

**ГОСУДАРСТВЕННАЯ
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ**

Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение)

Серия Северо-Карско-Баренцевоморская

Лист R-39,40 – о. Колгуев–прол. Карские Ворота

МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ И ЭКОЛОГИИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО ПО НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЮ

ОТКРЫТОЕ АКЦИОНЕРНОЕ ОБЩЕСТВО «МОРСКАЯ АРКТИЧЕСКАЯ
ГЕОЛОГОРАЗВЕДочНАЯ ЭКСПЕДИЦИЯ» (ОАО «МАГЭ»)

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

ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение)

Серия Северо-Карско-Баренцевоморская

Лист R-39,40 – о. Колгуев – прол. Карские Ворота

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА

УДК 55(084.3М1000)(268.5)

В. А. Журавлёв, Е. А. Кораго, Д. А. Костин, О. Н. Зуйкова и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Северо-Карско-Баренцевоморская. Лист R-39,40 – о. Колгуев – прол. Карские Ворота. Объяснительная записка. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2014. 405 с. + 2 вкл.

В Объяснительной записке приведены систематизированные сведения по стратиграфии, тектонике, глубинному строению, магматизму, полезным ископаемым, литологии донных отложений, геоморфологии, истории геологического развития региона, эколого-геологическому состоянию изученной территории и акватории. Дана оценка ресурсов приоритетных видов минерального сырья и прогнозных ресурсов углеводородов, рекомендации по постановке среднemasштабных геологосъемочных и прогнознопoисковых работ на перспективных объектах. На территории Архангельской области и Ненецкого национального округа уточнены закономерности размещения полезных ископаемых, выделены перспективные площади для локализации оруденения различных минеральных типов.

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

В комплект Госгеолкарты входит компакт-диск с цифровыми копиями карт, базами данных и растровыми копиями графических материалов, не вошедшими в комплект издания.

Табл. 18, ил. 7, список лит. 316 назв., прил. 2.

Авторы:

В. А. Журавлёв (отв. исполнитель), Е. А. Кораго, Д. А. Костин, О. Н. Зуйкова, А. В. Гончаров, Е. А. Гусев, А. Г. Зинченко, В. В. Иванова, Г. Н. Ковалева, С. А. Козлов, М. В. Красилова, Б. Г. Лопатин, Е. И. Минцева, Н. Н. Нагайцева, Л. Г. Повышева, Э. Н. Преображенская, М. С. Радченко, О. В. Руденко, С. Ф. Солонина, Н. В. Устинов, С. И. Шкарубо

Рецензенты *А. К. Иогансон, Л. Р. Семёнова, Н. Н. Соболев, О. Б. Солдатов*

Научные редакторы: *Б. Г. Лопатин, А. Е. Рыбалко*

Рекомендована к печати НРС Роснедра
26 декабря 2013 г.

© Роснедра, 2014
© ОАО «МАГЭ», 2013
© ФГУП «ВНИИОкеангеология», 2013
© Коллектив авторов, 2013
© Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2014

ВВЕДЕНИЕ

Территория исследований охватывает юго-восточную часть Баренцева и юго-западную часть акватории Карского моря, юг Южного острова арх. Новая Земля, острова Вайгач и Колгуев, а также прилегающие районы Русской равнины. Материковая часть листа с островами Колгуев и Вайгач относится к Ненецкому автономному округу Архангельской области, а шельфовые районы и о. Новая Земля находятся в федеральном подчинении.

В тектоническом отношении рассматриваемая область включает фрагменты Баренцевской шельфовой плиты с добайкальскими комплексами основания, Тимано-Печорской эпибайкальской и Западно-Сибирской эпигерцинской плит, разделенные Пайхойско-Новоземельским раннекиммерийским складчатым поясом. Осадочные чехлы плит сложены мощными нефтегазоносными комплексами палеозоя и мезозоя.

