	Относит. станд. отклонение	n	Средн. геом., мкг/л	Относит. станд. отклонение
Mo	637	0,069	1,44	671	0,23	1,41	191	0,108	1,63
Na	793	76	2,1	814	58,8	2,3	235	1720	1,33
Ni	350	2,01	1,44	420	5,05	1,52	217	0,278	1,76
P	783	1208	1,25	748	818,5	1,38	Н/д		
Pb	686	2,49	1,42	655	16,8	1,4	248	0,079	1,57
Rb	796	11,12	1,69	729	4,89	1,57	321	0,536	1,87
S	712	813	1,12	814	1380	1,4			
Sb	707	0,035	1,46	633	0,179	1,39	195	0,01	1,16
Se	792	0,398	1,13	706	0,359	1,22	Н/д		
Sr	684	8,24	1,59	773	27,4	1,61	238	14,7	1,37
Th	685	0,0211	1,76	720	0,287	1,58	170	0,0095	1,61
Tl	796	0,022	2,16	726	0,089	1,56	151	0,0044	1,24
U	676	0,0082	1,85	748	0,102	1,55	151	0,01	1,8
V	680	1,24	1,66	688	4,48	1,54	244	0,19	1,5
Zn	788	30,5	1,38	806	41,6	1,47	206	0,964	1,52
Cl, мг/л							192	0,857	1,45
F, мг/л							318	0,053	1,53
SO ₄ [*] , мг/л							260	2,23	1,52
Ca*, мг/л							277	2,32	1,64
Na*, мг/л							264	1,04	1,43
K*, мг/л							285	0,344	1,95
Mg*, мг/л							276	0,766	1,6

* Содержание элемента откорректировано за счет влияния моря; n – количество проб в выборке.

корректированные данные для этих элементов в прилагаемой базе данных и при дальнейшем использовании для построения карт помечены звездочкой (Ca*, Na*, K*, Mg*, SO₄²⁻). Согласно рекомендациям [98], исходные данные (мг/л) переводились в мгэкв/л, выполнялся расчет скорректированных концентраций по хлору и обратный перевод в размерность мг/л. Схема пересчета приведена в табл. 7.

Схема расчетов для учета влияния моря

Элемент	Размерность	Коэффициенты пересчета в мг-экв/л и обратно	Формула расчета откорректированных данных
Ca	мг/л	0,0499	$Ca^* = Ca - 0,037[Cl^-]$
Mg	мг/л	0,08224	$Mg^* = Mg - 0,198[Cl^-]$
Na	мг/л	0,04348	$Na^* = Na - 0,858[Cl^-]$
K	мг/л	0,02558	$K^* = K - 0,018[Cl^-]$
SO ₄ ⁻²	мг/л	0,0282	$SO_4^{-2*} = SO_4^{-2} - 0,103[Cl^-]$

Для характеристики особенностей пространственного распределения элементов для каждой среды опробования составлены серии схем, включающие моноэлементные схемы для основных элементов-загрязнителей (никель, медь, сера или сульфат-ион) и схемы мультипликативных коэффициентов, выделенных по результатам корреляционного и факторного анализов и представляющих собой природные ассоциации или группы элементов, сопутствующие техногенному загрязнению.

Пространственное распределение никеля и меди, являющихся основными элементами-загрязнителями предприятий цветной металлургии, очень сходно для всех изученных сред. Максимальные значения (до 300–500 мг/кг) и высокие градиенты их концентраций наблюдаются в окрестностях медно-никелевых комбинатов «Печенганикель» (города Никель–Заполярный) и «Североникель» (г. Мончегорск, расположенный в непосредственной близости к югу от территории листа R-(35), 36).

В районе комбината «Печенганикель» территория контрастного по уровню загрязнения практически полностью включает крупные водосборные бассейны рек Патсайоки, Печенга, Титовка, Зап. Лица и захватывает западную часть п-ова Рыбачий. Загрязнение от комбината «Североникель» к северу распространяется до нижнего течения рек Кола и Кица, а на востоке – до оз. Чудзьявр. Эти крупные аномальные поля в северо-западном направлении объединяются широкой (особенно по данным опробования мхов) зоной сравнительно низких концентраций. Содержание Ni и Cu, близкое к фоновому, отмечается только в пределах междуречья Лотты и Ноты к юго-западу от Верхнетуломского водохранилища и на востоке площади, за р. Воронья.

Пространственное распределение серы характеризуется некоторыми важными отличительными особенностями. Накопление серы во мхах свидетельствует о ее техногенном происхождении, при этом загрязнение от комбината «Печенганикель» значительно контрастнее (до 1,5–2,0 г/кг при фоне для биогенной серы 0,7–0,8 г/кг) и шире в сравнении с окрестностями г. Мончегорск, самостоятельное широкое поле загрязнения отмечается также вокруг г. Мурманск. Преобладающая доля повышенных концентраций серы в органогенном слое почв связана с природными особенностями и обусловлена морскими аэрозолями. Как и для мхов, аномальное содержание сульфат-иона SO₄^{-2*}, скор-

ректированное за счет влияния моря, в поверхностных водах обусловлено преимущественно техногенным загрязнением.

Мультипликативные коэффициенты $K1$ ($K1_m = Co \times Ag \times As \times Cd \times Sb \times Se \times Pb \times Mo$ для мхов, $K1_o = Co \times Ag \times As \times Bi \times Pb \times Cd \times Mo \times Se$ для органического слоя почв и $K1_v = Co \times As \times Cr \times Sb \times Cd \times Pb \times Zn \times Tl$ для поверхностных вод) довольно близки по составу и характеризуют группу сопутствующих медно-никелевому производству элементов-загрязнителей. Особенности пространственного распределения этой группы практически аналогичны таковым для основных элементов-загрязнителей.

Особенности пространственного распределения мультипликативных коэффициентов $K2$ ($K2_m = U \times Th \times Al \times Be \times Sr \times Ba \times K \times P$ для мхов, $K2_o = U \times Th \times Al \times Be \times Sr \times Ba \times Ca \times P$ для органогенного слоя почв и $K2_v = U \times Mo \times K \times F \times Na^* \times Sr \times Rb$ для поверхностных вод) обусловлены загрязнением поверхностных сред пылью геогенной или, в ряде случаев, геогенно-техногенной природы, и связаны с эрозией почв на участках распространения горных пород щелочного состава. Особенно контрастные аномалии этой группы элементов отмечаются в юго-восточной части листа, в окрестностях близко расположенных крупных Хибинского и Ловозерского массивов щелочных пород.

Идентичные по составу мультипликативные коэффициенты $K3_m = Fe \times Cr \times V$ во мхах и $K3_o = Fe \times Cr \times V$ в органогенном слое почв иллюстрируют особенности распределения другой группы элементов техногенного загрязнения, пространственная приуроченность которых наиболее характерна для промышленного района г. Мурманск.

Карта распределения значений ЕС (электропроводности) отражает степень общей минерализации поверхностных вод. При низком фоновом уровне ЕС, характерном для ультрапресных вод территории, отмечаются обширные поля существенно повышенных значений вдоль всего побережья, обусловленные влиянием морских аэрозолей (преимущественный вклад Na и Cl), и слегка заметное увеличение значений ЕС в центральной части территории листа. Последнее имеет геогенную причину, хорошо согласуется с мультипликативным коэффициентом $K3_v = Ca^* \times Mg^* \times K^* \times Ba \times Na^*$, подтверждающим существенное увеличение содержания основных катионов в поверхностных водах, приуроченное к полю развития пород гранулитового комплекса и региональному контакту кольского и беломорского блоков архейского гранито-гнейсового фундамента. В распределении $K3_v$ также отчетливо проявлены локальные аномальные поля повышенного содержания основных катионов, обусловленные техногенным загрязнением поверхностных вод вблизи горнопромышленных центров.

Мультипликативные коэффициенты $K4$ ($K4_m = Mg \times Na$ для мхов, $K4_o = B \times Mg \times Na$ для органогенного слоя почв и $K4_v = Na \times Cl \times B$ для поверхностных вод) фиксируют широкое влияние моря на изученные поверхностные среды вдоль всего арктического побережья.

Интегральная оценка экологического состояния каждой из рассмотренных поверхностных сред проведена по суммарному показателю загрязнения (Z_c), рассчитанному согласно [146] по формуле:

$$Z_c = \Sigma(C_i/C_\phi) - (n-1),$$

где C_i — содержание i -го элемента в точке опробования; C_ϕ — фоновое содержание i -го элемента; n — количество элементов.

На основе проведенного анализа распределения элементов и их ассоциаций в наборе использованных для расчета Z_c учтены:

для мхов – Ni, Cu, S, Co, Ag, As, Cd, Sb, Se, Pb, Bi, Mo, Fe, Cr, V, U, Th, Al, Be, Sr, Ba, K, P (23 элемента);

для органогенного слоя почв – Ni, Cu, Co, Ag, As, Cd, Sb, Pb, Bi, Mo, Fe, Cr, V, U, Th, Al, Be, Sr, Ba, Ca, P (21 элемент);

для поверхностных вод – Ni, Cu, SO_4^{2-} , Co, Ag, As, Cd, Sb, Pb, Mo, Zn, Tl, Al, Fe, U, K^+ , F^- , Na^+ , Sr, Rb (20 элементов).

Для мхов и органогенного слоя почв элементы, обусловленные влиянием моря, в расчетах не использованы, а для поверхностных вод учтены скорректированные данные по основным анионам и катионам. В качестве фоновых использовались средние геометрические значения элементов из табл. 6.

Пространственное распределение суммарного показателя загрязнения Z_c для мхов и органогенного слоя почв практически идентично. В целом, полоса загрязнения прослеживается непрерывной широкой зоной с юга на север от Мончегорского района до Мурманска и Кольского залива и затем в северо-западном направлении до границы с Норвегией. Эпицентры загрязнения отмечаются в непосредственной близости к комбинату «Североникель», в окрестностях г. Мурманск, а также городов Никель и Заполярный. Ощутимое влияние комбината «Печенганикель» фиксируется до п-ова Средний и западной части п-ова Рыбачий. Существенным различием для этих сред является значительно более широкая площадь внешней зоны загрязнения во мхах, обусловленная более низкими значениями и меньшей изменчивостью фоновых уровней для этой среды опробования по большинству элементов-загрязнителей (табл. 6). Для верхнего почвенного горизонта, фиксирующего интегральное многолетнее накопление техногенных выбросов, характерны более высокая контрастность и значительно более резкий градиент изменчивости аномального геохимического поля в непосредственной близости к промышленным источникам загрязнения.

Суммарный показатель Z_c для поверхностных водотоков, рассчитанный относительно природного фонового содержания элементов в ультрапресных водах региона, также отмечает обширные, резко аномальные поля загрязнения в окрестностях Cu-Ni металлургических комбинатов. Наряду с этим, ряд локальных аномальных точек и более широкие слабоконтрастные поля (верховья р. Териберка, среднее течение р. Воронья и ряд ее притоков, оз. Алла-Аккаярви и др.) имеют, вероятнее всего, геогенную природу и обусловлены рудной специализацией этих площадей.

Оценка загрязнения суши

Интегральная оценка загрязнения суши отражена на геоэкологической схеме, которая включает в себя информацию о природных условиях и хозяйственной деятельности на территории листа R-(35), 36, контуры площадей по уровням загрязнения компонентов природной геологической среды (ПГС) и оценку по этим данным эколого-геологической обстановки территории. Схема сопровождается кадастром «Эколого-геохимических аномалий» с подробной характеристикой выделенных площадей по уровням Z_c , спектру и контрастности элементов-загрязнителей, экологического состояния ПГС (табл. 8).

Кадастр эколого-геохимических аномалий

Территория загрязнения	Код на карте	Характеристика площадей загрязнения по средам опробования				Ранжированный по убыванию Z_c ряд элементов ($c Z_c > 2$)	Степень опасности (оценка по опробованию двух сред – мхов и почв)	
		Среда	Кол-во проб, п	Площадь, км ²	Z_c средн.			
Общая территория (7500 км ²), подверженная воздействию комбината «Печенганикель»	1.1 + 1.2 + 1.3	Мох	43	7417	109,1	Ni ^{51,1} Co ^{18,3} Cu ^{13,7} As ^{6,7} Fe ^{6,6} Cr ^{6,5} U ^{3,4}	Кризисная	
		Почва	27	6204	135,8	Ni ^{58,8} Cu ^{42,7} Co ^{10,9} As ^{7,8} Cr ^{6,7} Se ^{4,1} Fe ^{4,0} Mo ^{3,7}		
		Вода	24	5188	123,9	Ni ^{83,9} Co ^{13,4} Cu ^{6,6} As ^{6,5} U ^{4,7} Pb ^{4,2} Zn ^{4,2} SO ₄ ^{*3,2} Cd ^{2,1}		
В том числе с Z_c :	32–64	1.1	Мох	18	3643	40,2	Ni ^{17,5} Co ^{6,6} Cu ^{5,3} Cr ^{3,1} As ^{3,1} Fe ^{3,0} Sb ^{2,1}	Напряженная
			Почва	12	3559	43,3	Ni ^{22,1} Cu ^{9,5} Co ^{4,1} As ^{2,6} Cr ^{2,1} U ^{2,1} Fe ^{2,1} Se ^{2,0}	
			Вода	2	1331	35,5	Ni ^{18,9} As ^{7,7} U ^{5,5} Cu ^{4,4} SO ₄ ^{*2,0} Co ^{2,0}	
	64–128	1.2	Мох	16	2375	85,5	Ni ^{42,5} Co ^{15,5} Cu ^{11,4} As ^{5,3} Cr ^{5,3} Fe ^{5,2}	Кризисная
			Почва	7	1164	80,5	Ni ^{47,4} Cu ^{18,9} Co ^{7,5} As ^{3,7} Cr ^{2,8} Fe ^{2,2} Bi ^{2,0}	
			Вода	4	2000	83,5	Ni ^{51,9} As ^{13,3} Co ^{9,8} Zn ^{6,7} Cu ^{4,6} SO ₄ ^{*3,4} Cd ^{2,7} Pb ^{2,5}	

В том числе с Z _c :	>128	1.3	Мох	9	1399	244,1	Ni ^{102,6} Co ^{36,7} Cu ^{27,2} As ^{13,7} Cr ^{11,6} Fe ^{11,6} Cd ^{13,4} Sb ^{2,9}	Катастрофическая	
			Почва	8	1481	413,3	Ni ^{158,1} Cu ^{148,4} Co ^{29,3} As ^{24,0} Cr ^{21,1} Se ^{11,3} Fe ^{10,4} Mo ^{10,2}		
			Вода	7	2693	321,8	Ni ^{237,7} Co ^{35,4} Cu ^{14,4} As ^{9,7} Zn ^{7,6} SO ₄ ^{6,8} Cd ^{3,9} U ^{3,0}		
Общая территория (10 800 км ²), подверженная воздействию комбината «Североникель»			2.1 + 2.2 + 2.3	Мох	50 (66*)	10278	101,8	Ni ^{28,7} Co ^{12,7} Cu ^{11,3} Sr ^{6,4} V ^{6,4} Bi ^{5,0} Fe ^{4,9} U ^{4,6} Mo ^{4,1} Al ^{3,9} Cd ^{3,7} Cr ^{3,6} Th ^{3,6}	Кризисная
				Почва	19 (26*)	4722	187,1	Ni ^{83,6} Cu ^{58,3} Co ^{13,0} Mo ^{5,2} Th ^{4,4} As ^{4,2} Be ^{3,8} U ^{3,6} Se ^{3,5} Cr ^{3,4} Sr ^{3,0} Bi ^{2,9} Al ^{2,5}	
				Вода	5 (8*)	4630	113,8	Ni ^{58,5} Co ^{19,9} Cu ^{10,3} U ^{8,2} As ^{4,0} Zn ^{3,5} Cd ^{3,4} Pb ^{3,0} Mo ^{2,5}	
В том числе с Z _c :	32–64	2.1	Мох	36	6840	43,5	Ni ^{13,3} Co ^{6,3} Cu ^{5,6} V ^{4,5} Fe ^{2,7} As ^{2,5} Cr ^{2,3} Sr ^{2,2} U ^{2,2} Bi ^{2,2} Cd ^{2,2} Mo ^{2,1} Sb ^{2,0}	Напряженная	
			Почва	13	2547	47,4	Ni ^{24,0} Cu ^{8,9} Co ^{5,4} Fe ^{2,9} Cr ^{2,5} Mo ^{2,2} Th ^{2,1} As ^{2,0} Bi ^{2,0} V ^{2,0} Sr ^{2,0}		
			Вода	3	2490	50,6	Ni ^{18,9} Cu ^{8,2} Zn ^{7,6} Sr ^{3,7} Mo ^{3,6} K _s ^{3,2} U ^{2,8} SO ₄ ^{2,7} Rb ^{2,5} Co ^{2,1} As ^{2,0}		
	64–128	2.2	Мох	13	2770	86,5	Ni ^{29,8} Co ^{13,6} Cu ^{11,4} Fe ^{5,0} Mo ^{4,2} Bi ^{4,2} As ^{4,1} Sr ^{3,7} Cd ^{3,7} V ^{2,7} U ^{2,7} Cr ^{2,7} Al ^{2,4} Sb ^{2,3}	Кризисная	
			Почва	5	1223	103,0	Ni ^{55,8} Cu ^{20,6} Co ^{9,8} Mo ^{3,9} Fe ^{3,2} Bi ^{3,0} Cr ^{2,5} As ^{2,5} Se ^{2,4} Th ^{2,2} V ^{2,0} U ^{2,0} Cd ^{2,0} Sr ^{2,0}		
			Вода	3	1321	89,3	Ni ^{26,0} Co ^{12,6} Cu ^{10,1} Cr ^{7,7} V ^{6,5} Fe ^{6,2} U ^{3,9} Mo ^{3,8} SO ₄ ^{3,3} Rb ^{3,2} Zn ^{3,5} As ^{3,0}		
В том числе с Z _c :	>128	2.3	Мох	9	668	241,4	Ni ^{58,5} Co ^{28,1} Cu ^{25,1} Fe ^{16,3} Sr ^{14,3} Al ^{13,2} U ^{12,8} Bi ^{11,1} Th ^{10,4} As ^{9,4} Cr ^{9,2} Mo ^{7,7} Be ^{7,6} Cd ^{7,3} ××V ^{7,2}	Катастрофическая	
			Почва	8	952	307,1	Ni ^{138,3} Cu ^{99,7} Co ^{20,8} Mo ^{8,0} As ^{7,3} Sr ^{5,7} Cr ^{5,5} Se ^{5,4} Fe ^{5,1} Bi ^{4,3} V ^{3,7} Be ^{3,4} U ^{3,4} Th ^{3,2} Al ^{2,6}		
			Вода	2	819	1367	Ni ^{775,5} Co ^{353,5} Cu ^{152,6} Cd ^{37,2} Zn ^{13,1} As ^{10,4} SO ₄ ^{9,6} Sb ^{7,8} Pb ^{6,8} Mg ^{5,0} Al ^{3,5} Ba ^{3,1}		
Окрестности г. Мурманск (204 км ²)			3	Мох	3	104	94,1	V ^{33,7} Ni ^{11,0} Sb ^{9,0} Fe ^{5,7} Pb ^{5,2} Cu ^{4,9} Co ^{4,9} Cd ^{3,8} Sr ^{3,8} Bi ^{3,1} Al ^{2,9}	Кризисная
				Почва	3	179	61,2	V ^{18,4} Ni ^{9,2} Pb ^{6,7} Cu ^{5,3} Sr ^{5,0} Cr ^{4,5} Fe ^{3,9} Co ^{3,7} Th ^{3,5} Sb ^{2,6} Mo ^{2,6} U ^{2,4} Zn ^{2,3}	
				Вода	3	1568	19,8	U ^{7,0} Ni ^{3,8} Co ^{3,7} Fe ^{2,9} Mo ^{2,0}	

Территория загрязнения	Код на карте	Характеристика площадей загрязнения по средам опробования				Ранжированный по убыванию Z_c ряд элементов ($c Z_c > 2$)	Степень опасности (оценка по опробованию двух сред – мхов и почв)
		Среда	Кол-во проб, п	Площадь, км ²	Z_c средн.		
Внешняя общая зона загрязнения (13 400 км ²) под воздействием Cu-Ni комбинатов	4	Мох	36	13000	22,8	Ni ^{8,8} Co ^{3,9} Cu ^{3,4} V ^{2,2} As ^{2,1} Sb ^{2,0}	Удовлетворительная
		Почва	76	13548	14,9	Ni ^{6,7} Cu ^{3,2} Co ^{2,1}	
		Вода	42	15507	12,7	Ni ^{3,7} U ^{3,5} Fe ^{2,2} Cu ^{2,2}	
		Почва	3	179	61,2	V ^{18,4} Ni ^{9,2} Pb ^{6,7} Cu ^{5,3} Sr ^{5,0} Cr ^{4,5} Fe ^{3,9} Co ^{3,7} Th ^{3,5} Sb ^{2,6} Mo ^{2,6} U ^{2,4} Zn ^{2,3}	
		Вода	3	1568	19,8	U ^{7,0} Ni ^{3,8} Co ^{3,7} Fe ^{2,9} Mo ^{2,0}	
Итого территория загрязнения (31 900 км ²) по листу R-(35), 36 в целом		Мох	132 (147*)	30699	62,3	Ni ^{25,1} Co ^{9,9} Cu ^{8,0} Fe ^{3,9} As ^{3,8} Cr ^{3,5} V ^{3,2}	Переход от напряженной к кризисной
		Почва	125 (131*)	24653	67,5	Ni ^{29,7} Cu ^{18,7} Co ^{6,0} Cr ^{3,3} As ^{3,2}	
		Вода	74 (77*)	26893	6,2	Ni ^{2,7} U ^{2,1}	

50 (66*) – использованное для расчетов Z_c количество проб в пределах листа R-(35), 36 и (в скобках) с учетом влияния комбината «Североникель» вблизи южной рамки планшета.