Для подготовки к изданию листов R-39, 40 Госгеолкарты-1000/3 основной служили материалы изданных листов масштаба 1 : 1 000 000: R-38–40 (новая серия) [53], R-41 (третье поколение) [54], R-(35)–37 (новая серия) [52]; на южную сухопутную часть использованы изданные листы Госгеолкарты-200, а на северную часть (о. Новая Земля) – Геологическая карта масштаба 1 : 200 000 из фондов ВНИИОкеангеология. Кроме того проанализированы и использованы результаты работ, выполненных за прошедшее десятилетие в изучаемом регионе: ОАО «МАГЭ» по созданию каркасной сети региональных сейсмических профилей [295], ФГУ НПП «Севморгеология» на геотраверзе АР-3 [297], ФГУП «ВНИГРИ» по созданию геолого-геофизической модели Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции [280], ФГУП «ВНИИОкеангеология», направленные на нефтегазовое районирование и уточнение нефтегазового потенциала региона [306], комплексных исследований ОАО «МАГЭ» по уточнению геологического строения акваториальной части листов R-39,40 [259], а также литературные источники, опубликованные в последние годы.

Комплект сопровождается электронной базой первичных и картографических данных. Обеспеченность подготовленного листа R-39, 40 первичными данными приводится на картах фактического материала по видам работ, которые входят в цифровую базу данных. База данных организована в ГИС ArcView 3.2, объединяющей в геоинформационном пространстве первичные геолого-геофизические данные с картами комплекта. База данных содержит также: каталоги глубин морского дна, литологические колонки с геологическим описанием станций донного опробования, результаты лабораторных

исследований проб, временные разрезы МОГТ, НСАП, стратиграфические колонки по скважинам и геологические разрезы. В состав ГИС-проекта входит сопроводительный комментарий, в котором содержится информация обо всех элементах Базы данных, а также об использованных внутренних связях.

В ходе картосоставительских работ подготовлена геофизическая основа листов R-39, 40, представленная в виде комплекта карт и разрезов, построенных по результатам сейсморазведки, гравиметрической, магнитной и геохимической съемок, проведено уточнение и переоценка минерально-сырьевого потенциала южной части шельфа Баренцева и Карского морей, прилегающих районов Печорской низменности, арх. Новая Земля и о. Вайгач.

На территории существуют нерешенные вопросы: стратиграфии, тектоники, магматизма, истории геологического развития и др. Особый интерес представляет изучение геологического строения осадочного чехла в связи с высокими перспективами нефтегазоносности площади листов и поиск месторождений полиметаллических, марганцевых, фосфоритовых руд на Южном острове арх. Новая Земля, а также полиметаллов и флюорита на о. Вайгач.

Работа по созданию комплекта листов R-39,40 выполнена в ОАО «Морская арктическая геологоразведочная экспедиция» (ОАО «МАГЭ») совместно с Всероссийским научно-исследовательским институтом геологии и минеральных ресурсов Мирового океана имени академика И. С. Грамберга («ВНИИОкеангеология»). В работе также принимали участие сотрудники ОАО «АМИГЭ», Орловского государственного университета и ФГУНПП «Геологоразведка».

Комплект листов R-39,40 Геологической карты 1000/3 подготовлен в соответствии с «Методическим руководством...», 2010», «Требованиями...», 2005» и Северо-Карско-Баренцевоморской серийной легендой.

Физико-географический очерк

Район исследования включает юго-восточную часть Баренцева моря (в том числе Печорское море к востоку от о. Колгуев), юго-западную часть Карского моря, южную часть арх. Новая Земля, северную часть о. Вайгач, о. Колгуев и северную материковую часть Тимано-Печорской провинции.

Большую часть исследуемой территории Печорского моря занимает обширное мелководье с глубинами до 50 м. В северо-западной – Баренцевоморской части листа глубины постепенно увеличиваются до 100–120 м. Новую Землю окаймляют Южно-Новоземельский и Восточно-Новоземельский желоба. Глубины моря в желобах изменяются соответственно от 100–200 м до 200–300 м.