Рассматриваемая территория по природным условиям, характеризующим ее биоклиматические особенности, располагается в пределах перехода субарктической зоны с типичными тундровыми и лесотундровыми ландшафтами на севере в бореальную зону с широко распространенными северо-таежными ландшафтами на юге листа R-(35), 36. На востоке территории, преимущественно в субарктической зоне, отмечается район спорадического распространения многолетнемерзлотных пород со среднегодовой температурой от 0 до -1°C . Преобладающими морфогенетическими типами рельефа являются возвышенные денудационные и аккумулятивно-денудационные равнины. Низкогорный структурно-денудационный рельеф с типичными азональными горно-таежными и тундрово-таежными ландшафтами характерен для горно-холмистой территории Сальных Тундр на юго-западе листа. Преобладание в распространении низменных аккумулятивно-денудационных равнинных форм рельефа отмечается в слиянии рек Лотта и Нота в районе Верхнетуломского водохранилища.

Среди экзогенных геологических процессов (ЭГП) наибольшее развитие на площади характерно для абразии вдоль арктического побережья, локальные обвалы и осыпи на участках развития низкогорных форм рельефа и гидролакколиты совместно с торфяными буграми выпучивания на заболоченных участках спорадического развития многолетнемерзлотных пород.

Территория северо-запада Мурманской области является одним из крупнейших индустриальных районов в европейской части России. Важное промышленное значение здесь имеют добыча и переработка цветных и черных металлов, химического сырья и строительных материалов. Наибольший вклад в загрязнение окружающей среды территории вносят предприятия металлургического производства (до 60 %), энергетического, химического и лесопромышленного комплексов.

К наиболее крупным промышленным центрам цветной металлургии относятся два комбината: «Печенганикель» в Никеле/Заполярье и «Североникель» в г. Мончегорск, расположенном за пределами листа, но в непосредственной близости к его юго-восточной рамке. Медно-никелевые руды области вместе с рудой, поставляемой сюда из Норильского района, составляют сырьевую базу этих предприятий. Аэротехногенное загрязнение от упомянутых двух комбинатов распространяется на десятки тысяч кв. км и включает широкий (свыше 20) спектр элементов. Главными из них являются сера, тяжелые металлы и входящие в состав перерабатываемых руд рассеянные элементы-спутники. На долю металлургических комбинатов приходится более 400 тыс. т техногенных выбросов, или около 75 % от суммарных годовых оценок выбросов по области [140]. Высок также уровень сброса сточных вод, загрязненных всеми этими элементами, в ближайшие к месторождениям, рудным хвостохранилищам и комбинатам поверхностные водотоки.

Значительная часть экономического потенциала приходится на г. Мурманск, в структуре которого существенную роль играют обрабатывающая промышленность, в том числе машиностроение, легкая и химическая промышленность, а также вспомогательные и обслуживающие отрасли – электроэнергетика, пищевая, строительство, сельское хозяйство и транспорт. Доля годовых выбросов в атмосферу от Мурманской ТЭЦ достигает 13,4 % от суммарных по области [141]. Кроме того, Мурманск является одним из крупнейших портов России с огромными объемами грузоперевозок и уникальным по концентрации объектов ядерной энергетики и атомного флота.

В Мурманской области химическую промышленность представляет крупное акционерное общество «Апатит», также расположенное вблизи юго-восточной границы листа и осуществляющее в больших масштабах добычу и переработку апатит-нефелиновых руд Хибинского массива.

Строительный комплекс, включая многочисленные, загрязняющие атмосферу предприятия строительных материалов, развит повсеместно по всей территории. Лесная отрасль, играющая существенную роль в промышленном производстве, включает лесное хозяйство, лесную и деревообрабатывающую промышленность.

Северо-западная часть Мурманской области характеризуется высокой транспортной освоенностью. Транспортно-дорожный комплекс основных промышленных районов также является одним из основных источников загрязнения окружающей среды.

Одной из серьезных экологических проблем территории является также загрязнение поверхностных вод. Так, состояние вод в таких районах, как среднее течение р. Печенга, низовья р. Кола и Кольский залив, относится к умеренно загрязненным и грязным, с превышением в ряде случаев ПДК по Cu, Fe, Mn, Zn и нефтепродуктам.

Таким образом, рассматриваемая территория относится к числу интенсивно развитых промышленных регионов и характеризуется большим разнообразием видов, объемов производства, масштабов урбанизации и, соответственно, степени воздействия деятельности человека на окружающую среду.

Выявленные техногенные аномалии одинаково отчетливо прослеживаются в моховом покрове, верхнем органогенном слое почв и в поверхностных водах и представлены широким спектром элементов, наиболее контрастными из которых являются Ni, Co, Cu, As, V, Sr, Fe, U. Согласно существующим инструктивным положениям [67, 146], контуры загрязненных территорий на представленной эколого-геологической схеме и оценка их экологического состояния (степени опасности) даны по среднему значению суммарного показателя Z_c относительно фоновых уровней для чистой территории только по результатам опробования двух сред (мхов и верхнего почвенного горизонта). В прилагаемом кадастре эколого-геохимических аномалий (табл. 8) приведена подробная характеристика по площади их распространения, набору и контрастности элементов-загрязнителей для каждой из перечисленных сред с привязкой по номеру кода к контурам аномалий, выделенным на эколого-геологической схеме. В качестве дополнительного материала в кадастре эколого-геохимических аномалий приведены данные для поверхностных вод, также свидетельствующие об их широком загрязнении относительно фоновых уровней чистых территорий. Однако с формальных позиций (относительно оценки степени их экологической опасности по требованиям указанных инструкций) содержание элементов-загрязнителей значительно ниже уровней ПДК для питьевых вод и только в единичных точках вблизи металлургических комбинатов немного превышает уровень ПДК по Ni и Cu для вод рыбохозяйственного назначения. Необходимо отметить, что действующие ПДК были составлены для вод средней полосы России, в сравнении с которыми содержание многих элементов, в том числе и тяжелых металлов, в ультрапресных поверхностных водах арктического бассейна на 1–2 порядка ниже. Для правильной оценки загрязнения вод уровни ПДК для этих территорий должны быть в значительной степени ужесточены [99].

Экологическое состояние значительной части территории листа R-(35), 36 оценивается как критическое, при этом выделяются три центра, один из которых расположен на северо-западе в окрестностях городов Никель и Заполярный (аномалия 1 с суммарным контуром 1.1 + 1.2 + 1.3), а два других прилегают к наиболее крупным промышленным узлам центральной части Мурманской области: самого г. Мурманск (аномалия 4) на севере и Мончегорск-Оленегорского (аномалия 2 с суммарным контуром 2.1 + 2.2 + 2.3) на юге листа.

В пределах территорий, подверженных техногенному воздействию комбинатов «Печенганикель» (7500 км²) и «Североникель» (10 800 км²), по экологическому состоянию ПГС выделяются значительные участки в непосредственной близости от предприятий, достигшие уровня катастрофической ситуации (контуры 1.3 и 2.3 соответственно), переходящие по мере удаления от комбинатов в более обширные площади с кризисным (контуры 1.2 и 2.2) и напряженным (1.1 и 2.1) уровнями опасности. Состав элементов-загрязнителей на этих территориях обусловлен горно-металлургическим производством цветных металлов (Ni и Cu) и элементами-спутниками, входящими в состав перерабатываемых руд (Co, As, S, Cr, Cd, Sb, Se, Mo). Для аномалии 2 характерен значительно более широкий спектр элементов, включающий также и основные элементы-спутники добываемых и перерабатываемых поблизости хибинских апатит-нефелиновых руд (Sr, P, Al, U, Th, Be).

Очень чувствительные к антропогенным нагрузкам тундровые и северо-таежные ландшафты этих территорий сильно нарушены под воздействием аэротехногенных выбросов. В окрестностях Никеля/Заполярного и Мончегорска на площадях в несколько сот кв. км сформировались техногенные пустоши. По оценкам, основанным на анализе космических съемок [194], на период 1988 г. для наиболее чувствительных тундровых и лесотундровых ландшафтов в окрестностях городов Никель и Заполярный площадь техногенной пустоши составляла 415 км², а общая территория сильно нарушенного растительного покрова достигала 5012 км², что соизмеримо с отмеченной в кадастре суммарной площадью катастрофического и кризисного состояния ПГС этого района.

Аналогичными исследованиями [191] в районе деятельности медно-никелевого комбината «Североникель» (Мончегорск) установлено, что за период 1978–1994 г. площадь техногенной пустоши увеличилась с 265 до 764 км², а территория с частичным, но также ярко выраженным повреждением растительности увеличилась за этот же период с 412 до 1150 км². Установлено здесь также резкое уменьшение (с 852 км² в 1978 г. до 522 км² в 1989 г.) распространенности, т. е. вымирание покрова лишайников в период 1980-х годов, характеризовавшийся максимальными выбросами SO₂ в атмосферу, и их постепенное восстановление в 1990-х годах в связи с существенным понижением эмиссии SO₂ в этом горнорудном районе.

Локальная площадь загрязнения (аномальный контур 3) в окрестностях г. Мурманск соответствует уровню кризисного состояния ПГС и характеризуется резко отличным спектром основных элементов-загрязнителей, в число которых входят V, Ni, Pb, Fe, Cu, Sr.

Внешняя общая зона загрязнения (аномальный контур 4), обрамляющая высокоградиентные аномальные поля от крупных промышленных центров, занимает территорию 13 400 км² и включает сравнительно ограниченный спектр слабоконтрастных элементов, основными из которых являются ведущие компоненты производства цветной металлургии (Ni, Cu, Co). По уровню суммар-

ного показателя Z_c общая эколого-геологическая обстановка этой территории оценивается как удовлетворительная.

Таким образом, всего на территории Кольского полуострова в пределах листа R-(35), 36 выявлено три аномальных участка и объединяющая их протяженная внешняя аномальная зона, суммарная площадь которых 319 тыс. км² (табл. 8), что составляет примерно 68 % от общей территории листа. Общее экологическое состояние этой территории в целом по величине Z_c оценивается как переход от напряженного состояния на удалении от техногенных объектов к кризисному и катастрофическому состоянию вблизи крупных промышленных центров. Выявленный контур этого широкого и интенсивного загрязнения преимущественно обусловлен производственной деятельностью горно-металлургических предприятий и представляет собой фрагмент [253] более крупной (72,3 тыс. км²), единой техногенной аномалии, включающей в себя практически все промышленные районы Кольского региона и прослеживающейся с юга от северной границы с Карелией и далее в меридиональном и северо-западном направлении широкой, не замыкающейся полосой выходит на побережье Баренцева моря.

ХАРАКТЕРИСТИКА ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ АКВАТОРИАЛЬНОЙ ЧАСТИ ЛИСТА

Основными источниками информации для характеристики геоэкологической обстановки в акватории листа R-(35), 36 послужили материалы, полученные при проведении комплексных геоэкологических работ на НИС «Академик Карпинский» (1991) и «Геолог Ферсман» (1992) [217], материалы МАГЭ по геоэкологическим исследованиям в Кольском заливе (в 2002 г.) [231]. Были использованы также результаты аналитических определений на радионуклиды (работы МАГЭ, 2002–2004 гг.) и все доступные нам картографические обобщения и иные сведения из печатных и фондовых источников за предшествующие годы [50, 51, 52, 86, 87, 157]. Следует отметить, что распределение хлороорганических соединений (ГХЦГ, ДДТ, ПХБ и др.), которые являются наиболее опасным видом техногенного загрязнения, изучалось лишь в ходе геоэкологических рейсов 1991–1992 гг.

Общее количество станций на акватории листа R-(35), 36 и прилегающих районах составило 31. В донных отложениях, придонных водах, макробентосе выполнены определения комплекса природных и техногенных компонентов. Число проб и виды анализов указаны в табл. 9.

Методики определений различных компонентов подробно рассмотрены в работах В. И. Гуревича [50, 52, 217], «Методических указаниях...» [90] и в справочной литературе.

Изученная акватория расположена на юго-западе Баренцева моря. Это район очень интенсивного судоходства. Наличие круглогодично незамерзающего порта Мурманск, который является и крупным железнодорожным центром, определяет существование здесь важных транспортных морских трасс, в первую очередь в западной части Северного морского пути. На северо-западном берегу Кольского полуострова, изобилующем многочисленными залива-

ми и губами, расположено много мелких и средних портов с промышленными и судоремонтными предприятиями, военно-морскими базами. Реки и ручьи, которые стекают в Баренцево море с северного побережья полуострова, загрязнены стоками промышленных и коммунально-бытовых вод, содержащих хлорорганические соединения, фенолы, тяжелые металлы и флотореагенты. Нельзя не упомянуть и загрязнение атмосферного воздуха региона промышленными дымами металлургических, химических и других предприятий, содержащими ядовитые и вредные вещества, а также выхлопами автотранспорта. Развитое в районе интенсивное рыболовство приводит к тому, что нормальная бассейновая седиментация постоянно усложняется техногенной турбацией донных осадков и биоценозов траловым вооружением.

Таким образом, антропогенное воздействие на придонные среды акватории листа R-(35), 36 из местных источников представляется весьма существенным. Кроме того, не исключается привнос техногенных поллютантов морскими течениями из Атлантики.

Целью выполненных геоэкологических исследований является установление параметров и уровней антропогенного воздействия на придонные среды акватории листа R-(35), 36 и сравнение фоновых и аномальных концентраций поллютантов с соответствующими параметрами на смежном листе S-(36), 37 и в целом на Западно-Арктическом шельфе. Классификация типов техногенного загрязнения приводится по работам В. И. Гуревича [50, 52, 217].

Загрязнение тяжелыми металлами

Тяжелые металлы – это широко распространенные компоненты морских донных отложений и придонных вод. В то же время они становятся весьма опасными поллютантами, когда природный цикл их осаждения нарушается деятельностью человека. Изученная акватория как раз является примером взаимодействия на придонной морской поверхности обоих видов загрязнения.

В акватории листа R-(35), 36 изучалось распределение группы тяжелых металлов: Cu, Ni, Zn, Pb, Co, Hg, Cd и V. Статистические параметры приводятся в табл. 10.

Максимальное комплексное загрязнение придонных сред целым рядом металлов отмечено в заливе Варангер.

Естественный путь поступления меди и никеля в любую акваторию – в составе взвешенных и растворенных веществ при речном стоке. Река Печенга, впадающая в залив Варангер, дренирует породы Печенгского синклинория, с которыми связаны медно-никелевые месторождения Печенгского рудного поля. Согласно нашим данным [159], в воде ручьев и небольших рек водосборного бассейна р. Печенга зафиксированы повышенные концентрации меди и никеля, достигающие величин 30–100 и 30–50 мкг/л соответственно. Это существенно выше их кларкового содержания в речных водах, составляющего для каждого металла 5 мкг/л [27]. Очевидно, что поступление Cu и Ni в залив Варангер в составе речного стока хотя бы приблизительно характеризует величину природной компоненты при загрязнении акватории этими металлами. Техногенный вклад возникает при разном дымов и промышленных сливах комбинатов «Печенганикель» и «Североникель».

Состав лабораторных исследований

№	Наименование анализов	Придонная среда	Число проб
1	Количественное определение тяжелых металлов (Ni, Zn, Co, Pb, Cu, Cd, Fe, Mn, Hg, Sn) методом атомно-абсорбционной спектrophотометрии	Осадок	26
2	Количественное определение элементов на спектрометре SPARK-1 (Cu, Ni, Zn, Co, Pb, Mn, Fe, Cr, V, Ti, As)	Осадок	29
3	Спектральный приближенно-количественный анализ на 27 элементов	Осадок	37
4	Определение фенолов, нефтяных и ароматических углеводов, C _{орг}	Осадок	25
5	Определение органических поллютантов (α - и γ -ГХЦГ, Σ ДДТ, ПХБ)	Осадок	25
6	Определение биогенных компонентов (NO ₃ , NO ₂ , PO ₄ , P _{общ} , SiO ₂ аморф и пр.)	Осадок	29
7	Химический анализ солянокислых и содовых вытяжек	Осадок	29
8	Количественное определение U	Осадок	22
9	Определение активности радионуклидов (Cs ¹³⁷ , Th ²²⁸ , Ra ²²⁶ , K ⁴⁰)	Осадок	331
10	Количественное определение тяжелых металлов (Ni, Zn, Co, Pb, Cu, Cd, Fe, Mn, Sn)	Вода	17
11	Определение основных гидрохимических параметров и биогенов (СПАВ, SiO ₂ и др.)	Вода	17
12	Определение органических поллютантов (Σ ГХЦГ, Σ ДДТ, ПХБ)	Вода	17
13	Определение фенолов, НУ, ПАУ	Вода	17
14	Количественное определение тяжелых металлов (Zn, Fe, Sn, Mn, Co, Ni, Cu, Cd, Pb)	Макробентос	11
15	Определение органических поллютантов (α - и γ -ГХЦГ, Σ ДДТ, ПХБ)	Макробентос	11
16	Определение активности радионуклидов (Th ²²⁸ , K ⁴⁰ , β -активность)	Макробентос	7

Попытка оценить величину аэротехногенного загрязнения медью и никелем была предпринята В. И. Гуревичем в 1966 г. [49] при опробовании снегового покрова в районе г. Мончегорск с выходом в незагрязненную зону. Оказалось, что содержание меди и никеля в снеговой воде на участке интенсивного

загрязнения за полгода существования снегового покрова составило 1000–3000 мкг/л (Cu) и 3000–10 000 мкг/л (Ni), снижаясь по мере удаления от «возмущающего» объекта до 5–3 мкг/л (Cu) и 10–5 мкг/л (Ni) на расстоянии 60–80 км. Естественно, выводы 1966 г. нельзя полностью распространить на комбинат «Североникель», однако эти цифры, хоть и очень приблизительно, дают представление о масштабах аэротехногенного загрязнения.

Максимальные концентрации меди в донных отложениях залива Варангер составляют 150 мкг/г, никеля – 50 мкг/г. В придонной воде залива эти металлы находятся в количествах 0,3 и 0,9 мкг/л соответственно. Аномалии слабоконтрастные, но протяженные. Контрастная аномалия по Cu в воде с содержанием 1,2 мкг/л, что составляет более двух стандартов, отмечена в северном колене Кольского залива. В целом же можно считать, что заметного обогащения придонных сред медью и никелем не происходит, хотя масштабы техногенного заражения для них довольно значительны. Можно отметить еще две малоконтрастные аномалии по меди совместно с другими металлами в центре листа и одну – в Мотовском заливе.

В придонных средах акватории гораздо шире распространены свинец, цинк и кадмий. Эти металлы, вероятнее всего, имеют природное происхождение и поступают в море при размыве пород небольшого полиметаллического Софийского месторождения, расположенного на Мурманском побережье. В заливе Варангер Pb и Zn входят в состав обширной комплексной контрастной аномалии с максимальными для акватории содержаниями (мкг/г) в осадке: 40 (Pb), 144 (Zn) и 16 (Cd). В центре территории листа также отмечается цепочка аномальных ореолов по свинцу, иногда – совместно с медью и никелем. Аномальные зоны по свинцу в осадке и придонной воде совпадают не всегда и обычно характеризуются низкой контрастностью. Стоит отметить также, что повышенные содержания свинца в придонной воде зафиксированы в Мотовском заливе, Териберской губе и Кильдинском проливе. Аномалии по Zn и Cd в осадках располагаются только в заливе Варангер, причем контрастность их по кадмию достигает трех стандартных отклонений.

Высококонтрастная (более четырех стандартов) и крупная аномалия по цинку (вернее, аномальная зона) в придонной воде занимает практически всю территорию залива Варангер и продолжается в открытом море. Максимальное для акватории содержание Zn здесь составляет 21,2 мкг/л. Практически совместно с цинковыми расположены слабоконтрастные ореолы рассеяния кадмия в придонной воде. Вероятно, аномалии по этим металлам образуются в придонных средах не только при абразии коренных пород Печенгского района, содержащих полиметаллическое оруденение, но и усиливаются техногенной компонентой за счет поступления промышленных дымов из горнодобывающих предприятий Норвегии.

Повышенные концентрации кобальта четко фиксируются в пелитах и алевроитовых пелитах днища Нордкапского желоба. Цепочка аномалий протягивается от северо-западного угла планшета за границами изученной акватории листа R-(35), 36, где отмечаются максимальные концентрации Co (49 мкг/г), на юго-восток. При этом содержание металла уменьшается до 8–12 мкг/г. Очевидно, такой характер распределения аномальных зон однозначно свидетельствует о поступлении этого металла (может быть, совместно с Zn) из месторождений или от обогатительных фабрик Норвегии. В придонных водах кобальт не концентрируется.

Содержание тяжелых металлов

Металлы	Число проб		Закон распределения	С о д е р ж а			
	Всего	Из них не обн.		В акватории листа R-(35), 36			
				min значащее	max	медиана	аномальное
<i>Донные</i>							
Cu	26	–	ЛН	6	162	305	80
Ni	29	–	Н	3	71	90	27
Co	29	–	ЛН	3	49	74	15
Pb	29	–	Н	5	40	60	23
Zn	29	–	Н	4	144	205	70
Cd	22	–	Н	1	16	15,4	5,8
V	26	–	Н	37	230	200	88
Hg	21	–	ЛН	0,003	0,59	1,20	0,033
<i>Придонная</i>							
Cu	17	6	ЛН	0,1	1,2	1,8	0,12
Ni	17	3	ЛН	0,1	0,9	3,1	0,2
Pb	17	–	Н	0,1	1,65	1,60	0,53
Zn	17	4	Н	0,5	21,2	15,0	1,5
Cd	17	3	Н	0,04	0,3	0,65	0,17

П р и м е ч а н и е. Уровни ПДК приводятся по работам: 1) Gerlach, 1981 [174]; 2) Опекунов, 2001 [109]; 3) Обобщенный перечень ..., 1990 [106]. Законы распределения: Н – нормальный; ЛН – логарифмически-нормальный.

Ванадий образует лишь одну высококонтрастную аномалию в понижении дна у западной границы полигона с максимальным содержанием 230 мкг/г, превышающим и кларковые значения, и уровень ПДК (табл. 10). На всей остальной акватории не отмечено заметных концентраций V, поэтому можно говорить об отсутствии загрязнения этим металлом донных осадков акватории.

Повышенные содержания ртути (0,59 мкг/г) выявлены в донных отложениях у входа в Кольский залив; предположительно, они имеют техногенную природу.

Следует особо остановиться на экологической ситуации в Кольском заливе. Выполненные А. П. Матюшевым и др. детальные геоэкологические работы в рамках ГИС-проекта «Загрязнение Кольского залива» позволили проана-

в придонных средах

н и е			Кларковые содержания		ПДК для морских водоемов
Западно-Арктический шельф		Фоновое для листа S-(36), 37	Глинистые осадки морей	Осадочные породы	
медиана	аномальное				
<i>осадки, мкг/г</i>					
35	86,3	80	30	57	>400 ¹⁾ ; 3,0 ²⁾
22	50	50	58	95	>100 ¹⁾ ; 4,0 ²⁾
8,2	31,2	20	10	20	5,0 ²⁾
13	141,6	27	—	20	>200 ¹⁾
52	130	96	—	80	>400 ¹⁾ ; 23,0 ²⁾
2,5	11,5	5	—	—	—
103	265	—	80	130	150 ²⁾
0,017	0,26	—	—	0,9	0,015 ¹⁾ ; 0,021 ²⁾
<i>вода, мкг/л</i>					
0,12	1,7	0,1	3	5 ³⁾	
0,06	0,44	0,3	2	10 ³⁾	
0,12	0,88	0,35	0,03	10 ³⁾	
1,8	16,2	5,4	10	50 ³⁾	
0,015	0,16	0,025	0,1	10 ³⁾	

лизировать распределение загрязнителей в придонных средах залива, выявить районы с различными уровнями загрязнений. Подробное описание этих работ приводится в отчете А. П. Матюшева и И. В. Юрьевой [231]. Здесь отметим основной вывод, что придонные среды Кольского залива испытывают значительную техногенную нагрузку в отношении тяжелых металлов.

При геоэкологических исследованиях 1992 г. изучалось распределение тяжелых металлов в макробентосных организмах и водорослях. Методика подготовки проб приведена в монографии В. И. Гуревича [52]. Анализ полученных результатов показал, что аномалии по большинству металлов малокоп- растны и невыразительны, видимо, еще и из-за малого числа проб. Можно, однако, отметить, что небольшое концентрирование Си происходит в створ-

ках *Chlamys islandica* (до 1,91 мкг/г живого веса), а Pb и Co накапливаются в водорослях *Laminaria digitata*. Уровень содержаний всех перечисленных металлов невысок и не представляет опасности для самой биоты акватории.

При сравнении фоновых концентраций тяжелых металлов в придонных средах акватории с соответствующими параметрами для смежного листа S-(36), 37 и всего Западно-Арктического шельфа (табл. 10), а также — с кларками по А. П. Виноградову [27], обращает на себя внимание высокий фон по меди в донных осадках, в три раза превышающий как кларки, так и фоновые концентрации по шельфу. Более высокий фон в осадках изученной акватории отмечается также для кобальта и кадмия.

Анализ изменения содержания тяжелых металлов с глубиной опробования по колонке от 0,0 до 3,4 м свидетельствует об очень слабой тенденции к уменьшению количества почти всех металлов в нижних слоях. Таким образом, если и происходит рост техногенной нагрузки на акваторию в отношении тяжелых металлов, то темпы его очень низкие.

Интегральная картина загрязнения тяжелыми токсичными металлами придонных ландшафтов акватории (осадок, вода, макробентос) показывает, что зоны слабой и умеренной контаминации увязаны, в первую очередь, с расстоянием до берега Кольского полуострова как от аномалообразующего источника природного и техногенного характера. Практически все комплексные аномалии по металлам сосредоточены вблизи заливов и губ (залив Варангер, Мотовский залив, Кольский залив, Териберская губа). Лишь отдельные малоконтрастные ореолы рассеяния присутствуют в центре акватории и связаны с алеврито-пелитовыми осадками Нордкапского желоба. При этом концентрация всех металлов (за исключением ванадия) во всех придонных средах морской части акватории в несколько раз меньше существующих уровней ПДК для морских вод [106]. Можно считать, что в целом акватория не подвержена загрязнению тяжелыми токсичными металлами и природная составляющая преобладает в общем геохимическом фоне. Исключение составляет Кольский залив, где тяжелые металлы образуют многокомпонентные контрастные аномалии во всех придонных средах. Подробно этот вопрос рассматривается в работе А. П. Матюшева и И. В. Юревой [231].

Петролетехногенное загрязнение

Петролетехногенные поллютанты придонных морских сред представлены компонентами нефти и нефтепродуктов. Опасность подобного рода загрязнений в изученной акватории весьма существенна в связи с активным судоремонтным предприятием, сливом в море льяльных вод и ГСМ, при авариях на танкерах. К числу основных параметров контаминации нефтепродуктами относятся нефтяные углеводороды (НУ) и полиароматические углеводороды (ПАУ). Именно нефтяное загрязнение представляет угрозу для биоты акватории.

Статистические параметры распределения НУ и ПАУ в придонных средах листа R-(35), 36 приводятся в табл. 11.

Несмотря на то, что НУ обнаружены во всех пробах донных отложений, содержание их в мористой части акватории невысоко, и они не образуют контрастных аномалий. Максимальная концентрация (903 мкг/г) отмечена в дон-

ных осадках губы Териберская, где их присутствие скорее всего связано с локальным загрязнением осадков этой губы. Исключение составляет Кольский залив, в котором нефтепродукты являются основным видом техногенной контаминации [231]. Хотя концентрация НУ в большинстве проб соответствует слабому загрязнению, в портовой зоне г. Мурманск зафиксированы осадки с содержанием НУ до 8690 мкг/г, что больше чем в 15 раз превышает фоновое для акватории листа. Кроме того, значительные количества НУ были установлены в осадках тех бухт, где базируется ВМФ (пос. Мишуково и Североморский рейд). В северном колене Кольского залива интенсивное загрязнение донных осадков нефтепродуктами не установлено [231].

В целом, по сравнению со смежным листом S-(36), 37, медианное содержание НУ в осадках изученного региона немного ниже (805 и 550 мкг/г соответственно) и, напротив, выше, чем среднее по Западно-Арктическому шельфу (340 мкг/г).

В 75 % проб придонных вод нефтяные углеводороды не обнаружены. Слабо повышенное их содержание отмечено в губе Териберская (0,8 мкг/л), что в десятки раз ниже ПДК для морских водоемов (табл. 11).

Полиароматические углеводороды присутствуют в 60 % проб и образуют в донных осадках одну слабоконтрастную аномалию в Печенгской губе (0,47 мкг/л). В придонной воде ПАУ обнаружены во всех пробах, но в небольших количествах. Повышенные их концентрации (не более $Me + 2\sigma$) установлены в северном колене Кольского залива, Кильдинском проливе, губе Териберская и, вероятно, могут объясняться флуктуациями естественного фона. В придонных средах средней и южной частей Кольского залива полиароматические углеводороды не определялись.

Таким образом, полученные результаты свидетельствуют в целом о благополучной экологической обстановке в акватории листа по отношению к нефтяному загрязнению. Исключение составляет лишь Кольский залив, где нефтепродукты являются основным видом антропогенного загрязнения, а содержание НУ в донных осадках во много раз превышает ПДК [231].

Техногенное загрязнение хлорорганическими соединениями

Хлорорганические соединения (ХОС), представленные хлорорганическими пестицидами (ХОП) и полихлорбифенилами (ПХБ), относятся к числу наиболее токсичных загрязнителей, которые имеют исключительно техногенное происхождение и представляют значительную опасность для человека и окружающей среды. В группу ХОП входят ДДТ и ГХЦГ со своими метаболитами. Главными источниками этих поллютантов в изучаемом районе являются хозяйственные и бытовые стоки, дезактивация судов. Основная масса ХОС поступает в морскую среду в составе речного и материкового стока, при переносе морскими течениями и ветрами. Хлорорганические соединения, как правило, плохо растворимы в воде, устойчивы к деградации и накапливаются в трофических цепях. Из них наиболее токсичным считается ДДТ. По данным Е. А. Романкевича [123], все моря России в той или иной степени оказались зараженными ХОС.

Возможность такого вида техногенной контаминации весьма реальна для изученной акватории, поскольку на берегу Кольского полуострова располо-

Содержание техногенных компонентов

Компо- ненты	Число проб		Размерность	Закон распре- деления	С о д е р ж а			
	Всего	Из них не обн.			В акватории листа R-(35), 36			
					min знача- щее	max	медиана	аномаль- ное
<i>Донные</i>								
НУ	25	—	мкг/г	ЛН	150	903	550	1390
ПАУ	22	7	мкг/г	Н	0,05	0,47	0,12	0,78
Фенолы	24	9	мкг/г	Н	0,1	4,0	0,5	4,7
ΣГХЦГ	24	3	нг/г	ЛН	0,02	1,9	0,17	7,3
ΣДДТ	24	14	нг/г	Н	0,05	4,0	0,27 ср. ариф	1,1
ПХБ	24	12	нг/г	ЛН	0,5	380	0,24	84
<i>Придонная</i>								
НУ	17	13	мкг/л	—	0,3	9,6	0,75 ср. ариф	3,0
ПАУ	17	1	мкг/л	Н	0,07	0,55	0,28	0,64
Фенолы	17	1	мкг/л	ЛК	0,04	0,50	0,26 ср.ариф	—
ΣГХЦГ	17	—	нг/л	Н	0,05	2,6	0,9	2,25
ΣДДТ	17	7	нг/л	Н	0,1	0,3	0,07	0,37
ПХБ	17	9	нг/л	—	0,5	40,0	2,7 ср.ариф	10,8
СПАВ	17	7	мкг/л	ЛН	5,0	30,3	5,2	30,1
<i>Радио</i>								
Ra ²²⁶	306	—	Бк/кг	Н	1,0	52,0	17	49,1
K ⁴⁰	331	—	Бк/кг	Н	169	1176	535	988
Th ²³²	331	—	Бк/кг	Н	1,0	79,0	26	73
Cs ¹³⁷	331	42	Бк/кг	Н	0,1	34,9	9,7	32,0
U	22	—	Бк/кг	Н	4,5	27	13	58

Примечание. Уровни ПДК приводятся по работам: 1) Gerlach, 1981 [174]; 2) Опекунов, 2001 [109]; 3) Обобщенный перечень ..., 1990 [106]. Закон распределения: ЛК – с левой косостью.

жен крупнейший на севере промышленный и портовый город Мурманск и значительное количество мелких портов, поселков и баз ВМФ с судоремонтными мастерскими и доками.

Статистические параметры распределения ХОС приводятся в табл. 11.

В донных осадках морской части изученной акватории ДДТ практически отсутствует. Все станции пробоотбора со значимыми концентрациями ДДТ расположены в непосредственной близости от берега. Высококонтрастная ано-

в придонных средах

н и е			ПДК для морских водоемов
Западно-Арктический шельф		Фоновое для листа S-36, 37	
фоновое	аномальное		
<i>осадки</i>			
340	2300	805	3000 ¹⁾
0,015	0,23	0,07	—
0,1	0,9	2,3	—
0,08	0,5	0,1	0,1 ²⁾
0,03	0,13	0,007	0,1 ²⁾
0,13	0,81	0,07	23 ¹⁾ ; 0,06 ²⁾
<i>вода</i>			
1,0	3,2	0	50 ³⁾
0,15	0,45	0,25	—
0,2	1,8	0,01	1 ³⁾
0,3	1,3	0,57	отсутствие ³⁾ (10 нг/л)
0,02	0,08	0,07	отсутствие ³⁾ (10 нг/л)
0,06	0,7	0,08	отсутствие ³⁾ (10 нг/л)
3,1	19,4	0,8	100 ³⁾
<i>нуклиды</i>			
6,8	17,2	—	—
300	675	—	—
16	24,2	—	—
7,8	15,0	—	—
—	—	—	—

малия с «ураганным» содержанием (4 нг/г), во много раз превышающим фоновое (0,27 нг/г), расположена в северном колене Кольского залива между островом Торос и мысом Летинский. У входа в губу Териберская имеется еще одна аномалия по ДДТ в донных осадках. Максимальное содержание ДДТ в придонных водах (0,3 нг/л) зафиксировано в южной части Печенгского залива. Еще можно отметить некоторое повышение концентраций ДДТ в обеих придонных средах в Мотовском заливе. Заметим, однако, что предельно допустимый уровень воздействия предполагает отсутствие этого загрязнителя в морской воде [106], хотя, по другим данным [109, 123], наличие ДДТ в воде рыбохозяйственных водоемов до 10 нг/л также считается безопасным.

Гексахлорциклогексаны в донных осадках распространены шире, чем ДДТ, но содержание их ниже (табл. 11), а аномалии, хоть и занимают большую площадь, характеризуются низкой степенью контрастности. Единственная контрастная аномалия (1,9 нг/г), которая сопровождается высококонтрастной аномалией по ГХЦГ в придонных водах (2,6 нг/л, т. е. более трех стандартов) опять зафиксирована в северном колене Кольского залива напротив устья Тюва-губы. Небольшой ореол повышенных содержаний ГХЦГ в обеих придонных средах отмечен в Териберской губе.

Наибольшие концентрации ПХБ для всего Западно-Арктического шельфа, составляющие 380 нг/г, зафиксированы в донных осадках северного колена Кольского залива. Эта высококонтрастная аномалия протягивается с перерывом от Тюва-губы на север практически до мыса Летинского и связана с алевроито-пелитовыми осадками глубокой части Кольского залива. Аномалия подтверждается «ураганными» содержаниями ПХБ в придонных водах (40 нг/л), которые также являются максимальными для всего Западно-Арктического шельфа. Опять в Мотовском заливе отмечены слабоповышенные концентрации ПХБ в донных осадках и придонных водах. На остальной части изученной акватории ПХБ не обнаружены или присутствуют в пределах чувствительности анализа. Следует напомнить, что существующие нормативы безопасных уровней воздействия предполагают отсутствие этого ксенобиотика в морской воде.

Как и следовало ожидать, повышенные концентрации всех хлорорганических загрязнителей связаны с алевроито-пелитовыми и пелитовыми осадками и чаще с глубокими или локально углубленными участками морского дна, где более вероятно существование застойных зон.

По материалам сборов 1992 г. были выполнены определения содержания хлорорганических соединений ДДТ, ГХЦГ и ПХБ в бентосных организмах и водорослях. Максимальные для изученной акватории количества ГХЦГ (34,9 нг/г живого веса) отмечены в водоросли *Laminaria digitata*. ДДТ и особенно ПХБ концентрируется в губках (19,1 и 9,6 нг/г соответственно). Несмотря на то, что в целом содержание хлорорганических соединений в бентосных организмах низкое и сопоставимо с таковыми для незагрязненной акватории смежного листа S-(36), 37 [160], высокая токсичность этих поллютантов (в особенности ПХБ) внушает опасение.

Интегральная оценка суммарной контаминации хлорорганическими поллютантами, выполненная для изученной акватории, показала, что наиболее загрязненными являются придонные среды прибрежных районов, в особенности заливов и губ. При этом самый высокий уровень загрязнения приходится на Кольский залив, где практически у всех ХОС отмечаются концентрации, превышающие величину ПДК для морских сред (в частности ПХБ) и в несколько раз выше фоновых по Западно-Арктическому шельфу. Расположение и контрастность аномальных ореолов указывают на местные аномалообразующие источники. Морская часть акватории в целом свободна от загрязнения хлорорганическими соединениями.

Гидротехногенное загрязнение детергентами

К числу техногенных детергентов относятся синтетические поверхностно-активные вещества (СПАВ). Их распределение изучалось в придонных во-

дах на 17 станциях (табл. 11), где они образуют две высококонтрастные аномалии с содержанием СПАВ до 30,3 мкг/л (более трех стандартов): в Мотовском заливе и Кильдинском проливе. Менее контрастная, но более протяженная аномалия связана с придонными водами Печенгского залива. Заметное загрязнение детергентами наблюдалось в придонной воде южного колена Кольского залива в районе г. Мурманск [23]. Очевидно, что этот вид техногенного загрязнения имеет сугубо отечественные аномалообразующие источники, связанные со сбросом вод, содержащих моющие средства и флотореагенты.

Дендротехногенное загрязнение

К дендротехногенному воздействию на донные и береговые ландшафты относится загрязнение их древесиной и продуктами ее разложения. В значительной степени этот вид загрязнения связан с потерями древесины при лесосплаве ее по рекам. Бревна и пиломатериалы, обладая первоначальной положительной плавучестью, разносятся по морю на сотни миль, а затем выбрасываются штормами в супралиторальные зоны аккумулятивных пляжей и загромождают устья ручьев и небольших рек. По подсчетам К. П. Репина (1990), объем техногенных выбросов древесины в четырех бухтах Мурманского побережья составил 320 тыс. м³. Эта огромная свалка находится в постоянном движении, представляя реальную угрозу для морских обитателей.

К числу наиболее токсичных компонентов дендротехногенного загрязнения относятся фенолы, которые образуются при гниении лигнина и других составляющих древесины в подводных условиях. Параметры распределения фенолов в придонных средах изученной акватории приводятся в табл. 11. Фенолы присутствуют в 50 % проб донных осадков и образуют одну слабоконтрастную аномалию в губе Терiberская, где, естественно, много древесных остатков – как на берегах, так и захороненных в донных отложениях. Содержание фенолов здесь составляет 2,2 мкг/г.

Наиболее загрязнены фенолами донные отложения Кольского залива. Обширная многоточечная аномалия по фенолам с содержанием его до 2,89 мкг/г, приурочена к донным осадкам в районе г. Мурманск [231]. По направлению к северу в середине залива количество фенолов уменьшается и вновь возрастает в северной части залива, где этот поллютант образует контрастную протяженную аномалию с максимальными для акватории концентрациями, достигающими 4,0 мкг/г, что превышает фоновое на три стандартных отклонения. Причины появления в донных морских осадках подобных аномалий рассматривались выше.

Распределение фенолов в придонных водах изученной акватории во многом аналогично таковому для донных осадков. Максимальные их концентрации (0,5 мкг/л), которые образуют обширную неконтрастную аномалию, приурочены к району Мотовский залив–Кильдинский пролив–Терiberская губа. Практически отсутствуют фенолы в придонных водах открытого моря.

Литотехногенные воздействия

Согласно классификации В. И. Гуревича [52], существует несколько видов литотехногенного воздействия на донные ландшафты, а географическое положение изученной акватории предопределяет присутствие здесь всех этих видов.

Загрязнение донных отложений твердыми техногенными продуктами (уголь, шлак, бетон и др.) наиболее заметно в губах, заливах, прибрежной полосе. Максимальные концентрации угля, составляющие 10 % легкой фракции, отмечены на станциях, расположенных вблизи трасс интенсивной навигации. Отмечается сильное загрязнение шлаком осадков южного колена Кольского залива [231].

Вторая группа литотехногенных воздействий на донные ландшафты связана с дноуглубительными работами, намывом земли, прокладкой кабелей и другой подобной деятельностью в морских акваториях, расположенных в непосредственной близости от городских агломераций и крупных портов.

К третьей группе относится техногенная турбация поверхностного слоя донных отложений рыбопромысловым вооружением (бобинцы, траловые доски, ваеры). Впервые количественная оценка интенсивности техногенной турбации при траловом промысле выполнена А. В. Яковлевым в 1991 г. [158]. Зоны наиболее интенсивной турбации занимают более 50 % площади всей изученной акватории.

Радиотехногенное загрязнение

Одним из самых опасных последствий деятельности человека для морских экосистем является радиотехногенное загрязнение. В акваторию листа R-(35), 36 техногенные радиоактивные изотопы могут поступать при авариях атомных подводных лодок, при дезактивации судов, из пунктов с хранилищами радиоактивных отходов. Кроме того, не исключено поступление в акваторию радионуклидов со струями Северо-Атлантического течения из Западной Европы и при атмосферном переносе.

Изучение распределений активности природных и техногенных изотопов выполнено по материалам МАГЭ, ВНИИОкеангеология и литературным данным [51, 52, 86, 87]. Статистические параметры приводятся в табл. 11.

В рассматриваемой акватории радионуклиды образуют несколько мелких локальных аномалий, более контрастных для K^{40} и Ra^{226} и слабоконтрастных для Th^{232} и Cs^{137} . Сравнение с литологическим составом донных осадков показало, что все значения максимальной активности радионуклидов приурочены к тонкодисперсным осадкам пелитового и алевроитового ряда. Исключение составляет лишь Th^{232} , повышенные концентрации которого связаны с песчаными и гравийно-песчаными осадками, развитыми в относительной близости от берегов в зонах повышенной гидродинамической активности, что может указывать на поступление тория с суши в составе тяжелых радиоактивных минералов [52].

Таким образом, общая картина степени радиоактивного загрязнения акватории в настоящее время в целом соответствует природному радиационному фону и контролируется природными факторами, хотя небольшая наложенная техногенная компонента и может присутствовать. Тем не менее, необходим постоянный контроль за радиационной обстановкой в районе.

Интегральная оценка загрязнения акватории

Интегральная оценка загрязнения донных ландшафтов изученной части акватории листа R-(35), 36 выполнена на основе обобщения результатов по

всем видам природного и вероятного техногенного воздействия, рассмотренным ранее. Геоэкологическая схема изученной части листа R-(35), 36 построена по принципу, использованному при работе на территории предыдущих листов (S-(36), 37; S-41–44; T-37–40 и др.), что обеспечивает преемственность и совпадение границ аномальных зон соседних объектов. Схема составлена с учетом геоморфологического районирования, батиметрии, гидродинамических условий акватории, литологического состава и геохимических особенностей донных осадков. При этом мы опирались на картографические материалы масштаба 1 : 2 500 000, построенные В. И. Гуревичем в 1993–1994 гг., которые охватывают большое количество техногенных, абиотических и биотических параметров, наиболее информативных для геоэкологической оценки изученного полигона.

За геохимическую основу приняты фоновые концентрации загрязнителей на акватории, в сравнении их и аномальных содержаний с соответствующими цифрами по Западно-Арктическому шельфу [52] и смежному листу S-(36), 37.