Новая Земля и о. Вайгач образуют группу сближенных дугообразно расположенных островов, отделяющих Баренцево и Печорское моря от Карского. Южный остров (34 тыс. км²) Новой Земли отделен от о. Вайгач (3,4 тыс. км²) прол. Карские Ворота. Западный берег Новой Земли сильно изрезан глубоко вдающимися в сушу заливами; вдоль него располагаются мелкие острова-шхеры. Для восточных берегов Южного острова и Вайгача характерны прямолинейные очертания, обусловленные их тектонической при-

родой. Вдоль берегов расположена полоса прибрежно-морской равнины шириной до 35 км. В глубь островов равнина сменяется холмисто-грядовым рельефом с возвышенностями на Вайгаче до 160 м, на Новой Земле – до 200–250 м. Здесь в северном направлении местность постепенно приобретает характер среднегорного рельефа с высотами 450–500 м. Речная сеть на Южном острове довольно густая. Из-за быстрого течения и мелководности для водного транспорта в редких случаях могут быть использованы только устьевые участки рек.

Северная часть материка – Малоземельская и Большеземельская тундры – по характеру рельефа представляют собой невысокую холмистую равнину. Берег преимущественно низкий и слабоизрезанный: в него вдаются обширные Колоколкова, Печорская, Паханческая и Хайпудырская губы. Вдоль берега простирается плоская заболоченная низина с отдельными увалами, грядами и множеством озер. В Малоземельской тундре над равниной выступают Коровинский хр., а в Большеземельской тундре хр. Вангуреймусюр с абс. отм. до 166 м и 229 м соответственно. Наиболее значительные реки – Печора, Чёрная, Море-Ю. Для плавания больших судов доступна только р. Печора. Речно-морской порт расположен в г. Нарьян-Мар. Геологоразведочными и нефтегазодобывающими предприятиями используется сеть зимников.

Остров Колгуев расположен в 80 км к северо-западу от материка и отделен Поморским проливом. В сравнительно возвышенной средней части острова группируются холмы и сопки высотой более 100 м, образуя гряды, вытянутые в северо-восточном направлении. В южной и северной части острова лежат плоские болотистые низины. Довольно густая врезанная речная сеть с бурно текущими речками свидетельствует об интенсивном неотектоническом поднятии острова.

Подробное орографическое описание площади листов приведено в гл. «Геоморфология». Орографическая схема масштаба 1 : 5 000 000 показана во врезке на Геоморфологической схеме.

Вся сухопутная территория листов расположена в зоне тундр (арктической, северной и южной). На различных по характеру рельефа, грунтов и экспозиции участках выделяются следующие растительные ассоциации: моховая, травянисто-моховая, мохово-лишайниковая, лишайниковая и кустарничковая тундры. На прибрежно-морских равнинах распространена также болотная растительность. На Новой Земле наблюдается вертикальная зональность: выше 300 м над уровнем моря располагается пояс горных арктических пустынь, где растут лишь накипные лишайники и редко мхи.

Восточные районы Баренцева моря и Карское море отличаются суровым климатом, который формируется под воздействием арктического центра атмосферной циркуляции при ослабленном влиянии теплых атлантических воздушных масс и течений. Средняя температура воздуха понижается с запада на восток и колеблется в самые холодные месяцы (январь–март) от –7 до –24 °С, а в самые теплые (июль, август) – от +8 до +1 °С. Среднегодовая температура на Новой Земле изменяется от –8 до –4 °С. Температура морской воды в поверхностном слое варьирует от +0,5 до –2 °С зимой и от +7 до +4 °С летом. Район отличается большой ледовитостью. В прибрежной зоне восточной части Баренцева моря лед наблюдается с октября–декабря по апрель–

июнь. В юго-западной части Карского моря ледообразование происходит в конце октября, с ноября по май море полностью покрыто льдами. Летом в этой части Карского моря формируется Новоземельский ледовый массив, который дрейфует между Новой Землей и Ямалом. Полное очищение юго-западной части моря ото льда происходит в конце августа – начале сентября. Волнение проявляется в свободный ото льда период – с июня по октябрь. Летом сильные ветры сравнительно редки, с июня по август повторяемость волнения свыше 5 баллов составляет 15%. Наибольшее волнение наблюдается осенью (октябрь), когда среднее число дней со штормами достигает 7 дней в месяц. Вблизи западного берега Новой Земли проходит Новоземельское течение – ветвь теплого Нордкапского течения. Незначительная часть атлантических вод поступает через проливы в Карское море. Здесь течение идет вдоль Ямала, а затем спускается вдоль Новой Земли к югу, образуя циклонический круг. Скорость поверхностных течений составляет 1,0–1,5 узла. Изменения уровня моря складываются в основном из сезонных сгонно-нагонных явлений и приливно-отливных колебаний, амплитуда которых превышает 1 м. Морской порт Мурманск удален от района исследований на 700–1400 км. На Карском побережье находится пос. Амдерма, имеющий аэропорт.

Геологическая и геофизическая изученность

Территория листов R-39,40 относится к Российской Арктике, история геологического исследования которой насчитывает более 150 лет. Изучением Пай-Хоя, о. Вайгач и арх. Новая Земля занималась в 1920–1932 гг. Северная промысловая экспедиция, а с 1933 по 1940 год – экспедиции Арктического института и Горно-геологического управления Главсевморпути. С 1947 г. в регионе проводятся планомерные комплексные геологосъемочно-поисковые работы. Геологическое строение островной части листов отражено в XXVI томе Геологии СССР (1970 г.).

Новая Земля. Первые сведения о геологическом строении Новой Земли были получены еще во второй половине XIX – начале XX веков (К. Е. Бэр, А. Леман, А. Г. Шренк, М. Хейглин, А. Э. Норденшельд, А. Вихман, Ф. Н. Чернышев, В. Н. Вебер, В. А. Русанов, Н. И. Галушко, М. А. Павлов и др.). Более систематический характер геологические исследования приобрели в 1920-е годы (Р. Л. Самойлович, М. М. Ермолаев, М. А. Лаврова, Б. К. Лихарев, Б. В. Милорадович, Е. Н. Фрейберг, О. Хольтедаль и др.).

В 1931 г. на Новой Земле началась планомерная геологическая съемка, в которой принимали участие Г. В. Горбацкий, Д. Г. Панов, Т. А. Брач, В. В. Чернышев, М. М. Ермолаев, В. А. Куклин, В. М. Лазуркин, Н. Н. Мутафи, А. А. Петренко, И. Ф. Пустовалов, Б. А. Алферов, Б. В. Милорадович и др. В результате была дана бюстратиграфическая характеристика палеозойских отложений, выделены Южно- и Североземельский антиклинории, Кармакульский синклиниорий, обнаружены рудопроявления меди и свинца.

С 1947 по 1955 год площадное и маршрутное геологическое картирование проводилось сотрудниками Института геологии Арктики Б. С. Романовичем, Э. В. Апситом, Г. Г. Николаевой, Н. А. Шведовым, Г. Д. Беляевым, Ю. С. Бушканец, К. К. Демюкидовым, В. И. Бондаревым, С. В. Черкесовой,

В. К. Разиным, Н. П. Головановым, В. И. Ушаковым, Ю. Д. Гуциным, О. П. Дундо, В. Н. Войцеховским, В. А. Токаревым, Ф. К. Гуковым, А. В. Лоскутовым, А. И. Куварзиным и др. Обобщающие работы по стратиграфии, магматизму, тектонике и полезным ископаемым Новой Земли, отражающие достижения этого этапа, были опубликованы К. К. Демокидовым (1953, 1957, 1958 годы), Б. С. Романовичем (1957, 1958, 1959 годы), Б. К. Лихаревым (1958 г.), В. И. Бондаревым (1959, 1963, 1964 годы), С. В. Черкесовой (1958, 1960 годы), В. Д. Дибнером (1962 г.) и отражены в объяснительной записке к Госгеолкарте СССР лист R-39,40 (1959 г.).

В 1972 г. на южном острове арх. Новая Земля выполнена гравиметрическая съемка масштаба 1 : 1 000 000 (Н. Б. Стожаров). В 1982–1986 гг. проведена аэромагнитная съемка масштаба 1 : 200 000 и 1 : 50 000 (А. М. Малвякин, В. Н. Шимараев, Е. Н. Зацепин). По этим данным построены карты потенциальных полей, послужившие для тектонического районирования территории.