Природные и техногенные компоненты поступают в изученный бассейн из двух основных групп источников.

Первоочередную роль, как «возмущающий» объект, здесь играет Кольский полуостров, с берегов которого поступают все поллютанты: тяжелые металлы из размываемых и дренируемых реками месторождений и рудопроявлений; практически все загрязнители антропогенного генезиса — с промышленными дымами и промышленно-бытовыми стоками металлургических и химических комбинатов, хозяйственно-бытовыми стоками, технические продукты от деятельности судоремонтных предприятий, при авариях на танкерах, сбросах льяльных вод и горючесмазочных материалов.

Гораздо меньшее значение имеет привнос поллютантов со струями Северо-Атлантического течения из Западной Европы.

Изученная акватория листа R-(35), 36 по уровням загрязнения делится на области сильного, умеренного, слабого и весьма слабого загрязнения.

К области сильного загрязнения относится Кольский залив, который в настоящее время находится в тяжелом экологическом состоянии. В его придонных средах (донные осадки, придонная вода, иловые воды) обнаружены десятки техногенных поллютантов: тяжелые металлы, хлорорганические соединения, нефтяные углеводороды и пр. При этом не только максимальные, но и фоновые содержания большинства из них превышают во много раз уровни ПДК. Динамика уровней загрязнения залива постоянно увеличивается. Экологическая обстановка в Кольском заливе может стать угрожающей, если срочно не предпринять природоохранные мероприятия.

К области умеренного загрязнения относится залив Варангер, где зафиксировано несколько многокомпонентных аномалий разной степени контрастности, в основном по тяжелым металлам.

К областям слабого загрязнения относятся Мотовский залив и Кильдинский пролив с аномалиями по тяжелым металлам, СПАВ и фенолам, а также Териберская губа, где отмечены слабоконтрастные аномалии по ПАУ, НУ, ГХЦГ, ДДТ.

Областью весьма слабого загрязнения является Нордкапский желоб, на склонах и днище которого расположены обширные, но слабоконтрастные аномальные зоны и ореолы преимущественно по тяжелым металлам (Cu, Pb, Co, Zn) и несколько ореолов по радионуклидам.

Практически чистыми, не затронутыми техногенной контаминацией, являются северная и северо-восточная области изученной акватории.

Отметим, что даже максимальные содержания практически всех компонентов нигде не превышают существующих уровней ПДК, а зачастую в десятки раз ниже. В целом картируемые аномалии представляют чисто геохимический интерес и лишь показывают тенденции к накоплению того или иного загрязнителя в определенных районах. Исключение составляет Кольский залив, где концентрации поллютантов могут в десятки раз превышать уровни ПДК и который является зоной экологического бедствия.

Изучено распределение и установлены статистические параметры для всех компонентов природного и техногенного загрязнения придонных морских сред акватории листа R-(35), 36, включая тяжелые металлы, мышьяк, хлорорганические соединения, нефтяные и полиароматические углеводороды, радионуклиды. Максимальные концентрации загрязнителей связаны с донными осадками пелитового и алевроито-пелитового ряда.

Уровни контаминации практически по всем типам поллютантов ничтожны и не превышают ПДК, за исключением хлорорганических пестицидов (ДДТ, ГХЦГ) и полихлорбифенилов, которые вообще не должны присутствовать в придонных водах. Исключением является Кольский залив, который испытывает колоссальные техногенные нагрузки и является зоной напряженного и кризисного состояния природных сред. Экологическая обстановка в заливе может стать катастрофической, если срочно не начать проведение природоохранных мероприятий.

ГЕОЛОГО-ЭКОНОМИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА

Геолого-экономическая схема масштаба 1 : 2 500 000, отражающая степень хозяйственной освоенности и геолого-экономическую инфраструктуру района, включает и набор вспомогательных схем масштаба 1 : 5 000 000, характеризующих условия недропользования. Для стоимостной оценки перспективности территории использованы величины прогнозных ресурсов полезных ископаемых, взятые из материалов головных институтов по апробированным прогнозным ресурсам полезных ископаемых на 1.01.2003 г.

Местоположение перспективных объектов на схеме определено на основании карт полезных ископаемых и карты закономерностей размещения полезных ископаемых. Дополнительно использована Прогнозно-минерогеническая карта Северо-Запада России и Фенноскандии (2003).

Оценки стоимости ресурсов выделенных объектов выражены в условных единицах. Для их расчета использованы значения прогнозных ресурсов и цены на минеральное сырье на мировых и российских товарно-фондовых биржах, публикуемые в Интернете и, отчасти, данные Госкомстата России об экспорте минерального сырья и продуктов его переработки за 2001 г. (Минеральные ресурсы России, № 5, 2002 г.).

Интегральная геолого-экономическая оценка площадей перспективных объектов, с учетом стоимости сырья и условий его освоения, рассчитана следующим образом:

– получено распределение по площади удельной стоимости (оценки стоимости 1 км²) раздельно по сумме крупно-среднетоннажных и малотоннажных ископаемых; для суммарной оценки удельной стоимости площадных и точечных объектов использована сетка 5 × 5 км;

– к величинам удельной стоимости применены рассчитанные по такой же сетке понижающие коэффициенты, отражающие степень неблагоприятности социально-экономических, экологических и транспортно-энергетических условий недропользования (см. врезки к геолого-экономической схеме). Для крупно-среднетоннажных и малотоннажных полезных ископаемых применены различные значения коэффициентов транспортно-энергетических условий;

– проведено суммирование по ячейкам сетки значений, полученных для полезных ископаемых.

Результаты стоимостной оценки площадей объектов с апробированными прогнозными ресурсами показаны на врезке масштаба 1 : 5 000 000, которая включает информацию о стоимости конкретных объектов: установленных и прогнозируемых рудных узлов и районов.

Кроме того, «особо охраняемые территории» показаны на врезке, по которой можно оценить возможные природоохранные проблемы освоения ресурсов

недр. В числе социально-экономических факторов учтена плотность населения по административным районам (понижающие коэффициенты при плотностях до 3, 3–7, 7–20 и более 20 чел./км² – 0,85; 0,9; 0,95; 1,0 соответственно). Плотность населения отражена на врезке, совмещенной с оценкой стоимости. Не учтена величина районного коэффициента к заработной плате (понижающие коэффициенты, обратные районным), так как на территории листа его величина не меняется. Рассчитанные по сетке 5 × 5 км произведения этих двух коэффициентов применены в качестве понижающих величин к стоимостным оценкам прогнозных ресурсов. Минимальное значение поправки – 0,57.

Для учета влияния экологических факторов (отраженных на врезке «Экологические условия...») на процессы недропользования использованы цифровые картографические материалы, подготовленные ГУГП «Минерал» в рамках работ по созданию эколого-геологической карты Баренцрегиона. Учет влияния (в виде понижающих коэффициентов неблагоприятности условий) выполнен для следующих факторов:

- принадлежность к ландшафтно-климатической зоне (средняя и южная тайга – 1,0; северная тайга – 0,9; тундра – 0,8; горная тундра – 0,7; арктическая тундра – 0,6);
- расчлененность рельефа (пологий – 1,0; денудационные равнины – 0,95; низкогорье – 0,9);
- наличие процессов карстообразования – 0,9;
- наличие многолетней мерзлоты – 0,8;
- защищенность от загрязнения перспективного для водоснабжения горизонта напорных вод (защищен – 1,0; слабо защищен – 0,95; незащищен – 0,9).

Интегральные оценки экологических условий, рассчитанные как произведение величин перечисленных выше понижающих коэффициентов в ячейках сетки 5 × 5 км, использованы в качестве понижающих величин к стоимостным оценкам прогнозных ресурсов. Минимальное значение интегрального коэффициента эколого-геологических условий составило 0,547.

Элементы транспортно-энергетической инфраструктуры – электростанции, линии электропередач, автодороги, железнодорожные магистрали и морские пути – взяты из различных опубликованных карт (главным образом топографической основы). При проведении оценки учитывалось следующее: значения понижающих коэффициентов («за удаленность») – для крупно-среднетоннажных, малотоннажных объектов. Понижающие коэффициенты рассчитаны для ячеек сетки 5 × 5 км, влияние удаленности от транспортно-энергетических объектов оценивалось следующим образом:

- от линий электропередач – понижающий коэффициент от 1,0 до 0,8 на расстоянии 50 км и более;
- от автодорог – понижающий коэффициент от 1,0 до 0,8 на расстоянии 50 км и более;
- от железных дорог и пунктов погрузки на водный транспорт – от 1,0 до 0,8 на расстоянии 100 км и более.

Интегральные понижающие коэффициенты для крупно- и среднетоннажных полезных ископаемых рассчитаны как произведения коэффициентов за удаленность от линий электропередач, автодорог, железных дорог и портов, минимальное значение – 0,512. Для малотоннажных полезных ископаемых использован только коэффициент удаленности от автодорог.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Исследованная площадь расположена в северной части Кольского полуострова и охватывает южную область Баренцевского шельфа. Госгеолкарта-1000 третьего поколения представляет собой значительно обновленную версию как для территории суши, так и, в особенности, для морской части листа.

Площадь листа примерно в равных пропорциях распределяется между материком и шельфом Баренцева моря. Северная часть Кольского полуострова достаточно богата полезными ископаемыми. Здесь имеются крупные месторождения железных и медно-никелевых руд. Поэтому геолого-экономическое значение изученной территории определяется как запасами твердых полезных ископаемых на суше, так и потенциальными нефтегазовыми ресурсами осадочного бассейна Баренцевского шельфа.

Геолого-геофизическая изученность акватории, в сравнении с северными районами Баренцева моря, достаточно хорошая. В 2000–2002 гг. на Кольском шельфе был выполнен значительный объем сейсморазведочных работ, проведены сейсмоакустические работы и гравиметрическая и гидромагнитная съемка.

Тем не менее, в рамках работы, завершающейся подготовкой комплекта карт к изданию, было произведено дополнительное изучение площади листа геолого-геофизическими методами: сейсмоакустическим профилированием и донным опробованием. В результате этих исследований, выполненных с помощью современных технических средств, были получены новые данные, которые в значительной мере осветили геологическое строение тех участков площади, где невысокая плотность предшествующих наблюдений не позволяла составить полное представление о районе, в особенности самой южной и северо-восточной части акватории.

Проведенные сейсмоакустические работы и донное опробование новейших отложений позволили создать обоснованные фактическим материалом макеты основных карт: геологической карты дочетвертичных образований, карты четвертичных отложений, литологической карты поверхности дна моря, а также геоморфологической и геоэкологической схем. Интерпретация новых (2003–2004 гг.) сейсмоакустических материалов с высоким разрешением, в комплексе с обработанными на современном уровне разрезами МОВ ОГТ, дала возможность более детально расчлнить палеозойские и мезозойские отложения Кольской моноклинали, достоверно определить границы и структуру юрско-мелового яруса плитного чехла.

В рамках настоящего проекта была в значительной степени актуализирована и геофизическая основа листа, которая интегрирует материалы выполненных на площади в 2000–2002 гг. гравиметрических и магнитометрических исследований. 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: структурных схем по опор-

ным горизонтам, схемы районирования осадочного чехла, тектонической схемы, которые в свою очередь являются каркасом главной карты комплекта — геологической карты дочетвертичных образований и карты полезных ископаемых.

Комплексная интерпретация геофизических данных позволила уточнить основные черты геологического строения, структуру главных поверхностей несогласий и мощность осадочного чехла региона, расположенного на стыке Баренцевской шельфовой плиты, входящей в состав Западно-Арктической платформы, с Русской плитой Восточно-Европейской платформы. Плиты разделены глубинным тектоническим швом: разломной зоной Троллфиорд—Рыбачий—Кильдин, простирающейся далее на юго-восток, где она разделяет складчатый пояс Тимана—Канина кража и Мезенскую синеклизу Русской плиты.

Относительно узкая полоса развития рифейско-ранневендских перикратонных комплексов, обнажающихся на о. Кильдин, полуостровах Средний и частично Рыбачий, отнесена к Русской плите и получила название Кильдинско-Святоносская перикратонная область.

На юге Баренцевской плиты (в пределах Канино-Варангерского складчатого пояса рифеид) предполагается полоса байкальского фундамента, возможно, обновленного каледонскими дислокациями на крайнем западе — Кольско-Финмаркенская структурная область. В пределах Варяжской зоны прогибов, открывающейся в Южно-Баренцевскую синеклизу, фундамент частично переработан. На северо-востоке расположен Центрально-Баренцевский массив гренвильского фундамента, включающий блоки дорифейской консолидации. С отложениями осадочного чехла Баренцевской плиты связываются перспективы открытия залежей углеводородов, хотя месторождений на площади листа на современной стадии изученности не установлено.

На площади листа R-(35), 36 выделены Финмаркенская НГО и Бьярмеландская НГО. В целом начальные суммарные ресурсы территории листа R-(35), 36 оцениваются величиной в 1120/774 млн т у. т. (в числителе — геологические ресурсы, в знаменателе — извлекаемые). В составе НСР УВ по фазовому состоянию резко преобладает свободный газ, на долю которого приходится 54 % геологических ресурсов. Доля нефти составляет 37 %.

По распределению извлекаемых ресурсов углеводородов значимость продуктивных и перспективных комплексов, выделяемых в осадочном чехле, убывает в следующем порядке: верхнедевонско-нижнепермский, триасовый, ордовикско-верхнедевонский, юрско-барремский, верхнепермский, меловой и рифейско-вендский. Наиболее перспективным представляется верхнедевонско-нижнепермский комплекс, промышленная значимость которого в акватории Баренцева моря (исключая Печорское) еще не доказана. Наибольшие извлекаемые ресурсы нефти также приурочены к верхнедевонско-нижнепермскому НГК.

В пределах континентальной части известны месторождения черных, цветных, редких и благородных металлов, строительных материалов. На карте полезных ископаемых дочетвертичного возраста показано 266 объектов полезных ископаемых (месторождения, рудопроявления, пункты минерализации), отражены положение, размерность и освоенность месторождений, запасы по которым утверждены ГКЗ или ТКЗ, а также показаны наиболее типичные для данной геологической обстановки рудопроявления и пункты минерализации по состоянию на 1.01.2005 г. Территория листа относится к металлогенической провинции Балтийского щита. Выделены три металлогенические зоны и три рудных района. В контурах зон и районов обособляются девять рудных и потенциально рудных узлов, которые объединяют практически все промышленно значимые проявления полезных ископаемых.

Металлогенический потенциал Центрально-Кольской МЗ оценивается в 800 млн т железной руды. В пределах Титовско-Поросозерской МЗ (Воронь-

инского рудного узла) суммарные прогнозные ресурсы P_2 составляют: золота — 34 т, молибдена — 414 тыс. т, меди — 1675 тыс. т. Минерагенический потенциал Печенгского рудного района оценен в 800 тыс. т никеля. Ресурсы никеля Аллареченского рудного района составляют 650 тыс. т и меди — 260 тыс. т.

Изученная акватория по уровням загрязнения делится на области сильно-, умеренного, слабого и весьма слабого загрязнения. К области сильного загрязнения относится Кольский залив, который в настоящее время находится в тяжелом экологическом состоянии. В его придонных средах (донные осадки, придонная вода, иловые воды) обнаружены десятки техногенных поллютантов: тяжелые металлы, хлорорганические соединения, нефтяные углеводороды и пр. При этом не только максимальные, но и фоновые содержания большинства из них превышают во много раз уровни ПДК. Динамика уровней загрязнения залива постоянно увеличивается. Экологическая обстановка в Кольском заливе может стать угрожающей, если срочно не предпринять природоохранные мероприятия.

К области умеренного загрязнения относится залив Варангер, где зафиксировано несколько многокомпонентных аномалий разной степени контрастности, в основном по тяжелым металлам. К областям слабого загрязнения относятся Мотовский залив и Кильдинский пролив с аномалиями по тяжелым металлам, СПАВ и фенолам, а также Териберская губа, где отмечены слабоконтрастные аномалии по ПАУ, НУ, ГХЦГ, ДДТ. Областью весьма слабого загрязнения является Нордкапский желоб, на склонах и днище которого расположены обширные, но слабоконтрастные аномальные зоны и ореолы преимущественно по тяжелым металлам (Cu, Pb, Co, Zn) и несколько ореолов по радионуклидам. Практически чистыми, не затронутыми техногенной контаминацией, являются северная и северо-восточная области изученной акватории.

Относительно небольшой объем морских исследований, выполненных в рамках этой работы и направленных на изучение верхней части чехла, не позволил решить все проблемы. Отдельные вопросы геологического строения региона остались нерешенными. Остается не вполне ясным стратиграфический объем ниже-среднепалеозойских комплексов осадочного чехла Баренцевской плиты, выклинивающихся на поверхности рифейского основания Кольской моноклинали. Также не вполне определена принадлежность клиноформной толщи отложений: относится эта толща к верхней части перми или же основной ее объем принадлежит к нижнетриасовым слоям.

Для дальнейшего уточнения литолого-стратиграфического состава отложений и оценки их нефтегазогеологических параметров потребуется уже проведение детальных сейсморазведочных работ, в том числе трехмерных наблюдений, и постановки глубокого бурения. В регионе есть перспективы для прироста локализованных ресурсов углеводородного сырья. Близость к промышленным районам Европейского севера России, незамерзающее море ставят проблему поиска УВ-залежей вблизи Мурманского побережья в разряд весьма актуальных.

В представленном комплекте материалов Государственной геологической карты систематизированы вновь полученные данные и все имеющиеся доступные комплексные сведения о геологическом строении региона, прогнозных ресурсах углеводородов, дана оценка геоэкологического состояния суши Кольского полуострова и акватории Баренцева моря. Графические материалы и первичные геолого-геофизические данные, объединенные в геоинформационную систему, являются многоцелевой геологической основой для обеспечения хозяйственной и лицензионной деятельности на континентальном шельфе России.

Рекомендации по направлению дальнейших поисковых работ. На основе проведенных структурных построений и результатов оценки прогнозных ресур-

сов углеводородов на шельфе рекомендуются следующие направления дальнейших работ.

1. С целью выявления и оконтуривания рифогенных построек предлагается проведение комплексных геолого-геофизических работ вдоль границы Кольской моноклинали к востоку от изученной области.

2. Для выяснения структуры зон регионального выклинивания палеозойских пород и поиска ловушек стратиграфического и литологического типов рекомендуется постановка детальных комплексных геолого-геофизических исследований в зоне сочленения Кольской моноклинали с Западно-Кольской седловиной.

3. Для изучения литолого-стратиграфических, нефтегазогенерирующих и коллекторских свойств разреза осадочного чехла и выявления возможных залежей УВ необходимо бурение глубоких скважин на подготовленных объектах.

Выделенные на территории Кольского полуострова минерагенические зоны по своему масштабу в целом соответствуют главным региональным структурам, определяющим геологическое строение территории (архейские зелено-каменные пояса, системы раннепротерозойских прогибов, зоны сочленения геоблоков и т. д.). На территории листа проявлен многоэтапный и своеобразный тип минерагенической эволюции региона от раннего докембрия до фанерозоя. Крупнейшие или даже уникальные месторождения железных руд, медно-никелевой минерализации, редких и редкоземельных элементов образуют особый минерагенический комплекс. Для прогнозно-минерагенической оценки важно учитывать направленность процессов накопления или разубоживания полезных ископаемых в полихронных рудных узлах.

Неоднородность экономической освоенности и геологической изученности также вносит существенные коррективы в планирование современных исследований. Многие проявления и месторождения ценного нерудного сырья (графит, абразивы, флюс) в настоящее время не могут быть освоены. Тем большее значение приобретает комплексное выделение факторов рудоносности региона и их картирование на основе современных методик, целенаправленный поиск новых рудных тел в горнорудных районах.

Стратегическими задачами воспроизводства минеральной сырьевой базы на ближайшую перспективу на территории листа являются:

1. Выделение и последующая разведка месторождений золоторудной минерализации в метасоматитах в пределах Печенга-Имандра-Варзугской благороднометалльно-медно-никелевой и Титовско-Поросозерской золото-молибден-редкометалльной МЗ. В Печенгской зоне рекомендуется проведение поисковых работ на благороднометалльное оруденение в пределах выделенных зон развития метасоматитов с сульфидной и графитовой минерализацией с целью выделения объектов для разведки.

2. Рекомендуется проведение поисково-оценочных работ в пределах Карикьявского рудного узла медно-никелевых руд с целью обнаружения новых рудных объектов; поисковые работы для выделения объектов разведки месторождений графита в тектоно-метасоматических зонах обрамления Лапландского гранулитового массива (графитоносный Лапландский потенциальный рудный узел).

3. В более отдаленной перспективе возможно проведение поисково-оценочных работ на хромитовое и благороднометалльное оруденение в мафических зонах южного обрамления Лапландского гранулитового массива (Серпентинитовый пояс, тектоно-метасоматическая зона Корватундра и др.).