С 1977 г. на Новой Земле проводилась групповая геологическая съемка масштаба 1 : 200 000 (А. З. Бурский, Л. Г. Павлов, А. С. Красножен, О. П. Тимофеев, К. К. Макаров, Е. А. Кораго, В. Ф. Ильин, Р. А. Щеколдин, Г. Н. Ковалева, В. Ф. Непомилуев, Е. Г. Платонов, В. В. Орго, Л. Г. Пovyшева, Г. В. Труфанов, Т. Н. Тимофеева, Г. Е. Черняк и др.). В результате этих работ и тематических исследований по стратиграфии (В. И. Бондарев, В. И. Устрицкий, И. А. Андреева, Н. Н. Соболев, Р. Ф. Соболевская, И. А. Соловьев и др.), а также по петрологии, тектонике и металлогении (Н. И. Юшкин, М. В. Фишман, Е. А. Кораго, Г. Н. Ковалева) за 1980-е годы были получены богатые фактические данные. Они освещены в материалах Госгеолкарты-200, в ряде статей, сборников и монографии «Тектоника и металлогения ранних киммерид Новой Земли» [96], а также в объяснительной записке к комплекту карт масштаба 1 : 500 000 [274].

Благодаря геологосъемочным и поисковым работам, выполненным геологами ПМГРЭ, открыт ряд крупных месторождений и рудопроявлений полезных ископаемых.

Остров Вайгач. Первые геологические исследования на Вайгаче были проведены в XIX в. А. Эрманом, А. Г. Шренком, М. Хейглином, А. Э. Норденшельдом, Ф. Джексоном. В 1920–1940-е годы геологические работы на Вайгаче проводились экспедициями Академии наук и Института по изучению Севера. В них принимали участие Р. Л. Самойлович, Т. Е. Ратманов, А. И. Шекман, Н. А. Кулик, П. В. Виттенбург, А. Н. Флеров, Н. Н. Сущинский, Н. Е. Ефремов и др. Результаты исследований этого периода обобщены в научных трудах Н. А. Гедройца, А. Н. Федорова, Н. И. Николаева, В. М. Сакса, А. М. Ивановой, Н. И. Обидина, О. И. Никифоровой, Л. В. Нехорошевой. Материалы геологических съемок, выполненных на Вайгаче в 1950–1970-е годы, обобщены В. О. Енокином (1973 г.). В 1980-е годы в западной части о. Вайгач была проведена групповая геологическая съемка масштаба 1 : 50 000 (М. Б. Птицын, 1983). В 1972 г. на о. Вайгач проведена гравиметрическая съемка, по результатам которой составлены листы Государственной гравиметрической карты масштаба 1 : 200 000.

Остров Колгуев. Первые геологические описания острова даны в работах В. Н. Сакса (1947, 1953 годы), Н. А. Гедройца (1949 г.), С. А. Стрелкова и Н. Г. Загорской (1959 г.). В 1957–1958 гг. была проведена гравиметрическая съемка масштаба 1 : 500 000 (К. А. Кривцов, 1959), в 1975 г. – масштаба 1 : 200 000 (В. Н. Нечаева, 1976). Сведения о геологическом строении острова были обобщены В. И. Ефремовой (1983, 1985 годы).

Начавшиеся в 1970-е годы систематические региональные и поисковые сейсморазведочные работы (Т. Ю. Тяпкина, В. В. Володина, К. И. Чудинов), позволили получить сведения о геологическом строении острова, наметить наиболее оптимальные направления поисковых работ на нефть и газ в пределах острова, выделить первоочередные объекты под структурно-поисковое бурение, которое началось в 1972 г.

С 1982 по 1986 год ПГО «Печорагеофизика» проводились поисковые и детальные работы МОГТ (Э. П. Дохсаньянц, 1982–1986). Поисковый этап исследований завершили мелководные сейсморазведочные работы МАГЭ (Э. Е. Орлова, 1982; О. С. Винниковская, С. И. Шкарубо, 1985), в результате которых была околонулена морская периклиналь Песчаноозерской структуры.