**УКАЗАТЕЛЬ МЕСТОРОЖДЕНИЙ, ПРОЯВЛЕНИЙ
И ПУНКТОВ МИНЕРАЛИЗАЦИИ
К КАРТЕ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ**

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта*	Название объекта или географическая привязка	Литературный источник
IV-4-1	Гранит	ММ	Палоярви	42
IV-4-2	Никель, медь	ПР	Колосйоки	255
IV-4-3	Никель, медь	ПР	Пахта-ярви	255
IV-4-4	Никель, медь	ПР	Соукер	255
IV-4-5	Никель, медь	ПР	С.Соукерйоки	255
IV-4-6	Никель, медь	ПР	Мирона	255
IV-4-7	Никель, медь	ПР	Райсоайви	255
IV-4-8	Никель, медь	ПР	Зап.Каула	255
IV-4-9	Никель, медь	ПР	Сев. Каула	255
IV-4-10	Никель, медь	МК	Спутник	255
IV-4-11	Никель, медь	МС	Тундровое	255
IV-4-12	Никель, медь	МС	Быстринское	255
IV-4-13	Никель, медь	МК	Ждановское	255
IV-4-14	Никель, медь	МС	Котсельвара – Камиккиви	94
IV-4-15	Никель, медь	МС	Семилетка	255
IV-4-16	Никель, медь (золото)	ММ	Каула	255
IV-4-17	Габбро-диабаз	ММ	3-й км	42
IV-4-18	Никель, медь	МС	Промежуточное	255
IV-4-19	Никель, медь	ПР	Южно-Ждановское	255
IV-4-20	Никель, медь	МС	Заполярное	255
IV-4-21	Никель, медь	ММ	Сев. Онки	255
IV-4-22	Никель, медь	ПР	Юж. Онки	255
IV-5-1	Свинец, цинк	ПР	Базарная Губа	218
IV-5-2	Свинец, цинк	ПР	Раиса	218
IV-5-3	Свинец, цинк	ПР	Долгая Губа	218
IV-5-4	Свинец, цинк	ПР	Самуил	218
IV-5-5	Железо	ПР	Долгая Щель	218
IV-5-6	Свинец, цинк	ПР	София	218
IV-5-7	Железо	ПМ	Без названия	218

* Принятые сокращения. Месторождения: МК – крупное; МС – среднее; ММ – малое; ПР – проявление; ПМ – пункт минерализации; о. к. – облицовочный камень.

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта*	Название объекта или географическая привязка	Литературный источник
IV-5-8	Никель	ПМ	Без названия	203
IV-5-9	Никель, медь	ПР	Нясюккярви, оз.	255
IV-5-10	Золото	ПМ	Без названия	218
IV-5-11	Золото	ПМ	Без названия	218
IV-5-12	Пироксенит (о. к.)	МС	Кирикован-2	215
IV-5-13	Золото	ПМ	Обнажения 2370, 4095	203
IV-5-14	Медь, платина	ПМ	Уч. Нясюка	255
IV-5-15	Никель, медь	ПР	Луостари	255
IV-5-16	Никель, медь	ПМ	Скв. 3154	203
IV-5-17	Кварциты, доломиты	ММ	Луостари	42
IV-5-18	Медь	ПМ	Чапр	255
IV-6-1	Железо	ПМ	Рудное тело № 7	203
IV-6-2	Железо	ПР	Нерпичье	218
IV-6-3	Железо, платина	ПМ	К ЮЗ от пос. Заозерск	218
IV-6-4	Железо	ПМ	К Ю от пос. Заозерск	218
IV-6-5	Золото, железо	ПМ	Река Зап. Лица	203
IV-6-6	Железо	ПМ	К Ю от пос. Заозерск	218
IV-6-7	Железо	ПР	В-Большелицкое	42
V-2-1	Графит	ПМ	Оз. Конаяр, к С	233
V-2-2	Никель, медь	ПР	Лаукку-1	120
V-2-3	Никель, медь	ПР	Юнгес	120
V-3-1	Серный колчедан	ПМ	Оз. Босоярви, к Ю	120
V-3-2	Серный колчедан	ПМ	Гора Тальянтунтури	255
V-3-3	Золото	ПМ	Скв. 2078	203
V-3-4	Графит	ПМ	Река Петсайоки	120
V-3-5	Графит	ПМ	Река Петсайоки, к В	120
V-3-6	Графит	ПМ	Оз. Сайвельяур	120
V-3-7	Графит	ПМ	Оз. Лесное	120
V-3-8	Никель, медь	ПР	Руннийоки	255
V-3-9	Графит	ПМ	Гора Вирнимя, к ЮЗ	120
V-3-1	Титан, никель, золото	ПМ	Гора Ероавпарч	120
V-3-11	Графит	ПМ	Скв. 1369	203
V-3-12	Графит	ПМ	Гора Вирнимя, к ЮВ	120

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта*	Название объекта или географическая привязка	Литературный источник
V-3-13	Графит	ПМ	Оз. Терскельяур	120
V-3-14	Графит	ПМ	Скв. 1517	203
V-3-15	Графит	ПМ	Река Руннийоки	120
V-3-16	Никель	ПМ	Гора Пельбвар, к С	120
V-3-17	Никель, медь	ПР	Вилгисъяур	255
V-3-18	Никель, медь	ПР	Хихна	120
V-3-19	Серный колчедан	ПМ	Оз. Ала-Наутсияр	120
V-3-20	Серный колчедан	ПМ	Келтавара, г.	120
V-3-21	Серный колчедан	ПМ	Оз. Ала-Наутсияр	120
V-4-1	Медь, никель	ПМ	Тульяурское	148
V-4-2	Золото, мышьяк	ПМ	Без названия	203
V-4-3	Золото	ПМ	Скв. 30207	203
V-4-4	Серный колчедан	ПР	Гора Матерт	236
V-4-5	Золото	ПМ	Брагино Северное	236
V-4-6	Золото, платина, палладий	ПМ	Оз. Анссемъяур	203
V-4-7	Золото	ПМ	Брагино Южное	236
V-4-8	Никель	ПМ	Оз. Гусиное	121
V-4-9	Серный колчедан	ПР	Гора Валесшиати	236
V-4-10	Золото	ПМ	Скв. 129	203
V-4-11	Никель, медь	ПР	Валлас	121
V-4-12	Серный колчедан	ПР	Уч. оз. Каскель	236
V-4-13	Золото, серебро	ПМ	Скв. 311	203
V-4-14	Золото	ПМ	Скв. 310	203
V-4-15	Графит	ПР	Аллареченский блок	203
V-4-16	Никель, медь (золото)	ММ	Аллареченское	255
V-4-17	Никель, медь (золото)	ММ	Восток	255
V-4-18	Графит	ПР	Уч. Южный	255
V-4-19	Никель, медь	ПР	Широкая	121
V-4-20	Никель	ПМ	Река Аннама, к ЮВ	121
V-4-21	Железо	ПР	Валпес	255
V-4-22	Никель, медь	ПР	Копос	121
V-4-23	Графит	ПР	Скалистый	203

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта*	Название объекта или географическая привязка	Литературный источник
V-4-24	Никель, медь	ПР	Акким	255
V-4-25	Железо	ПМ	Аннама	255
V-4-26	Железо	ПМ	Валпес-5	255
V-4-27	Никель, медь	ПР	Аннама	121
V-4-28	Железо	ПМ	Водораздел	255
V-5-1	Цинк, свинец	ПР	Северный	255
V-5-2	Никель, медь	ПР	Ровно	255
V-5-3	Никель, медь	ПР	Карикъявр-2	255
V-5-4	Никель, медь	ПР	Сакен	121
V-5-5	Никель, медь	ПР	Карикъявр-1	121
V-5-6	Железо	ПР	Вешкаявр, оз.	42
V-5-7	Уран	ПР	Лицевское	237
V-5-8	Уран	ПР	Береговое	237
V-5-9	Уран	ПМ	Без названия	237
V-5-10	Уран	ПМ	Без названия	237
V-5-11	Никель, медь	ПР	Южное	121
V-5-12	Уран	ПМ	Без названия	237
V-5-13	Уран	ПМ	Без названия	237
V-5-14	Железо	ПР	Кучинатундровское	236
V-5-15	Железо	ПМ	Гора Попова-Тундра	255
V-5-16	Железо	ПМ	Кубышреченский	255
V-5-17	Свинец, цинк, золото	ПР	Солозерский	203
V-5-18	Никель, медь, золото, цинк	ПР	Пауст-I	255
V-5-19	Свинец, цинк	ПМ	Без названия	203
V-6-1	Гранит (о. к.)	ММ	Вальсеявр	215
V-6-2	Гранит (о. к.)	ММ	Вальсеявр-2	215
V-6-3	Железо	ПМ	Оз. Кадельявр	218
V-6-4	Железо	ПМ	Зап. Кадельявр	218
V-6-5	Железо	ПР	Вост. Кадельявр	218
V-6-6	Железо	ПМ	Гора Кылдоярви	218
V-6-7	Железо	ПР	Тульпъявр	218
V-6-8	Золото	ПМ	Оз. Ливлинское	218

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта*	Название объекта или географическая привязка	Литературный источник
V-6-9	Железо	ПМ	Оз. Ливлинское-2	218
V-6-10	Железо	ПМ	Оз. Ливлинское-2	218
V-6-11	Железо	ПМ	Оз. Пяйве	255
V-6-12	Железо	ПМ	Река Лавна	255
V-6-13	Железо	ПМ	Оз. Пяйве	255
V-6-14	Железо	ПМ	Река Лавна	255
V-6-15	Апатит	ПР	Оз. Себляяр	42
V-6-16	Ниобий	ПР	Оз. Себляяр	42
V-6-17	Ниобий	ПР	Оз. Гремяха	42
V-7-1	Железо	ММ	Ливлинское	218
V-7-2	Бериллий	ПР	Мыс Пинагорий	42
V-7-2	Пегматит керамический	ПР	Мыс Пинагорий	42
V-7-3	Гранито-гнейс	МК	Ната	216
V-7-4	Гранит	ММ	Маячная Сопка	42
V-7-5	Железо	ПР	Восточный берег Кольского зал.	42
V-7-6	Гранито-гнейс	МС	Роста (уч. IV)	42
V-7-7	Железо	ПР	Оз. Большое	218
V-7-8	Железо, золото	ПР	Черногубское	218
V-7-9	Бериллий	ПР	Большой Лапоть	42
V-7-10	Железо, (золото)	ПР	Гора Лисья	255
V-7-11	Гранит	МК	Чигарпакенч	216
V-7-12	Железо, золото	ПМ	Район горы Лисья	218
V-7-13	Железо, золото	ПМ	Район горы Лисья	218
V-7-14	Железо	ПМ	Дикарская Тундра	218
V-7-15	Железо	ПР	Кильдинское	42
V-7-16	Диорит о.к.	ММ	Шонгуй	42
V-7-17	Железо	ПР	Шонгуй	255
V-7-18	Свинец	ПМ	Оз. Кермаявр	218
V-7-19	Железо	ПР	Шолтъявр	255
V-7-20	Гнейс	МС	Магнетиты	42
V-7-21	Железо, золото	ПМ	Гора Чоквульблив	218
V-7-22	Железо	ПМ	Гора Вызнепахкпялк	218

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта*	Название объекта или географическая привязка	Литературный источник
V-7-23	Железо, золото	ПМ	Гора Чоквульблив	218
V-8-1	Известняк	ММ	Кильдинское	42
V-9-1	Гранит о.к.	ММ	Одъявр	215
VI-2-1	Серный колчедан	ПМ	Оз. Мадсажъяур	233
VI-2-2	Графит	ПМ	Оз. Чингалас	233
VI-2-3	Графит	ПМ	Река Паскельйогаш	233
VI-2-4	Графит	ПМ	Без названия	233
VI-2-5	Графит	ПМ	Без названия	233
VI-3-1	Гнейсо-диорит	ММ	Пеутвар	216
VI-3-2	Графит	ПМ	Река Лотта	233
VI-3-3	Графит	ПМ	Река Коалланйоки	233
VI-3-4	Графит	ПМ	Река Лотта	233
VI-3-5	Никель, медь	ПР	Луонйоки	255
VI-3-6	Никель, медь	МС	Ловно	255
VI-3-7	Графит	ПМ	Оз. Вуэннияур	233
VI-3-8	Графит	ПМ	Гора Ионн-Ньюоайв	233
VI-3-9	Графит	ПМ	Гора Ионн-Ньюоайв	233
VI-3-10	Графит	ПМ	Без названия	233
VI-3-11	Графит	ПМ	Без названия	233
VI-3-12	Золото	ПМ	Чаггмораст	203
VI-3-13	Графит	ПМ	Яврозеро	233
VI-3-14	Графит	ПМ	Петспакаша	255
VI-3-15	Молибден	ПР	Яурийокское	255
VI-3-16	Золото	ПМ	Река Явр	203
VI-3-17	Графит, серный колчедан	ПМ	Река Яурийоки	233
VI-3-18	Медь	ПМ	Чапес-варака	255
VI-3-19	Хром, никель	ПМ	Гора М. Корватундра	255
VI-3-20	Хром	ПР	Падостундра	94
VI-3-21	Мусковит	ММ	Корва-тундра	214
VI-4-1	Графит	ПМ	Оз. Курзеевр	233
VI-4-2	Графит	ПМ	Без названия	233
VI-4-3	Графит	ПМ	Гора Чермвайв, к С	233

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта*	Название объекта или географическая привязка	Литературный источник
VI-4-4	Графит	ПМ	Оз. Леухявр	233
VI-4-5	Графит	ПМ	Гора Чермвайв, к С	233
VI-4-6	Графит	ПМ	Гора Чермвайв, к С	233
VI-4-7	Графит	ПМ	Оз. Юмос, к В	233
VI-4-8	Графит	ПМ	Оз. Леухявр	233
VI-4-9	Графит, серный колчедан	ПМ	Юмос	233
VI-4-10	Графит, серный колчедан	ПМ	Юмос	233
VI-4-11	Графит, серный колчедан	ПМ	Юмос	233
VI-4-12	Графит	ПМ	Верхнетуломозерское	233
VI-4-13	Графит, серный колчедан	ПМ	Юмос	233
VI-4-14	Графит	ПМ	Река Нота	233
VI-4-15	Асбест	ПМ	Река Нота	233
VI-4-16	Графит	ПМ	Река Нота	233
VI-5-1	Никель, медь	ПР	Застейд-2	255
VI-5-2	Титан, железо, ванадий	ПР	Равь-ярш	42
VI-5-3	Титан, железо, ванадий	ПР	Яуршлаг	42
VI-6-1	Апатит, титан, железо	ПР	Гремяха-Вырмес	42
VI-6-2	Титан, железо, ванадий	ПР	Юго-восточная Гремяха	42
VI-6-3	Железо	ПМ	Н. Кумажье, оз. к ЮВ	255
VI-6-4	Железо	ПМ	Медвежье, оз. к СВ	255
VI-6-5	Железо	ПМ	В Кумажье, оз. к СВ	255
VI-6-6	Железо	ПМ	Кумажье, оз. к С	255
VI-6-7	Железо	ПМ	Медвежье, оз. к ЮЗ	255
VI-6-8	Железо	ПМ	Селис, оз. к В	255
VI-6-9	Железо	ММ	Волчьетундровское	255
VI-6-10	Железо	ПР	Свинцовые Тундры	255
VI-6-11	Железо	ММ	Куркенпахк	255
VI-6-12	Никель, медь	ПР	Никелевый ручей	255

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта*	Название объекта или географическая привязка	Литературный источник
VI-6-13	Железо, (золото)	МС	Кировогорское	255
VI-6-14	Никель, медь	ПР	Южно-Волчьегундровское	255
VI-6-15	Никель, медь	ПР	Приозерное	255
VI-7-1	Железо	ПР	Вульневуньявр	255
VI-7-2	Железо	ПР	Нитянкакч	255
VI-7-3	Железо	ПМ	Без названия	255
VI-7-4	Железо	ПР	Малая Кица	255
VI-7-5	Железо	ПМ	Без названия	255
VI-7-6	Железо	ПМ	Без названия	255
VI-7-7	Железо	ПМ	Без названия	255
VI-7-8	Никель, медь	ПР	Колозерское	42
VI-7-9	Гнейс	МК	Оленегорское	42
VI-7-10	Железо	ПР	Айвар	213
VI-7-11	Железо, (золото)	МК	Оленегорское	213
VI-7-12	Железо	ММ	Южно-Кахозерское	213
VI-7-13	Железо, (золото)	ММ	XV Октября	255
VI-7-14	Железо	ПР	Безымянная аномалия	213
VI-7-15	Железо	МС	Комсомольское	213
VI-7-16	Гнейс	МК	Комсомольское	42
VI-7-17	Железо, (золото)	МС	Им. Баумана	255
VI-7-18	Железо, (золото)	ПР	Ягельный Бор	213
VI-7-19	Железо, (золото)	ПР	Железная Варака	255
VI-7-20	Железо	ММ	Печегуба	213
VI-8-1	Железо	ПР	Пинкельярв	255
VI-8-2	Железо	ПМ	Оз. Суельярыч	68
VI-8-3	Железо	ПМ	Оз. Эльч-явр	68
VI-8-4	Железо	ПМ	Гора Юксвид	68
VI-8-5	Железо	ПМ	Гора Шошкурбаш	255
VI-8-6	Железо	ПМ	Гора Безымянная	68
VI-8-7	Железо, ванадий	ПМ	К СЗ оз. Чудзьярв	255
VI-8-8	Железо	ПМ	Гора Кинт-пахк	255
VI-8-9	Железо	ПМ	Без названия	255
VI-8-10	Мусковит	ММ	Рамозерское	214

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта*	Название объекта или географическая привязка	Литературный источник
VI-8-11	Железо	ПМ	Без названия	255
VI-8-12	Железо	ПМ	Без названия	255
VI-9-1	Никель	ПМ	Гора Лешая	68
VI-9-2	Молибден, свинец, цинк, золото	ПР	Пеллапахк	218
VI-9-3	Литий, цезий	ПР	Охмыльк	42
VI-9-4	Золото	ПР	Оленинское	218
VI-9-5	Литий, цезий	ПР	Мутайок	42
VI-9-6	Литий	ПР	Олений хребет	42
VI-9-7	Литий, цезий	МС	Васин-Мыльк	42
VI-9-8	Золото	ПР	Няльм -I	218
VI-9-9	Золото	ПР	Няльм -II	218
VI-9-10	Литий	МС	Полмостундровск	42
VI-9-11	Золото	ПМ	Полмос-Пялка	220
VI-9-12	Железо	ПР	Гора Половинная	255
VI-9-13	Железо	ПМ	ЛейпПоклаКельк	68

**УКАЗАТЕЛЬ МЕСТОРОЖДЕНИЙ, ПРОЯВЛЕНИЙ
И ПУНКТОВ МИНЕРАЛИЗАЦИИ К КАРТЕ
ПЛИОЦЕН-ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ**

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта*	Название объекта или географическая привязка	Литературный источник
IV-3-1	Глина кирпичная	МС	Печенгское 1	199
IV-4-23	Песок строительный	ММ	Намойоки	200
IV-4-24	Песок строительный	ММ	Лотта II	200
V-3-22	ПГМ	ММ	Касэйоки	201
V-4-29	ПГМ	ММ	Карьер 17-й км	201
V-4-30	Песок строительный	ММ	Маунъявр	200
V-5-20	ПГМ	МС	Миккиявр	201
V-5-21	Торф	МК	Себль-Яич	249
V-6-18	ПГМ	ММ	Ура	201
V-6-19	Глина кирпичная	МС	Урагубское	191
V-6-20	ПГМ	ММ	Севрыба	201
V-6-21	ПГМ	МК	Большая Лавна	201
V-6-22	Песок строительный	ММ	Пяйве	200
V-7-24	ПГМ	ММ	Рекингское	201
V-7-25	ПГМ	ММ	Средняя Губа	201
V-7-26	ПГМ	ММ	Заозерное	201
V-7-27	ПГМ	МК	Мальявр	201
V-7-28	ПГМ	ММ	Желтая Гора	201
V-7-29	ПГМ	МК	Соловарака I	201
V-7-30	Глина кирпичная	ММ	Зверосовхоз-2	199
V-7-31	Глина кирпичная	МС	Кильдинское	199
V-7-32	Глина кирпичная	ММ	Шонгуйское	199
V-7-33	ПГМ	ММ	Магнетиты	201
V-8-2	ПГМ	ММ	Териберка	201
V-8-3	ПГМ	ММ	Северное I	201
V-8-4	ПГМ	ММ	Канентъявр	201
V-8-5	ПГМ	ММ	Зап. Териберка	201

* Принятые сокращения. Месторождения: МК – крупное, МС – среднее, ММ – малое.

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта*	Название объекта или географическая привязка	Литературный источник
V-9-2	Песок строительный	ММ	Териберское	200
VI-5-4	Торф	МК	Пыршозерское	249
VI-7-21	ПГМ	ММ	Кица-1	201
VI-7-22	Диатомит	ММ	Оз. Щучье	93
VI-7-23	Диатомит	ММ	Оз. Спинное	93
VI-7-24	ПГМ	ММ	8-й км	201
VI-7-25	ПГМ	ММ	Заячий-2	201
VI-7-26	Песок строительный	ММ	Заячье	200
VI-7-26	ПГМ	ММ	Заячье	201
VI-7-27	ПГМ	ММ	12-й км	201
VI-8-13	Торф	МК	Чудозерское	249
VI-8-14	Торф	МК	Вирма	249
VI-8-15	Песок строительный	ММ	Дальний	200
VI-8-16	ПГМ	ММ	Приозерное	201
VI-9-14	Торф	МК	Без названия	249
VI-9-15	Песок строительный	ММ	Моховик	200

ПРОГНОЗИРУЕМЫЕ ОБЪЕКТЫ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ИХ ПРОГНОЗНЫЕ

№ п/п	Название и ранг объекта и его индекс на прогнозно- минерагениче- ской карте	Площадь объекта, км ²	Вид полезного ископаемого	Характеристика, оценочные параметры, тип оруденения
1. Кольская железорудная				
1	1.0.1. Пинкельявр-ский потенциальный железорудный узел	635	Железо	Железистые кварциты. Руды магнититовые и гематит-магнетитовые. $C_{ср} 22-23\% Fe_{общ}$. Глубина прогноза 500 м
2	1.0.2. Шолтъявр-ский потенциальный железорудный узел	682	Железо	Железистые кварциты. Руды магнититовые и гематит-магнетитовые. $C_{ср} 21\% Fe_{общ}$. Глубина прогноза 500 м
3	1.0.3. Оленегорский потенциальный железорудный узел	575	Железо	Железистые кварциты. Руды магнититовые и гематит-магнетитовые. $C_{ср} 22-31\% Fe_{общ}$. Ресурсы связаны с подкарьерными горизонтами эксплуатируемых месторождений. Глубина прогноза 1000 м
2. Титовско-Поросозерская золото-				
4	2.0.1. Вороньин-ский золото-молибден-редкометалльный рудный узел	240	Молибден	Гидротермально-метасоматический тип. Мощность зоны рудоносных метасоматитов 600–700 м, протяженность 2 км, $C_{ср} - 0,11\%$. Глубина прогноза 300 м
			Рудное золото	Золото-сульфидный тип. Площадь рудовмещающего штока 1,5 км ² . $C_{ср} - 5 г/т$. Коэффициент достоверности – 0,1. Глубина прогноза 100 м
3. Печенга-Имандра-Варзугская благороднометалльно-				
<i>3.1. Печенгский медно-</i>				
5	3.1.1. Карикъявр-ский медно-никелевый потенциальный рудный узел	98	Никель	Сульфидный ультрамафит-мафитовый. $C_{ср} - 0,8-1,0\% Ni$, 3 г/т Pt. Глубина прогноза 300 м.
			Платина	

И ОБЪЕКТЫ РАСПРЕДЕЛЕННОГО ФОНДА НЕДР (РФН) РЕСУРСЫ

Завершенная стадия и вид работ	Категория ресурсов	Ресурсы	Рекомендации, виды работ и их очередность (I, II очередь) или принадлежность к РФН	Источник информации
область				
ГСР-200, поисково- оценочные работы	P_1 , тыс. т руды, утв.	123	П-50, II очередь	78
ГСР-200, поисково- оценочные работы	P_1 тыс. т руды, утв.	64	П-50, II очередь	78
ГСР-200, 2001 г., поисковые работы, разведка месторождений	P_1 , тыс. т, утв.	1083	Распределенный фонд недр. Недропользователь: ОАО «Олкон»	78
молибден-редкометалльная зона				
ГСР-50, 2000 г., поисковые работы на золото, 1982, 1985 гг.	P_2 , тыс. т, утв.	414	Распределенный фонд недр. Недропользователь: ЗАО «Блэк Фокс Ресорсез»	78
	P_2 , т, утв.	20		
медно-никелевая зона <i>никелевый рудный район</i>				
ГСР-200, 2001 г., ГСР-50, 1994 г., поисковые работы	P_2 , тыс. т, утв.	150	П-50, II очередь	78
	P_3 , т, утв	100		

№ п/п	Название и ранг объекта и его индекс на прогнозноминерагенической карте	Площадь объекта, км ²	Вид полезного ископаемого	Характеристика, оценочные параметры, тип оруденения	
6	3.1.2. Печенгский медно-никелевый рудный узел	138	Никель	Сульфидный ультрамафит-мафитовый, С _{ср} – никеля 1,56 %, меди 0,38 %, платины 2,0 г/т, палладия 1,5 г/т. Глубина прогноза 1000 м	
			Медь		
			Платина		
<i>0.1. Аллареченский медно-</i>					
7	0.1.1. Аллареченский медно-никелевый рудный узел	83	Никель	Сульфидный ультрамафит-мафитовый, С _{ср} – 2 % Ni, 0,8 % Cu. Глубина прогноза 300 м	
			Медь		
<i>0.2. Лапландский графит-медно-</i>					
8	0.2. Лапландский графит-медно-никелевый рудный район	6470	Графит	Метаморфогенно-метасоматический тип, протяженность рудных зон – 1,5–2 км, мощность 10–20 м, ср. содержание графита – 10%	
			Никель		Сульфидный ультрамафит-мафитовый, С _{ср} – 2 % Ni, 0,5 % Cu. Глубина прогноза 300 м
			Медь		
9	0.2.1. Ловноозерский медно-никелевый рудный узел	73	Никель	Сульфидный ультрамафит-мафитовый, С _{ср} – 2 % Ni. Глубина прогноза 200 м	

Завершенная стадия и вид работ	Категория ресурсов	Ресурсы	Рекомендации, виды работ и их очередность (I, II очередь) или принадлежность к РФН	Источник информации
ГСР-200, 2001 г., ГСР-50, 1994 г., поисковые работы, разведка месторождений	$P_1 + P_2$, тыс. т, утв.	330	Распределенный фонд недр. Недропользователь: ОАО «Кольская горно-металлурги- ческая компания»	78
	P_3 , т, утв.	12 250		
	$P_1 + P_2$, тыс. т, утв.	76		
	P_3 , т, утв.	6370		
	P_3 , т, утв.	74		
<i>никелевый рудный район</i>				
ГСР-200, 2001 г., общие поиски	P_3 , тыс. т	650	П-50, II очередь	78
		260		
<i>никелевый рудный район</i>				
ГСР-200, 1988 г., ГСР-50, 1973 г. Поисковые работы на комплекс полезных ископаемых (Ni, Cu, Сг, Au) 1997, 2000 гг.	P_3 , млн т	20	П-50, I очередь (начаты ОАО «ЦКЭ» в 2006 г.)	78
	P_1 , тыс. т	100	Распределенный фонд недр. Недропользователь: ОАО «Кола- Майнинг»	
	P_2 , тыс. т	300		
	P_3 , тыс. т	400		
	P_1 , тыс. т	500		
	P_2 , тыс. т	150		
P_3 , тыс. т	300			
ГСР-200, 1988 г., ГСР-50, 2000 г.	P_3 , тыс. т.	250	Распределенный фонд недр. Недропользователь: ОАО «Кола- Майнинг»	78

СУММАРНЫЕ ПРОГНОЗНЫЕ РЕСУРСЫ ПРОГНОЗИРУЕМЫХ ОБЪЕКТОВ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Группа полезных ископаемых	Подгруппа полезных ископаемых	Вид полезного ископаемого	Количество прогнозируемых объектов	Категория прогнозных ресурсов	Прогнозные ресурсы
Металлические	Черные металлы	Железо	Три рудных узла	P_1 , млн т	1270
	Цветные металлы	Медь	Четыре рудных узла	P_1 , тыс. т	500
				P_2 , тыс. т	150
				$P_1 + P_2$, тыс. т	76
				P_3 , т	6930
		Никель	Четыре рудных узла	P_1 , тыс. т	100
				P_2 , тыс. т	450
				$P_1 + P_2$, тыс. т	330
	P_3 , т	13 550			
	Благородные металлы	Золото	Один рудный узел	P_2 , т	20
Платина		Два рудных узла	P_3 , т	174	
Неметаллические	Горнотехническое сырье	Графит	Один рудный район	P_3 , млн т	20

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Опубликованная

1. Ампилов Ю. П., Буянов А. Ф., Глазнев В. Н., Загородный В. Г., Раевский А. Б., Шаров Н. В. Геолого-геофизическая модель верхней части земной коры Кольского полуострова по профилю Печенгская губа—Ковдор—Алакуртти // Геофизический журнал, 1985, т. 7, № 2. С. 75–82.
2. Аглонов С. В., Лебедев Б. А., Тимошенкова Н. В. Новые данные о строении и перспективах нефтегазоносности Мезенского бассейна // Докл. РАН, 2004, т. 396, № 1. С. 71–76.
3. Арзамасцев А. А., Беа Ф., Глазнев В. Н., Арзамасцева Л. В., Монтеро П. Кольская шельфовая провинция в палеозое: оценка состава первичных мантийных расплавов и условий магмогенерации // Российский журнал наук о Земле, 2001, т. 3, № 1. С. 4–37.
4. Арманд Н. Н. О типах покровных отложений в районе полосы Колмозеро-Воронья (северо-восток Кольского полуострова) в связи с задачами поисков полезных ископаемых // Рельеф и геологическое строение осадочного покрова Кольского полуострова. — М.—Л.: Наука, 1964. С. 48–54.
5. Астафьев Б. Ю., Воинов А. С., Воинова О. А. Роль флюидопроницаемых зон в формировании полезных ископаемых Карело-Кольского региона // Геологическая служба и минерально-сырьевая база России на пороге XXI века. Кн. 1. — СПб, 2000. С. 24–25.
6. Астафьев О. В. и др. К вопросу о перспективах нефтегазоносности верхнепротерозойских отложений ККМ // Освоение морских месторождений нефти и газа континентального шельфа СССР. — М., 1988.
7. Балаганский В. В., Глазнев В. Н., Осипенко Л. Г. Раннепротерозойская эволюция северо-востока Балтийского щита: анализ тектоно-стратиграфических террейнов // Геотектоника, 1998, № 2. С. 16–28.
8. Балашов Ю. А., Смолькин В. Ф., Скуфьин П. К. и др. Геохронология магматических и метаморфических процессов. Магматизм, седиментогенез и геодинамика Печенгского палеорифта / Ред. Ф. П. Митрофанов, В. Ф. Смолькин. — Апатиты, 1995. С. 19–36.
9. Балувев А. С., Моралев В. М., Глуховский М. З., Пржиялговский Д. С., Терехов Е. Н. Тектоническая эволюция и магматизм Беломорской рифтовой системы // Геотектоника, 2000, № 5. С. 3–43.
10. Баренцевская шельфовая плита / Ред. И. С. Грамберг. — Л.: Недра, 1988. 263 с.
11. Басов В. А., Пчелина Т. М., Василенко Л. В., Корчинская М. В., Феофилова Л. А. Обоснование возраста границ осадочных секвенций мезозоя на шельфе Баренцева моря // Стратиграфия и палеонтология Российской Арктики. — СПб.: ВНИИОкеангеология, 1997. С. 35–48.
12. Баянова Т. Б. Последовательность формирования расслоенных перидотит-пироксенит-габбро-норитовых интрузий Кольского региона по изотопным данным. Автореф. канд. дис. — М., 1992.
13. Баянова Т. Б., Митрофанов Ф. П., Пожиленко В. И. Геохронология реперных геологических образований и процессов раннего докембрия Кольского региона // Мат-лы III Всероссийского совещания «Общие вопросы расчленения докембрия». — Апатиты, 2000. С. 24.

14. *Баянова Т. Б., Скуфьин П. К., Смолькин В. Ф.* U-Pb возраст плагиогранитов южного обрамления Печенгской структуры (Кольский полуостров). Тез. Межд. конф. «Рифогенез, магматизм, металлогения докембрия. Корреляция геологических комплексов Фенноскандии». – Петрозаводск, 1999. С. 17–18.
15. *Баянова Т. Б., Скуфьин П. К.* U-Pb возраст базальтоидов раннепротерозойского эруптивного центра (северо-восточный фланг Печенгской структуры) // Мат-лы I Всероссийского палеовулканологического симпозиума. – Петрозаводск, 2001.
16. *Белоусов В. В.* Основы геотектоники. – М.: Недра, 1989.
17. *Беляев К. Д.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Серия Кольская. Лист R-36-XXXI, XXXII. 1962.
18. *Бро Е. Г.* Цикличность формирования осадочного чехла и нефтегазоносность на Арктических шельфах России. – СПб, 1995. 80 с.
19. *Бро Е. Г., Десятков В. М., Преображенская Э. Н., Патрунов Д. К.* Нефтегазоносные рифогенные образования в палеозойских отложениях на шельфе Баренцева моря // Геологическое строение и нефтегазоносность Арктических морей России. – СПб: ВНИИОкеангеология, 1993. С. 6–13.
20. *Бро Е. Г., Преображенская Э. Н., Ронкина З. З.* и др. Параметрические скважины на острове Колгуев // Сов. геология, 1988, № 3. С. 32–38.
21. *Бро Е. Г., Пчелина Т. М., Преображенская Э. Н.* и др. Осадочный чехол Баренцево-морского шельфа по данным параметрического бурения на островах // Проблемы нефтегазоносности Мирового океана. – М.: Наука, 1989. С. 191–197.
22. *Буянов А. Ф., Глазнев В. Н., Митрофанов Ф. П., Раевский А. Б.* Трехмерное строение Лапландского гранулитового пояса и соседних структур Балтийского щита по геофизическим данным // Региональная геология и металлогения, 1996, № 5. С. 48–63.
23. *Верба М. Л., Иванова Н. М., Кацев В. А.* и др. Результаты сейсмических исследований по опорным профилям AP-1 и AP-2 в Баренцевом и Карском морях // Разведка и охрана недр, 2001, № 10. С. 3–7.
24. *Ветрин В. Р., Каменский И. Л., Икорский С. В.* Магматический флюид в архейских породах важетундровского комплекса (Кольский полуостров): результаты изучения изотопии гелия в породах и минералах. Тез. докл. I Российской конференции по изотопной геохронологии. – М., 2000.
25. *Ветрин В. Р., Пушкарев Ю. Д., Руангенен Г. И.* и др. Геологическое положение и возраст гранитов южной части Печенгского района. Строение и метаморфическая эволюция главных структурных зон Балтийского щита. Геологическое положение и возраст гранитов Южной Печенги. – Апатиты: КНЦ, 1987. С. 83–92.
26. *Виноградов А. П.* Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры // Геохимия, 1962, № 7. С. 555–571.
27. *Виноградов А. П.* Введение в геохимию океана. – М.: Наука, 1967. 212 с.
28. *Воинова О. А., Астафьев Б. Ю.* Разработка региональной корреляционной схемы метасоматоза; составление карты средне- и низкотемпературных метасоматитов раннего докембрия Карелии масштаба 1 : 1 000 000. – СПб.: ФГУ СЗРФГИ, 1999. 200 с.
29. *Волхонин В. С., Линькова Т. М., Кагалова Л. И., Казаченко Е. Д.* Исследование геологической структуры методом обменных волн землетрясений (МОВЗ) в восточной части Балтийского щита // Геодинамические исследования. – Вып. 12. М., 1988. С. 87–96.
30. Геодинамика и нефтегазоносность Арктики / Под ред. В. П. Гаврилова. – М.: Недра, 1993. 323 с.
31. Геология и нефтегазоносность Московской и Мезенской синеклиз / В. П. Гаврилов, П. И. Дворецкий, В. Ф. Дунаев и др. – М.: Недра, 2000. 144 с.
32. Геология и полезные ископаемые России. В шести томах. Т. 5. Арктические и дальневосточные моря. Кн. 1. Арктические моря / Под ред. И. С. Грамберга, В. Л. Иванова, Ю. Е. Погребницкого. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2004. 468 с.
33. Геологическая съемка метаморфических и метасоматических комплексов / Отв. ред. В. А. Глебовицкий, В. И. Шульдинер. – СПб, 1996. 416 с.

34. Геоморфология Карелии и Кольского полуострова / В. Г. Легкова, В. Н. Бонбенков, Л. А. Шукин и др. — М.: Недра, 1977. 183 с.
35. *Гецен В. Г.* Тектоника Тимана. — Л.: Наука, 1987. 170 с.
36. Гидрогеология Европы. Т. 1. Общая характеристика подземных вод / Под ред. Н. А. Маринова, Н. И. Толстихина. — М.: Недра, 1989. 536 с.
37. Гидрогеология СССР. Т. XXVII. Мурманская область и Карельская АССР. — М.: Недра, 1971. 295 с.
38. *Глазнев В. Н.* Комплексные геофизические модели литосферы Фенноскандии. — Апатиты: ЗАО «КаэМ», 2003. 252 с.
39. *Глебовицкий В. А.* Тектоника и региональный метаморфизм раннего докембрия восточной части Балтийского щита // Региональная геология и металлогения, 1993, № 1. С. 7–24.
40. *Гоголь О. В., Деленицин А. А.* Новые Rb-Sr данные для Кольской щелочной провинции // Мат-лы конф. «Геология и полезные ископаемые Северо-Запада и Центра России». Апатиты, 1999. С. 43–47.
41. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (нов. сер.). Лист R-(35)–37 — Мурманск. Объяснительная записка. — СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2000. 233 с.
42. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Изд. 2-е. Серия Кольская Лист R-35—XXIX, XXX (Раяковски). Объяснительная записка. — СПб, 2000.
43. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (нов. сер.). Лист S-(36), 37 — Баренцево море. Объяснительная записка. — СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2000. 165 с.
44. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (нов. сер.). Лист R-38–40 — о. Колгуев. Объяснительная записка. — СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2003. 289 с.
45. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (нов. сер.). Лист Q-(35)–37 — Кировск. Объяснительная записка. — СПб. 2004.
46. Государственная геологическая карта масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение). Лист Q-37 — Архангельск. Объяснительная записка и комплект карт. Электронная версия. — СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2005.
47. *Гудина В. И., Евзеров В. Я.* Стратиграфия и фораминиферы верхнего плейстоцена Кольского полуострова. — Новосибирск: Наука, 1973. 146 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.* О закономерностях аэротехногенного загрязнения в районе города Мончегорска // Вопросы охраны природы и рационального использования природных ресурсов Мурманской области. — Апатиты: КФ АН СССР, 1975. С. 192–200.
50. *Гуревич В. И.* Прикладная седиментология и геоэкология. — Л.: ЛГИ, 1990. 63 с.
51. *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.
52. *Гуревич В. И.* Современный седиментогенез и геоэкология Западно-Арктического шельфа Евразии. — М.: Научный мир, 2002. 135 с.
53. *Данилов И. Д.* Ритмостратиграфия, как основа расчленения новейших отложений арктических морей // Проблемы кайнозойской палеоэкологии и палеогеографии морей Северного Ледовитого океана. — М.: Наука, 1992. С. 21–29.
54. Докембрийская геология СССР. — Л., 1988. 440 с.
55. *Евзеров В. Я.* К вопросу о возрасте межледниковых отложений Кольского полуострова // Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова. Вып. II. — Апатиты, 1971. С. 98–104.

56. *Евзеров В. Я., Кошечкин Б. И.* Палеогеография плейстоцена западной части Кольского полуострова. — Л.: Наука, 1980. 104 с.
57. *Егоркин А. А., Левшин А. Л., Якобсон А. Н.* Изучение глубинного строения шельфа Баренцева моря поверхностными сейсмическими волнами // Вычислительная сейсмология. Вып. 20. — М., 1987. С. 202–206.
58. *Егоров А. С.* Глубинное строение и геодинамика литосферы Северной Евразии (по результатам геолого-геофизического моделирования вдоль геотраверсов России). — СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2004. 200 с.
59. *Жариков В. А., Омеляненко Б. И.* Классификация метасоматитов // Метасоматизм и рудообразование. — М., 1978. С. 9–28.
60. *Жданов В. В., Малкова Т. П.* Железородные месторождения зон региональной базификации. — Л., 1974. 160 с.
61. *Зархидзе В. С., Мусатов Е. Е.* Основные этапы палеогеографического развития Западной Арктики в позднем кайнозое. (Труды ЗапСибНИГНИ). 1989. 22 с.
62. Земная кора восточной части Балтийского щита / Под ред. К. О. Кратца. — Л.: Наука, 1978. 232 с.
63. Земная кора и металлогения юго-восточной части Балтийского щита / Под ред. К. О. Кратца. — Л., 1983. 303 с.
64. *Золотов Е. Е., Костюченко С. Л., Ракитов В. А.* и др. Глубинное строение литосферы Восточно-Европейской платформы по результатам сейсмологических наблюдений // Разведка и охрана недр, 1998, № 2. С. 11–13.
65. *Иванова Н. М.* Области развития солянокупольных структур и связанные с ними перспективы углеводородов в пределах Баренцевого шельфа // Международная конференция по потенциалу нефти и газа в Баренцевом и Карском морях и прилегающей суши. — Мурманск, 1992. С. 17.
66. *Иванова Н. М.* Предполагаемые палеозойские рифы в южной и центральной частях Баренцевого шельфа // Международная конференция по потенциалу нефти и газа в Баренцевом и Карском морях и прилегающей суши. — Мурманск, 1992. С. 29.
67. Инструкция по составлению и подготовке к изданию листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третьего поколения). — СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2002. 240 с.
68. *Карпинская Н. В.* и др. Объяснительная записка к Госгеолкарте-200 по листу R-36-XXXV, XXXVI (серия Кольская). — М., 1964. 92 с.
69. Карта минеральных фаций метаморфических пород восточной части Балтийского щита / Ред. В. А. Глебовицкий. — СПб, 1991.
70. Каталог геохронологических данных по северо-восточной части Балтийского щита // Геология рудных районов Мурманской области. Прил. 3. КНЦ РАН, 2002. С. 16–45.
71. К вопросу о возрасте отложений бореальной трансгрессии (понойских слоев) на Кольском полуострове / Х. А. Арсланов, В. Я. Евзеров, Н. И. Тертычный и др. // Плейстоценовые оледенения Восточно-Европейской равнины. — М.: Наука, 1981. С. 28–37.
72. *Киреев Г. И., Смирнов Ю. П., Таныгин И. А., Тюремнов В. А.* Коллекторский потенциал и перспективы нефтегазоносности осадочных образований и пород кристаллического основания Баренцево-морского региона // Нефтегазовая геология на рубеже веков. Прогноз, поиски, разведка и освоение месторождений. Юбилейная конференция. Т. 3. — СПб.: ВНИГРИ, 1999. С. 340–347.
73. *Кириченко Л. А.* Контозерская серия каменноугольных пород на Кольском полуострове. — Л.: Недра, 1970. 112 с.
74. *Кленова М. В.* Геология Баренцева моря. — М.: Изд-во АН СССР, 1960.
75. *Козлов С. А.* Инженерная геология Западно-Арктического шельфа России. — СПб.: ВНИИОкеангеология, 2004. 147 с.
76. Кольская сверхглубокая. — М.: Недра, 1984. 490 с.
77. Кольская сверхглубокая. Научные результаты и опыт исследований / Ред. Н. П. Лавров и В. П. Орлова. — М.: Технонефтегаз, 1998. 260 с.
78. *Коровкин В. А., Турылева Л. В.* Недра Северо-Запада Российской Федерации. — СПб, 2003. 250 с.