Систематизированные материалы и новые данные по геологическому строению, тектонике, петрографии, петрогеохимии, изотопным исследованиям магматических комплексов и полезным ископаемым островной суши приведены в монографиях [181, 143, 98].

Малоземельская и Большеземельская тундры. Открытие в 1930 г. Чибьюсского месторождения положило начало освоению Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции (ТПП). В северных районах геолого-геофизические работы начались в 1956 г.

Региональные разномасштабные гравиметрические исследования на суше ТПП выполнялись начиная с 1957 г. силами Западного геофизического треста, Печорской ГЭ, Ухтинской ГЭ. К 1970 г. на основе комплекта карт аномалий силы тяжести масштаба 1 : 200 000 (М. А. Осада, 1964) были составлены сводная гравиметрическая карта и карта рельефа фундамента (А. И. Кривцов, 1970). К 1973 г. северная часть суши ТПП была полностью покрыта гравиметрической съемкой масштаба 1 : 200 000.

Аэромагнитная съемка масштаба 1 : 200 000 над территорией суши в южной части листов R-39, 40 была выполнена в 1960 г. геофизическими трестами Ухты и Новосибирска (М. И. Залипухин, В. Н. Судаков, 1961). В 1963 г. весь западный сектор Советской Арктики был охвачен опорной сетью аэромагнитных маршрутов, созданной сотрудниками аэромагнитной партии НИИГА (Д. В. Левин, С. М. Крюков, 1964). Начиная с 1974 г., Ленинградской геофизической экспедицией ПГО «Севзапгеология» проводились аэромагнитные съемки масштаба 1 : 50 000 (А. Ф. Чепик, И. О. Козицкий, и к 1984 г. вся территория севера ТПП, а также шельф Печорского моря в районе о. Колгуев были покрыты аэромагнитной съемкой масштаба 1 : 50 000. Эти материалы использованы для выявления критериев аномалий типа «Залежь» при прямых поисках месторождений УВ (Е. А. Маева).

Изучение территории листа аэрогамма-спектрометрическим (АГС) методом начато Институтом прикладной геофизики в 1973 г.; вся территория суши покрыта АГС масштаба 1 : 2 500 000. В 1987–1990 гг. в южной части

о. Новая Земля МОМКАГЭ ПГО «Аэрогеология» выполнила АГС масштаба 1 : 50 000 на площади 7000 км². Целью съемки являлась подготовка ГФО масштаба 1 : 50 000 для геологосъемочных и поисковых работ. В 1991 г. ГП «Петербургская геофизическая экспедиция» выполнила АГС масштаба 1 : 1 000 000 на материковой части листа с целью оценки техногенного радиоактивного загрязнения Европейской части России после аварии на Чернобыльской АЭС [290].

Большая часть территории Малоземельской и Большеземельской тундр с начала 1970-х до конца 1980-х гг. была изучена геологической съемкой масштаба 1 : 500 000 (Ю. В. Чернышев, 1970) и ГГС масштаба 1 : 200 000 (А. С. Лавров, 1979; А. С. Гайдаманчук, 1985; В. И. Владимиров, 1986; А. И. Сопин, 1989).

Поисковые сейсморазведочные работы в северных районах ТПП проводились со второй половины 1960-х гг. В пределах Денисовской впадины и Колвинского мегавала поисково-рекогносцировочные исследования МОВ на начальном этапе 1959–1970 гг. проводились партиями трестов «Печорогеофизика», ЗГТ, УТГУ и Печорской геофизической экспедицией (Г. С. Бочарова, 1967, В. А. Курильчик, 1968, 1969).

Сейсморазведочные работы МОВ на территории Малоземельско-Колгуевской моноклинали начали проводиться с 1974 г. Работы МОГТ, начиная с 1980 г., проводят ПГО «Печорогеофизика» и Нарьян-Марская сейсморазведочная экспедиция. Сейсморазведочными работами МОВ был изучен Седужинский вал (Л. Г. Коженкова) и Долгая структура (И. И. Глушакова). На основании работ МОГТ выявлен ряд малоамплитудных структур (А. И. Олейник), часть которых подготовлена к глубокому бурению (Т. А. Собянина 1983–1986; А. Ф. Панцерно, 1988).