79. Кофф Г. Л. Морские глинистые грунты Кольского полуострова и строительство на них. — Мурманск, 1976. 128 с.
80. Кудряшов Н. М., Гавериленко Б. А. Геохронология зеленокаменного пояса Колмозеро—Воронья и его обрамления. Тез. докл. I Российской конференции по изотопной геохронологии. — М., 2000.
81. Лаврова М. А. Четвертичная геология Кольского полуострова. — М.—Л., 1960. 234 с.
82. Лебедева Р. М., Каган Л. Я., Иванова Л. В. Биостратиграфические исследования голоцена Кольского полуострова // Природа и хозяйство Севера. Вып. 15. — Мурманск, 1987. С. 8—11.
83. Литосфера Центральной и Восточной Европы: Геотраверсы I, II, V / Под ред. В. Б. Соллогуб. — Киев: Наукова думка, 1987. 168 с.
84. Лохов К. И., Астафьев Б. Ю. и др. Генезис и условия образования графитистых пород в лапландских гранулитях // Тез. докл. XVII симпозиума по геохимии изотопов. — М., 2004. С. 151—152.
85. Маловицкий Я. П., Мараханов В. И., Сенин Б. В. Рифтогенез западной части Арктической континентальной окраины // ДАН СССР, 1987, т. 295, № 4. С. 654—658.
86. Матишов Г. Г., Матишов Д. Г. Радиационная экологическая океанология. — Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2001. 417 с.
87. Матишов Г. Г., Матишов Д. Г., Щина Е., Риссанен К. Радионуклиды в экосистеме региона Баренцева и Карского морей. — Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 1994. 233 с.
88. Методические рекомендации по изучению донных образований Арктического шельфа / Науч. ред. Б. Г. Лопатин. — Л.: НИИГА, 1981.
89. Методические рекомендации по гранулометрическому классифицированию осадков. — Л.: ПГО «Севморгеология», 1986. 18 с.
90. Методические указания. Методы отбора, обработки и концентрирования проб морской воды, льда и снежного покрова в условиях полярных экспедиций. РД 52. 17. 262—90. — М.: Госкомитет СССР по гидрометеорологии, 1990. 77 с.
91. Миллер Ю. В. Тектоно-метаморфические циклы. — Л., 1982. 160 с.
92. Минеральные месторождения Кольского полуострова / Под ред. Г. И. Горбунова. — Л., 1981. 272 с.
93. Минерально-сырьевая база строительной индустрии Российской Федерации. Т. 3: Мурманская область. 1993. 228 с.
94. Миндлина А. А. и др. Объяснительная записка к Гостеолкарте-200 по листу R-35-XXXV, XXXVI (серия Кольская). — М., 1960. 44 с.
95. Милиц М. В., Глазнев В. Н., Коншилов А. Н. и др. Ранний докембрий северо-востока Балтийского щита: палеогеодинамика, строение и эволюция континентальной коры. — М., 1996. 287 с.
96. Милиц М. В., Глазнев В. Н., Раевский А. Б. Трехмерная модель геологического строения верхней коры района Кольской сверхглубокой скважины и сопредельных территорий Кольского полуострова // Геотектоника, 1994, № 6. С. 3—22.
97. Михайлов Д. А. Метасоматическое происхождение железистых кварцитов докембрия. — Л.: Наука, 1983. 182 с.
98. Моисеенко Т. И. Закисление вод, факторы, механизмы и экологические последствия. — М.: Наука, 2003.
99. Моисеенко Т. И. Формирование качества поверхностных вод и донных отложений в условиях антропогенных нагрузок на водосборы Арктического бассейна. — Апатиты: РАН, 1996.
100. Морозова И. М., Ризванова Н. Г., Лохов К. И. и др. U-Pb-система цирконов из пород экзоконтакта щелочно-ультраосновной интрузии // Геохимия, 1998, № 8. С. 782—790.
101. Моря Советской Арктики / Ред. И. С. Грамберг, Ю. Е. Погребницкий. Т. 9. — Л.: ВНИИОкеангеология, 1984. 269 с.
102. Неизвестнов Я. В. Этапы формирования гидрогеологических условий шельфа // Основные проблемы палеогеографии позднего кайнозоя Арктики. — Л.: Недра, 1983. С. 182—185.

103. *Неизвестнов Я. В.* Региональная гидрогеохимия артезианских бассейнов Баренцево-Карского шельфа. Прогнозы и реальность // Проблемы изучения химического состава подземных вод. – СПб.: ГГИ, 1997. С. 35–38.
104. *Нерович Л. И.* Две группы анортозитов Лапландского гранулитового пояса. Тез. Межд. конф. «Рифтогенез, магматизм, металлогения докембрия. Корреляция геологических комплексов Фенноскандии». – Петрозаводск, 1999. С. 107–108.
105. *Никонов А. А.* Развитие рельефа и палеогеография антропогена на Западе Кольского полуострова. – М.–Л.: Наука, 1964. 183 с.
106. Обобщенный перечень предельно допустимых концентраций (ПДК) и ориентировочно безопасных уровней воздействия (ОБУВ) вредных веществ для воды рыбохозяйственных водоемов. – М.: Главрыбвод, 1990. 44 с.
107. Объяснительная записка к Тектонической карте Баренцева моря и северной части Европейской России масштаба 1 : 2 500 000 / В. И. Богацкий, Н. А. Богданов, В. Е. Хаин и др. – М., 1996. 94 с.
108. *Оловянишников В. Г.* Геологическое развитие полуострова Канин и Северного Тимана. – Сыктывкар: Коми НЦ Уро РАН, 2004. 80 с.
109. *Опекунов А. Ю.* Экологическое нормирование. – СПб.: ВНИИОкеангеология. 2001. 216 с.
110. Осадочный чехол Западно-Арктической метаплатформы / Под ред. Е. Ф. Безма-терных, Б. В. Сенина, Э. В. Шпилова. – Мурманск: НИИМоргефизики, 1993. 184 с.
111. *Павлова М. М.* и др. Морская гравиметрическая съемка II класса по программе МГС в западной и юго-восточной части Баренцева и Центральной части Карского морей в 1988–1989 гг. – Мурманск: НПО «Севморгеология», МАГЭ, 1991.
112. *Патрунов Д. К.* Палеогеографические типы среднепалеозойских рифовых образований на северо-восточной периферии древней Русской платформы // Литология и палеогеография биогермных массивов. – М.: Наука, 1975. С. 73–85.
113. *Пийп В. Б., Лобанова Е. А., Заможняя Н. Г., Берзин Р. Г., Сулейманов А. К.* Совместная интерпретация данных ОГТ и ГСЗ по профилю 1ЕВ // Глубинное строение и геодинамика Фенноскандии, окраинных и внутриплатформенных транзитных зон. – Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2002. С. 186–187.
114. *Поселов В. А., Павленкин А. Д., Булаткин А. В., Погребницкий Ю. Е.* Зона сочленения пассивной континентальной окраины Арктики с абиссалью по данным ГСЗ–МПВ // Региональная геология и металлогения, 2000, № 10. С. 186–194.
115. *Преображенская Э. Н., Устрицкий В. И., Бро Е. Г.* Палеозойские отложения острова Колгуев (Баренцево море) // РАН, Стратиграфия. Геологическая корреляция, 1995, т. 3, № 5. С. 75–85.
116. *Пушкарёв Ю. Д., Кравченко Е. В., Шестаков Г. И.* и др. Геохронометрические реперы докембрия Кольского полуострова. – Л.: Наука. 1978. 136 с.
117. *Пчелина Т. М.* Нефтеносность девонских отложений района Иммердален (арх. Шпицберген) // Геологическое строение и нефтегазоносность Арктических морей России. – СПб.: ВНИИОкеангеология, 1994. С. 39–41.
118. Ранний докембрий Балтийского щита / Ред. В. А. Глебовицкий. – СПб.: Наука, 2005. 711 с.
119. *Рассомахин В. Я., Тимошенко О. М.,* Перспективы нефтегазоносности Мезенской синеклизы. Направление геологоразведочных работ // Перспективы развития и освоения топливно-энергетической базы Северо-Западного экономического района Российской Федерации (докл. Междунар. конф. 26–30 октября 1998 г., ВНИГРИ, Санкт-Петербург). – СПб.: ВНИГРИ, 1999. С. 53–60.
120. *Ремизова А. М., Дуракова А. Б., Семенова Л. Р., Шелепина Е. П.* и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Изд. 2-е. Серия Кольская. Лист R-35-XXIX, XXX («Раякоски») (в печати).
121. *Ремизова А. М., Дуракова А. Б., Семенова Л. Р.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Изд. 2-е. Серия Кольская. Лист R-36-XXV, XXVI (Приречный) (в печати).

122. *Рокос С. И., Люстерник В. А.* Формирование состава и физико-механических свойств плейстоценовых отложений южной и центральной частей шельфа Баренцева моря (генетический и палеогеографический аспекты). Препринт. — Киев: Изд-во ИГН АН Украины, 1992. 60 с.

123. *Романкевич Е. А., Айбулатов Н. А.* Геохимическое состояние морей России и здоровье человека // Вестник отделения наук о Земле РАН. Электронный научно-информационный журнал, № 1 (22). 2004.

124. *Романовский С. И.* Физическая седиментология. — Л.: Недра, 1988. 240 с.

125. Российская Арктика: геологическая история, минерагения, геоэкология / Гл. ред. Д. А. Додин, В. С. Сурков. — СПб.: ВНИИОкеангеология.

126. *Ростовщиков В. Б., Богданов Б. П., Рассказова Н. Б., Тарасов П. П.* Особенности строения докембрийских отложений Тимано-Уральского региона в связи с перспективами нефтегазоносности // Перспективы развития и освоения топливно-энергетической базы Северо-Западного экономического района Российской Федерации (докл. Междунар. конф. 26–30 октября 1998 г., ВНИГРИ, Санкт-Петербург). — СПб.: ВНИГРИ, 1999. С. 183–192.

127. Рудные узлы России / Под ред. Е. В. Плюшева. — СПб, 2001. 416 с.

128. *Саватенков В. М., Сулимов Р. Б.* и др. Sm-Nd, Rb-Sr и Pb-Pb изотопные систематики базит-гипербазитов в массиве Гремяха-Вырмес: роль корово-мантийного взаимодействия при магмогенерации и рудообразовании // Зап. ВМО, 1998, № 5.

129. *Самойлович Ю. Г., Каган Л. Я., Иванова Л. В.* Четвертичные отложения Баренцева моря. — Апатиты, 1993. 74 с.

130. Сводная стратиграфическая схема четвертичных (антропогенных) отложений Кольского полуострова в свете новейших данных / А. Д. Арманд, Н. Н. Арманд, М. К. Граве и др. // Основные проблемы геоморфологии и стратиграфии антропогена Кольского полуострова. — Л.: Наука, 1969. С. 7–24.

131. Сейсмогеологическая модель литосферы Северной Европы: Баренцрегион / Ред. Ф. П. Митрофанов, Н. В. Шаров. — Апатиты: КНЦ РАН, 1998. Ч. 1. 237 с.

132. Сейсмогеологическая модель литосферы Северной Европы: Баренцрегион / Ред. Ф. П. Митрофанов, Н. В. Шаров. — Апатиты: КНЦ РАН, 1998. Ч. 2. 205 с.

133. *Семенова Л. Р.* Фациальные особенности осташковских ледниковых отложений Кольского полуострова и палеогеографическая реконструкция условий оледенения в позднем неоплейстоцене // Третье Всероссийское совещание по изучению четвертичного периода. Т. 2. — Смоленск, 2002. С. 59–61.

134. *Симонов А. П., Губерман Д. М., Яковлев Ю. Н., Снетко П. П., Митрофанов Ф. П., Припачкин В. А., Мурзин Р. Р., Беляев В. Н., Заяц И. В.* Тектоника и нефтегазоносность рифейских осадочных бассейнов Северной Евразии // Нефтегазовая геология на рубеже веков. Прогноз, поиски, разведка и освоение месторождений. Юбилейная конференция. Т. 3. — СПб.: ВНИГРИ, 1999. С. 133–148.

135. *Симонов А. П., Губерман Д. М., Яковлев Ю. Н., Снетко П. П., Митрофанов Ф. П., Любцов В. В., Предовский А. А., Припачкин В. А.* Рифейская нефть полуострова Рыбачий: миф или ключ к принципиально новому направлению нефтегазопроисковых работ на шельфе Баренцева моря // Вестник МГТУ, 1998, т. 1, № 2. С. 121–140.

136. *Симонов А. П., Губерман Д. М., Яковлев Ю. Н.* и др. Кольско-Канинская моноклинал (Баренцево море): тектоника, перспективы нефтегазоносности, меры по решению топливно-энергетических проблем Мурманской области. // Докл. II Междунар. конф.: «Перспективы развития и освоения топливно-энергетической базы Северо-Западного экономического района РФ». — СПб, 2000. С. 149–171.

137. *Скуфьин П. К.* Эволюция вулканитов Печенгской структуры (Кольский полуостров) // Геология рудных месторождений, 1993, т. 35, № 3. С. 271–283.

138. *Смолюкин В. Ф.* Коматиитовый и пикритовый магматизм раннего докембрия Балтийского щита. — СПб.: Наука, 1992. 274 с.

139. *Смолюкин В. Ф., Баянова Т. Б., Федотов Ж. А.* Рудоносные базит-ультрабазиты Печенгско-Аллареченского района, Кольский регион: изотопное датирование // Тезисы. Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза. — СПб, 2003. С. 467–470.

140. Состояние окружающей среды Мурманской области в 1995. — Мурманск: Мурманский областной комитет экологии и природных ресурсов, 1996.
141. Состояние окружающей среды Северо-Западного и Северного регионов России.— СПб.: Наука, 1995.
142. *Стрелков С. А.* Морфоструктуры северо-восточной части Балтийского щита и основные закономерности их формирования // Палеогеография и морфоструктуры Кольского полуострова. — Л.: Наука, 1973. С. 5—80.
143. Строение литосферы Балтийского щита / Ред. Н. В. Шаров. — М.: Национальный геофизический комитет РАН, 1993. 166 с.
144. Строение литосферы российской части Баренц-региона / Под ред. Н. В. Шарова, Ф. П. Митрофанова, М. Л. Вербы, К. Гиллена. — Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005.
145. Тектоническая карта Баренцева моря и северной части Европейской России масштаба 1 : 2 500 000 / Н. А. Богданов, В. Е. Хаин, В. И. Богацкий, С. Л. Костюченко, Б. В. Сенин, Э. В. Шипилов, С. Ф. Соболев. — М.: ПКО Картография, 1996. 2 л.
146. Требования к геохимической основе Государственной геологической карты РФ масштаба 1 : 1 000 000. — М.: ИМГРЭ, 2001.
147. *Тулина Ю. В., Шемелева И. Б., Соколов С. Б.* и др. Основные особенности глубинного строения южной части Баренцева моря по данным ГСЗ // Геофизические поля Атлантического океана. — М., 1988. С. 34—51.
148. *Увадьев Л. И.* и др. Объяснительная записка к Госгеолкарте-200 по листу R-36-XXV, XXVI (серия Кольская). — М., 1967. 67 с.
149. Фашии метаморфизма восточной части Балтийского щита. — Л., 1990. 144 с.
150. *Хаин В. Е.* Общая геотектоника. Т. 12. — М.: Недра, 1973.
151. *Чекунов А. В., Старостенко В. И., Красовский С. С., Кутас Р. И., Оровецкий Ю. П., Пашкевич И. К., Трипольский А. А., Елисеева С. В., Куприенко П. Я., Митрофанов Ф. П., Шаров Н. В., Загородный В. Г., Глазнев В. Н., Гарецкий Р. Г., Каратаев Г. И., Аксаментова Н. В., Гутерх А., Грабовска Т., Коблянский А., Рыка В., Дадлез Р., Цвойдзински С., Корхонен Х., Луосто У., Гаал Г., Журавлев В. А., Садов А. С.* Геотрансект Евро-3 // Геофизический журнал, 1993, т. 15, № 2. С. 3—32.
152. Четвертичный покров Балтийского щита / Под ред. В. В. Проскуракова, И. И. Краснова. — Л.: Недра, 1987. 151 с.
153. *Шипилов Э. В., Сенин Б. В.* Глубинное строение дна Баренцева моря // Геотектоника, 1988. С. 96—100.
154. *Шипилов Э. В., Тарасов Г. А.* Региональная геология нефтегазоносных осадочных бассейнов Западно-Арктического шельфа России. — Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 1998. 306 с.
155. *Шумкин В. Я.* Каменная и костяная индустрии мезолита раннего металла Кольского полуострова / Автореф. дис. на соиск. уч. степ. канд. ист. наук. На правах рукописи. — Л.: ЛГУ, 1984. 18 с.
156. Эволюция земной коры и эндогенной металлогенической зональности северо-восточной части Балтийского щита (связь металлогении с глубинным строением) / Ред.: И. В. Бельков. — Л.: Наука, 1987. 109 с.
157. *Яковлев А. В.* Геоэкология // Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000. Лист R-(35)-37 — Мурманск. Объяснительная записка. — СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2000.
158. *Яковлев А. В.* Оценка интенсивности воздействия тралового промысла на донные ландшафты Баренцева моря // Антропогенное воздействие на экосистемы рыбохозяйственных водоемов Севера. — Мурманск: Изд-во ПИНРО, 1991. С. 85—92.
159. *Яковлева Т. В.* Распределение меди и никеля в донных отложениях залива Варангер-фьорд // Химико-океанологические исследования. — М.: Наука, 1977. С. 89—93.
160. *Яковлева Т. В., Кийко О. А.* Геоэкология // Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000. Лист S-(36), 37 — Баренцево море. Объяснительная записка. — СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2000. С. 110—124.
161. *Azbel I. Ya., Buyanov A. F., Jonkis V. T., Sharov N. N., Sharova V. P.* Crustal structure of the Kola Peninsula from inversion of deep seismic sounding data // Tectonophysics, 1989. V. 162, 1—2. P. 87—99.

162. *Amelin Yu., Heaman L., Semenov V.* U-Pb geochronology of layered mafic intrusions in the eastern Baltic Shield: implications for the timing and duration of Paleoproterozoic continental rifting. *Prec. Res.*, v. 75, 1995. P. 31–46.
163. BABEL Working Group. Integrated seismic studies of the Baltic shield using data in the Gulf of Bothnia region // *Geophys. J. Int.*, 1993. V. 112. P. 305–324.
164. *Balashov Y., Bayanova T., Mitrofanov F.* Isotope data on the age and genesis of layered basic-ultrabasic intrusions in the Kola Peninsula and northern Karelia, north-eastern Baltic Shield. *Precambrian Res.*, 64: 1993. P. 197–205.
165. *Bayanova T. B., Smolkin V. F.* U-Pb isotopic study of the layered intrusions of the Northern Pechenga area, Kola Peninsula. *Abstr. IGCP Project 336 Symposium*, in Rovaniemi. University of Turku. Publ. 33:49, 1996.
166. *Berzin R. G., Yurov Y. G., Pavlenkova N. I.* CDP and DSS data along Uchta-Kem profile (the Baltic Shield) // *Tectonophysics*, 2002. V. 355. P. 187–200.
167. *Blendinger W., Bowlin B., Zijp F. R., Darke G., Ekroll M.* Carbonate buildup flank deposits: an example from the Permian (Barents Sea, northern Norway) challenges classical facies models // *Sedimentary Geology*, 112 (1997), P. 89–103.
168. *Blundel D., Freeman R., Mueller S.* (Editors). *The European Geotraverse*. University Press, Cambridge. 1992. 275 p.
169. *Bugge T., Mangerud G., Elvebakk G. et al.* The Upper paleozoic succession on the Finnmark Platform, Barents Sea. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, Oslo, 1995, V. 75, P. 3–30, 123–150.
170. *Ehrenberg S. N., Nielsen E., Svana T. A., Stemmerik L.* Depositional evolution of the Finnmark carbonate platform, Barents Sea: results from wells 7128/6–1 and 7128/4–1. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, V.78, P. 185–224. Oslo 1998 ISSN 0029-196X.
171. *Ehrenberg S. N., Pickard N. A. H., Svene T. A., Nilsson I. & Davydov, V.I.* 2000: Sequence stratigraphy of the inner Finnmark carbonate platform (Carboniferous-Permian), Barents Sea—correlation between well 7128/6-1 and the shallow IKU cores. *Norsk Geologisk Tidsskrift* 80, P. 129–162.
172. *Ehrenberg S. N., Pickard N. A. H., Svene T. A. & Oxtoby N.H.* 2002: Cement geochemistry of photozoan carbonate strata (Upper Carboniferous-Lower Permian), Finnmark carbonate platform, Barents Sea. *Journal of Sedimentary Research* 72, P. 95–115.
173. *Geology and Petroleum Resources in the Barents Sea. – The Norwegian Petroleum Directorate*, October 1996. 53 p.
174. *Gerlach S. A.* Marine pollution diagnostics and therapie. 1981. 380 p.
175. *Glaznev V. N., Raevsky A. B., Sharov N. V.* A model of the deep structure of the north-eastern part of the Baltic Shield based on joint interpretation of seismic, gravity, magnetic and heat flow data // *Tectonophysics*, 1989. V. 162, 1–2. P. 151–164.
176. *Gorbatshev R., Bogdanova S.* Frontiers in the Baltic Shield // *Precamb. Res.*, 1993. V. 64, 1–2. P. 3–22.
177. *Hanski E., Huhma H., Smolkin V. F. et al.* The age of the ferropicritic volcanics and comagmatic Ni-bearing intrusions at Pechenga, Kola Peninsula, U.S.S.R. *Bull. Geol. Soc. Finland*. V.62. 1990. P.2, 123–133.
178. *Hanski E.* Petrology of the Pechenga ferropicrites and cogenetic, Ni-bearing gabbro-wehrlite intrusions, Kola Peninsula, Russia. *Geol. Surv. Finland. Bull.* 367, 192. 1992.
179. *Huhma H., Smolkin V. F., Hanski E. et al.* Sm-Nd isotope study of the Nyasyukka dyke complex in the northern Pechenga area, Kola Peninsula, Russia *Abstr. IGCP Project 336 symp.* in Rovaniemi. Finland. 1996: 57–58.
180. *Ivanova N. M.* Prospective Paleozoic reefs in the southern part of the Barents Sea Shelf // *Petroleum Geoscience*, V. 3, 1997. P. 153–160.
181. *Ivanova N. M.* Results of Geophysical investigations in the central Barents // *EAGE 57th Conference and Technical Exhibition – Glasgow, Scotland, 1995*. P. 515.
182. *Kaulina T.* U-Pb zircon ages for gabbro-anorthozites of the Tanaelv belt, Kola peninsula, Russia. *Abst. Svekalapko, Europrobe project*. Repino, Russia, 1998. P. 29.
183. *Larsen G. B., Elvebakk G., Henriksen L. B., Kristensen S. E., Nilsson I., Samuelsberg T. J., Svene T. A., Stemmerik L. & Worsley D.*, 2002: Upper Palaeozoic lithostratigraphy of the Southern Norwegian Barents Sea. *NPD*, 76 pp.