Сейсморазведочные исследования МОГТ, начиная с конца 70-х годов, проводились экспедициями СЗПГО и ЗГТ. Выявлен ряд локальных структур, некоторые из которых подготовлены к глубокому бурению. Рекогносцировочными работами КМПВ (А. Л. Кокошко, 1970, 1972, 1977) изучен рельеф поверхности фундамента. С 1985 г. проводились детальные сейсморазведочные работы МОГТ ЛСЭ СЗПГО и ОАО «НМСР» (Р. Ф. Мерший, Н. В. Бурданова, А. М. Русалин, И. М. Шкилевич, И. В. Петрова), благодаря которым выявлен ряд структурно-литологических и тектонически-экранированных ловушек.

В пределах Хорейверской впадины первые площадные и поисковые сейсморазведочные работы МОВ проводились с 1965 г., а МОГТ – с 1978 г. Региональные исследования КМПВ (Л. П. Недилюк, 1977–1978) и МОГТ (Л. П. Недилюк, 1980; А. И. Корнилова, 1981–1982) позволили создать каркасную систему профилей и сформировать сейсмическую модель среды.

По материалам работ МОГТ, ряд локальных структур подготовлен под глубокое бурение (Т. К. Алимова, Н. Н. Резчикова, А. И. Корнилова, В. Н. Ростовцев, Г. Л. Смирнова, И. М. Шишигина, О. Г. Шене, А. И. Олейник, Д. Л. Дворников, А. Л. Кунько, В. Н. Максимов, А. М. Русалин, И. М. Шкилевич); было открыто несколько месторождений.

Площадные, поисковые и детальные работы МОВ в пределах Варандей-Адзьвинской структурной зоны начались в 1971 г. силами Печорской геофи-

зической экспедиции (Л. В. Шитиков, 1972; А. А. Черепанова, 1972). Начиная с 1976 г., сейсмические исследования выполнялись методами ОГТ экспедициями ЗГТ (ПГО «Севзапгеология», СЗПГО). В результате этих работ было изучено глубинное строение блока, выявлены и оконтурены локальные структуры, подготовлен и передан в глубокое бурение ряд антиклинальных структур, составлены структурные карты и карты изохрон (В. А. Курильчик, А. В. Журавлева, И. А. Шаблыгина, Г. Д. Акмулова, В. Н. Максимов).

На начальных этапах изучения Коротаихинской впадины сейсморазведочными работами применялся МОВ (А. В. Журавлева, Г. В. Цвилева). В 1970-е годы работами КМПВ (Л. П. Недилук) выделены тектонические блоки, соответствующие структурно-тектоническим элементам. Позднее работами МОГТ были выяснены основные черты геологического строения впадины, выявлены зоны тектонических нарушений (Л. В. Шитиков) и зоны предполагаемых рифогенных образований. Изучены и переданы в глубокое бурение ряд антиклинальных структур (А. И. Корнилова, Е. С. Колесник).

На суше северной части ТПП пробурены 32 праметрические скважины, восемь из них – на территории северной части Малоземельско-Колгуевской моноклинали, включая о. Колгуев, по восемь – в пределах Печоро-Колвинского авлакогена и Хорейверской впадины, три – на севере Варандей-Адзвинской структурной зоны и пять – в Коротаихинской впадине.

Поисково-разведочное бурение на нефть и газ в 1960-е годы проводилось экспедициями Ухтинского ТГУ. С 1975 г. буровые работы на этой территории выполняет Архангельское ТГУ (с 1980 г. – ПГО «Архангельскгеология»). Первым в 1969 г. было открыто Василковское газоконденсатное месторождение, в 1975 г. Кумжинское газоконденсатное и Варандейское нефтяное месторождения. К 2000 г. на территории Малоземельской и Большеземельской тундр открыто 27 месторождений.