184. *Luosto U., Fluh E. R., Lund C.-E. and Working Group.* The crustal structure along the POLAR Profile from seismic refraction investigations // *Tectonophysics*, 1989. V. 162, 1–2. P. 51–85.

185. *Luosto U., Zverev S. M., Kosminskaya I. P., Korhonen H.* Observation of Fennolara shots on additional lines in Finnish Lapland / *Proc. Of the 17 Assembly of the ESC*. Budapest, 1980. P. 57.

186. *Mitrofanov F., Balagansky V., Balashov Yu.* U-Pb age of gabbro-anorthosite massif in the Lapland Granulite Belt. *Geology of the Eastern Finnmark-Western Kola Peninsula region*. Spec. Publ. 7: 179–183. 1995.

187. *Mitrofanov F. P., Sharov N. V., Zagorodny V. G., Glaznev V. N., Korja A.* Crustal structure of the Baltic shield along the Pechenga – Kostomuksha – Lovisa geotraverse // *Int. Geol. Rev.*, 1998. V. 40, 11. P. 990–997.

188. *Munz I. A., Wayne D., Austrheim H.* Retrograde fluid infiltration in the high-grade Modum complex, South Norway: evidence for age, source and REE mobility. – *Contrib. Miner. Petrol.*, 1994, v.116, P. 32–56.

189. *Munz I. A.* Whiteschists and orthoamphibole-cordierite rocks and the P-T-t path of the Modum complex, South Norway. – *Lithos*, 1990, v.24, P. 181–200.

190. *Siedlecka A.* Late Precambrian stratigraphy and structure of the north-eastern margin of the Fennoscandian Shield (East Finnmark-Timan Region) // *Norges Geologiske Undersokelse* / 1975. V. 316. P. 313–348.

191. *Solheim I., Tommervik H., Kjel Arild Horda.* «A time study of the vegetation in Monchegorsk, Russia», NORUT IT Ltd, Norway, 1995.

192. *Talbot C., Koyi H., Clark J.* Multiphase halokinesis in the Nordkapp Basin. In *Vorren, T.O. et al. (eds.): Arctic Geology and Petroleum Potential*, 1993, p.205–216. Norwegian Petroleum Society (NPF), Special Publication № 2, Elsevier, Amsterdam.

193. *Timmerman M. J., Daly J. S.* Sm-Nd evidence for late Archaean crust formation in the Lapland-Kola mobile belt, Kola Peninsula, Russia and Norway. – *Precambrian Research*, 1995, v.72, P. 97–107.

194. *Tommervik H., Johansen B. E., Pedersen J. P.* «Use of multitemporal Landsat image data for mapping of the effects of air pollution in the Kirkenes-Pechenga area in the period 1973–1988». FORUT IT A/S, Norway, 1992.

195. *Worsley D., Johansen R. and Kristensen S. E.* The Mesozoic and Cenozoic succession of Tromsflaket // *A lithostratigraphic scheme for The Mesozoic and Cenozoic succession offshore mid- and northern Norway*/ NPD- bulletin N = 4, Oljedirektoratet, 1988. P. 42–65.

196. *Yliniemy J, Luosto A.* Seismisia syvatutkimuksia linjalla Kemi-Kajaani / XI Geofysiikan Paivat. Oulussa, 10–11 May 1983. 1983. P. 21–27.

Фондовая

197. *Ананьев В. Н., Семенова Л. Р., Карпова Р. В.* Информационный отчет о проведении комплексной гидрогеологической и инженерно-геологической съемки с геологической съемкой четвертичных отложений масштаба 1 : 200 000 на территории листов R-36-XIX, XX (85-88) и R-36-XXV, XXVI (97-100) в 1995 и 1998 гг. Мончегорск, 1999.

198. *Астафьев Б. Ю., Воинова О. А., Воинов А. С., Калинин А. А.* Оценка металлогенической значимости региональных метасоматитов Кольского региона. Мончегорск: Фонды ОАО «ЦКЭ», 2003. 202 с.

199. Баланс запасов полезных ископаемых по Мурманской области (рукописный). Глины кирпично-черепичные, суглинки, сырье для производства керамзита. Апатиты: ТФГИ, 2003.

200. Баланс запасов полезных ископаемых по Мурманской области (рукописный). Песок строительный. Апатиты: ТФГИ, 2002.

201. Баланс запасов полезных ископаемых по Мурманской области (рукописный). Песчано-гравийные материалы. Апатиты: ТФГИ, 2002.

202. *Басов В. А.* и др. Зональная стратиграфия и фациальный состав мезозойских отложений нефтегазоносных бассейнов Баренцевского и Карского шельфов (т. 346). СПб.: ВНИИОкеангеология, 2000.

202. *Безруков В. А.* и др. Отчет о результатах тематических работ по оценке перспективности местной минерально-сырьевой базы на нетрадиционные для горнодобывающей промышленности Мурманской области рудные и нерудные полезные ископаемые и по пополнению дежурных регистрационных карт полезных ископаемых Кольского полуострова. Мончегорск: ФГУ, 1998.

204. *Богданов Ю. Б.* и др. Конгломераты района Ура-губы (Кольский полуостров) // Сов. геология, 1986, № 8. С. 79–86.

205. *Богданов Н. А., Хаин В. Е., Шипилов Э. В.* Раннемезозойская геодинамика Баренцево-Карского региона // ДАН, 1997, т. 357, № 4. С. 511–515.

206. *Богданова В. С., Дагелайский В. Б.* Возрастное положение тундровой серии и конгломератов района р. Уры (Кольский полуостров). Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 11, 1960.

207. *Бро Е. Г.* и др. Прогноз нефтегазоматеринских толщ, региональных резервуаров, покрышек и зон нефтегазонакопления на арктических шельфах России. Отчет по теме 344. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1996.

208. *Бро Е. Г., Преображенская Э. Н.* и др. Отчет по обработке материалов бурения параметрических скважин 3 и 1/4 на Песчаноозерской структуре (о. Колгуев). СПб.: Фонды ВНИИОкеанология, 1985.

209. *Бро Е. Г., Преображенская Э. Н., Пчелина Т. М.* и др. Геологическое строение и нефтегазоносность отложений осадочного чехла на шельфах Баренцева и Карского морей. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1993. 243 с.

210. *Васильева Е. А., Зобнина Н. И.* Изучение геологического строения и оценка перспектив обнаружения УВ-ресурсов в западном секторе Арктического шельфа России. Мурманск: «Севморнефтегеофизика», 2002.

211. *Вискунова К. Г.* и др. Переобработать геолого-геофизические материалы по Баренцево-Северо-Карской плите с целью определения стратегии поиска залежей углеводородов. СПб, 2002. 245 с.

212. Глубинное строение и геодинамика Печенгского рудного района: опыт изучения Кольской сверхглубокой скважины / Ред. В. И. Казанский и др. // Геология рудных месторождений, 1994, т. 36, № 6. С. 500–519.

213. *Горбачев С. А.* и др. Отчет о результатах поисков скрытых залежей железистых кварцитов в северо-восточной полосе Оленегорского железорудного района, проведенных в 1987–1990 гг. Фонды СЗРГЦ, 1990.

214. Государственный баланс запасов полезных ископаемых. Мусковит листовая. ФГУ СЗРФГИ, 2003.

215. Государственный баланс запасов полезных ископаемых. Природные облицовочные камни. ФГУ СЗРФГИ, 2003.

216. Государственный баланс запасов полезных ископаемых. Строительные камни. ФГУ СЗРФГИ, 2002.

217. *Гуревич В. И.* (отв. исп.). Геоэкология Западно-Арктического шельфа Евразии. СПб.: Фонды ВНИИОкеангеология. 1993.

218. *Даркшевич О. Я.* и др. Отчет о проведении групповой геологической съемки масштаба 1 : 50 000, геологического доизучения масштаба 1 : 50 000 и поисков железных руд, апатита, цветных и редких металлов на площади 5000 км² в зоне сочленения Кейвского, Контозерского и Колмозерского разломов и составление регистрационной карты полезных ископаемых и карты прогнозов масштаба 1 : 200 000 Мурманского блока гранитоидов на площади 30 000 км² за 1976–1981 гг. Мончегорск, ФГУ СЗРФГИ, 1982.

219. *Евсюков В. Г., Бро Е. Г., Преображенская Э. Н., Устинов Н. В.* и др. Обобщение материалов бурения параметрической скважины 202 Северо-Западной площади о. Колгуев. Кн. I, Отчет ГПК «Арктикморнефтегазразведка». Мурманск, 1993. 278 с.

220. *Жаднова Т. П.* и др. Изучение перспектив золотоносности Кольского полуострова. Отчет по теме № 91-2/43д. ЦНИГРИ, М., 1972, ФГУ СЗРФГИ, № 21825.

221. Журавлев В. А., Боголепов А. К., Васильева Е. Г. и др. Комплексные геолого-геофизические исследования в западной части Кольско-Канинской моноклинали. Отчет по объекту М-60. Мурманск: ОАО МАГЭ, Фонды МАГЭ, № 0966. 2002. 182 с.
222. Журавлев В. А. Гравиметрическая карта России масштаба 1 : 200 000. Лист R-38-XXXI, XXXII. Объяснительная записка. Мурманск: Фонды ОАО МАГЭ, 2001.
223. Журавлев В. А. и др. Переработка и комплексная интерпретация гравимагнитных, сейсмоакустических, сейсмических (МОВ ОГР) данных по всей зоне Кольско-Канинской моноклинали в 2001–2003 гг. Мурманск: ГП МАГЭ, 2003.
224. Каулина Т. В., Деленицын А. А., Беляев О. А., Козлова Н. Е., Апанасевич Е. А. Датирование процессов метаморфизма в зоне сочленения пояса Тана и Лапландского гранулитового пояса (Кольский полуостров): U-Pb, Sm-Nd и Rb-Sr данные. Тезисы. Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза. СПб., 2003. С. 71, 72.
225. Комарницкий В. М., Евсюков В. П., Устинов Н. В. и др. Обобщение результатов бурения по скважинам 1-Арктическая, 1-Куренцовская и 82-Северо-Кильдинская. (Промежуточный отчет по теме 2/89-91. Обобщение результатов бурения параметрических и особо важных поисковых скважин на шельфе Баренцева и Карского морей. Мурманск: КТЭ АМНГР, кн. 1, 2. 1990.
226. Комарницкий В. М., Евсюков В. П., Устинов Н. В. и др. Обобщение материалов поискового бурения по скважине № 1 Штокмановской площади (промежуточный отчет по теме 2/89-91). Мурманск: КТЭ АМНГР, 1989.
227. Костин Д. А., Скоробогатько А. В. и др. Отчет по объекту 61-56/85. Геологическая съемка шельфа Баренцева моря в масштабе 1 : 1 000 000 (лист R-36). Мурманск, 1988. с. 211–216.
228. Костин Д. А. Геологическое строение, сейсмостратиграфия и условия формирования четвертичных отложений северо-восточной части шельфа Баренцева моря. Автореф. дис. на соискание уч. степени канд. г.-м. наук. Мурманск: ММБИ КНЦ РАН, 2005. 28 с.
229. Кулага А. И. (отв. исп.). Отчет об инженерно-геологических исследованиях на Кольском шельфе. Объект № 72. Мурманск: Фонды АКМГЭ ВМНПО «Союзморинжгеология». 1986.
230. Легенда Северо-Карско-Баренцевоморской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 / Гл. ред. Б. Г. Лопатин. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2003.
231. Матюшев А. П., Юрьева И. В. Отчет «Создание информационно-аналитической базы для оценки экологического состояния акватории и геологической среды Кольского залива». Мурманск: Фонды МАГЭ, 2002.
232. Мыскова Т. А., Бережная Н. Г., Глебовицкий В. А., Милькевич Р. И., Лепехина Е. Н., Матуков Д. И., Антонов А. В., Сергеев С. А., Шулешко И. К. Находки древнейших цирконов с возрастом 3600 млн лет в гнейсах кольской серии Центрально-Кольского блока Балтийского щита (U-Pb возраст, SHRIMP-II) // ДАН, 2005, т. 402, № 1, с. 82–86.
233. Никитичев А. П. и др. Отчет о результатах геохимических поисков масштаба 1 : 100 000, проведенных в пределах Западно-Кольской гранулитовой формации и ее обрамления за 1978–1982 гг. Мурманская область. Т. 1–5. ФГУ Мурманский ТФГИ, 1982.
234. Новоселов В. К. и др. Сейсморазведочные работы МОВ ОГТ в пределах восточной части Кольской моноклинали Баренцева моря. Отчет по объекту 05/99 совместно с 15/99. Мурманск: Фонды ФГУП «Севморнефтегеофизика», 2000.
235. Новоселов В. К. и др. Научно-методические сейсморазведочные исследования МОВ ОГТ в западной части Кольской моноклинали Баренцева моря (Объект 05/00). Мурманск: Фонды ФГУП «Севморнефтегеофизика», 2001.
236. Паничев В. В. (отв. исп.). Отчет о производстве геологического доизучения масштаба 1 : 50 000 с общими поисками на площади 2545 км² в пределах Печенгской структуры и ее обрамления в пределах листов R-35-96 Г; -108 Б; R-36-85 В, Г; -86 В, Г; -87 В; -97 А, Б; -98 А, Б, В, Г; -99 А, Б. Мончегорск: АОО «ЦКЭ», 1995.
237. Петров Б. В. (отв. исп.). Отчет по теме 804: «Оценка перспектив ураноносности областей тектоно-магматической активизации Кольского полуострова и Северной Карелии на основе составления геолого-прогнозных карт масштаба 1 : 200 000 и 50 000». Фонды ФГУП «ВСЕГЕИ», 1979.

238. *Полтораченко А. В.* Отчет о комплексной гидрогеологической и инженерно-геологической съемке четвертичных отложений масштаба 1 : 200 000 на территории листов Q-36-III, IV за 1980–1985 гг. 1985.

239. *Полякова Н. А.* (отв. исп.). Региональные инженерно-геологические исследования в западной части Южно-Баренцевской нефтегазоносной области. Отчет по объекту № 87 за 1988–1990 гг. Мурманск: Фонды АКМГЭ ВМНПО «Союзморинжгеология», 1990.

240. *Пчелина Т. М., Бро Е. Г.* и др. Отчет по обработке материалов бурения скважины 81 (Северо-Кильдинская площадь). (Договорные работы с Мурманской экспедицией глубокого бурения треста «Арктикморнефтегазразведка»). СПб.: ВНИИОкеангеология, 1984.

241. *Пчелина Т. М., Бро Е. Г., Покровская И. Е.* и др. Отчет по обработке материалов бурения скважины 80 (Северо-Кильдинская площадь). Л.: ВНИИОкеангеология, 1985.

242. *Ремизова А. М.* и др. Отчет по составлению сводной легенды Кольской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (новая серия). Мончегорск: АООТ «ЦКЭ», 1994.

243. *Ремизова А. М., Дуракова А. Б., Семенова Л. Р., Шелепина Е. П.* и др. Информационный отчет: Геологическое доизучение масштаба 1 : 200 000 Аллареченско-Солозерской площади, составление и подготовка к изданию Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (новая серия) в пределах листов R-35-XXIX, XXX и R-36-XXV, XXVI (9000 км²). Мончегорск, 2002.

244. *Рослов Ю. В.* (отв. исп.). Отчет «Создание обобщенной модели глубинного геологического строения Баренцевоморской нефтегазоносной провинции на основе новой технологии комплексной обработки данных МОВ, МПВ и ГСЗ на опорных профилях в переходной зоне «суша—море». СПб.: ГНПП «Севморгео», 2002.

245. *Скоробогатько А. В.* Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия). Объяснительная записка. Лист R-37. — Кольский шельф. Мурманск, 1985.

246. *Супруненко О. И.* и др. Глубинное строение Баренцевоморского региона и потенциальные возможности нефтегазоносности второго и третьего структурных этажей. СПб, 1998. 195 с.

247. *Супруненко О. И.* и др. Структурная приуроченность, строение чехла и нефтегазовый потенциал свода Федьинского и прилегающих площадей («серая зона»). Об. № 29-96-7/2. СПб, 1999. 158 с.

248. *Таныгин И. А.* и др. Количественная оценка величины и анализ структуры запасов и ресурсов нефти, газа и конденсата Баренцева моря на 1.01.93 г. Мурманск: АМНГР, 1994.

249. Торфяные месторождения Мурманской области (Обзорная карта масштаба 1 : 750 000). М.: ФГУ СЗРФГИ, 1973.

250. *Устинов Н. В., Бро Е. Г., Сороков Д. С.* и др. Фанерозойские отложения Западно-Арктического шельфа (по материалам бурения). Отчет по договору 923. Л.: ВНИИОкеангеология, 1989, кн. I — 228 с., кн. II — 225 с.

251. *Филимонов Ю. И., Увадьев Л. И., Загородный В. Г.* и др. Отчет о поисковых работах на никель, проведенных Порьиташской поисковой и Котсельварской структурно-поисковой партиями в 1968–1971 гг. на южном крыле Печенгского синклинория. Т. 1–4. ФГУ Мурманский ТФГИ, 1971.

252. *Чащин В. В.* и др. Отчет о результатах геологического доизучения масштаба 1 : 200 000 территории Оленегорского, Мончегорского и Кировского рудных районов в пределах листов R-36-XXXIII, XXXIV и Q-36-III, IV за 1992–2000 гг. Мончегорск, 2000.

253. *Чекушин В. А.* и др. Отчет по теме: «Геохимическое картирование Севера европейской территории России в рамках международной программы «Экогеохимия Баренцева региона» и проведение опережающего этапа составления геохимических основ Госгеолкарты-1000 третьего поколения на листы R-35, 36». ТГФ, ВГФ, 2004.

254. *Шкарубо С. И.* и др. Региональные комплексные геолого-геофизические работы на Шпицбергенском шельфе в 1989–1992 гг. Мурманск: ГП МАГЭ, 1993.

255. *Шлайфштейн Б. А.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые северо-западной части Кольского полуострова. Отчет Колмозерской геологосъемочной партии о результатах геологического доизучения 1 : 200 000 северо-западной части Кольского полуострова за 1981–1987 гг. Мончегорск: ФГУ СЗРФГИ, 1987.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение. <i>С. И. Шкарубо</i>	3
Стратиграфия	14
Кольский блок	15
Верхнеархейская (лопийская) эонотема. <i>Ю. Б. Богданов</i>	15
Протерозойская акротема. <i>Ю. Б. Богданов</i>	16
Баренцевоморский блок	26
Сейсмостратиграфическая характеристика. <i>С. И. Шкарубо</i>	26
Палеозойская эратема. <i>Л. Г. Повышева, С. И. Шкарубо</i>	36
Мезозойская эратема. <i>Н. В. Устинов, С. И. Шкарубо</i>	49
Кайнозойская эратема. <i>Л. Р. Семенова, Д. А. Костин</i>	55
Литология донных отложений. <i>Е. В. Пенедюк</i>	79
Гранулометрические типы донных осадков	79
Вещественно-генетические типы донных осадков	83
Минералого-геохимическая характеристика	84
Магматизм. Нестратиграфические магматические образования. <i>Ю. Б. Богданов</i>	87
Метаморфические образования. <i>Ю. Б. Богданов</i>	112
Региональный метаморфизм и метасоматоз. <i>Б. Ю. Астафьев</i>	119
Тектоника	128
Глубинное строение земной коры. <i>В. А. Глазнев</i>	128
Тектоническое районирование фундамента и осадочного чехла	135
Восточно-Европейская платформа. <i>Ю. Б. Богданов, С. И. Шкарубо</i>	136
Западно-Арктическая платформа. <i>С. И. Шкарубо, Б. Г. Лопатин</i>	142
Геоморфология. <i>Л. Р. Семенова, Д. А. Костин</i>	145
История геологического развития. <i>Ю. Б. Богданов, С. И. Шкарубо, Л. Р. Семенова, Д. А. Костин</i>	156
Полезные ископаемые	167
Горючие ископаемые. Перспективы поисков месторождений нефти и газа. <i>К. Г. Вискунова</i>	168
Металлические ископаемые. <i>О. А. Воинова</i>	179
Неметаллические ископаемые. <i>О. А. Воинова</i>	193
Закономерности размещения полезных ископаемых. <i>О. А. Воинова</i>	205
Гидрогеология. <i>С. А. Козлов</i>	211
Тимано-Скандинавская гидрогеологическая складчатая область	212
Южно-Баренцевоморский артезианский бассейн	216
Геоэкология	217
Характеристика геоэкологических условий континентальной части листа R-(35), 36. <i>В. А. Чекушин, О. В. Томилина</i>	217

Характеристика геоэкологических условий акваториальной части листа. <i>Т. В. Яковлева, А. В. Яковлев</i>	230
Геолого-экономическая оценка. <i>Ю. Б. Богданов</i>	245
Заключение. <i>С. И. Шкарубо, О. А. Воинова</i>	247
Указатель месторождений, проявлений и пунктов минерализации к карте полезных ископаемых	251
Указатель месторождений, проявлений и пунктов минерализации к карте плиоцен-четвертичных образований	260
Прогнозируемые объекты полезных ископаемых и объекты распределенного фонда недр (РФН) и их прогнозные ресурсы	262
Суммарные прогнозные ресурсы прогнозируемых объектов полезных ископаемых	266
Список литературы	267

**ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ**

Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение)

Серия Северо-Карско-Баренцевоморская

Лист R-(35), 36 – Мурманск

Объяснительная записка

Редактор *Т. В. Брежнева*

Подписано в печать 24.12.07. Формат 70 × 100/16. Гарнитура NewtonС.
Печать офсетная. Печ. л. 17,75 + 3 вкл. Уч.-изд. л. 28. Тираж 150 экз.
Заказ 80000064

Картографическая фабрика ВСЕГЕИ
199178, Санкт-Петербург, Средний пр., 72
Тел. 328-9190, факс 321-8153284