Акватория Баренцева, Печорского и Карского морей. История изучения геологического строения шельфов Баренцева и Карского морей начинается в XIX веке, когда экспедициями Ф. Литке, А. Э. Норденшельда, Ф. Нансена, Н. М. Книповича были получены первые сведения о донных осадках. В 1920–1950-е годы экспедициями «Плавморнина», ПИНРО, Гидрометслужбы и Гидрографического предприятия ММФ проводились маршрутные исследования, геолого-геоморфологическая съемка дна, изучение стратиграфии и литологии новейших отложений. Фактический материал, собранный за этот период, был обобщен в трудах А. А. Кордикова (1953 г.), М. В. Кленовой (1960 г.), В. Н. Сакса, А. А. Белова, Н. И. Липиной (1955–1963 гг.), В. Д. Дибнера (1963–1965 гг.).

В связи с открытием в 1969–1970 гг. ряда новых месторождений нефти и газа в северных районах ТПП, в акваториях Баренцева и Карского морей развернулись геолого-геофизические работы (НИИГА, ВСЕГЕИ, ВНИИМОРГЕО). В результате первых региональных и поисковых работ на шельфе были выделены крупные потенциально нефтегазоносные бассейны и дана предварительная оценка прогнозных ресурсов УВ (Н. Н. Куликов и др., 1964; Ю. Я. Лившиц и др., 1975). Были прослежены продолжения тектонических структур суши и выявлены локальные поднятия. В течение 1970–1980-х гг. к региональному комплексному изучению шельфов и поисковым работам на

нефть и газ подключается ряд организаций, созданных в г. Мурманск (МАГЭ, СМНГ, АМНГР, АМИГЭ). В 1971–1972 гг. на всей акватории в пределах листов R-39, 40 была проведена аэромагнитная съемка масштаба 1 : 500 000 (НИИГА, В. Н. Шимараев, 1971, ПГЭ НПО «Севморгео», А. М. Малявкин, 1972). На отдельных площадях в южной части шельфа выполнены аэромагнитные наблюдения масштаба 1 : 200 000 (А. М. Малявкин, 1977, 1979) и 1 : 50 000 (Г. Н. Куликов, 1987). В 1993–1999 гг. ОАО «МАГЭ» выполнила морские съемки масштаба 1 : 100 000–1 : 200 000 на Приновоземельском шельфе и перспективных структурах Печорского моря (В. А. Журавлев, Ю. Д. Малютин).

По итогам всех этих работ были составлены карты магнитного поля, проведено тектоническое районирование территории, прослежено в магнитном и гравитационном полях морское продолжение известных структур суши, дана оценка перспектив нефтегазоносности шельфа.

Изучение акватории Печорского моря гравиразведкой начато Полярной геофизической экспедицией НИИГА. Мелкомасштабные авиадесантные съемки выполнены в южной части акватории (Е. Н. Зацепин, 1969) и масштаба 1 : 200 000 в Печорской губе (Г. И. Гапоненко, 1971). С 1970 г. ГО «ВНИИМОРГЕО» проводило набортные гравиметрические измерения в южной части Печорского моря (Л. Г. Ермолаева, 1973).

Планомерное изучение шельфа Баренцева, Печорского и Карского морей масштаба 1 : 1 000 000 и 1 : 200 000 было начато КМАГЭ НПО «Севморгео» в 1974 г. и продолжалось в 1978–1993 гг. в рамках программы «Мировая гравиметрическая съемка» (В. В. Верба, В. А. Журавлев, И. Я. Французов, Н. В. Федухин, Т. Я. Федухина). В 1993–1998 гг. МАГЭ провела гравиметрические исследования на нефте-газоперспективных структурах (Медынской и Приразломной, Алексеевской, Поморской, Колоколоморской) в масштабах 1 : 200 000–1 : 100 000. В результате работ выполнено тектоническое районирование фундамента, составлены гравиметрические карты, ставшие основой для подготовки листов Государственной гравиметрической карты СССР масштаба 1 : 1 000 000 (В. А. Журавлев, М. М. Павлова и др.), а также сводных гравиметрических карт и структурно-тектонических схем масштаба 1 : 2 500 000 (М. Л. Верба, В. А. Журавлёв, А. К. Боголепов).

В 1960-е годы силами НИМГЭ «ВНИИГеофизика» (позднее – ОМГР «ВНИИГеофизика», ГО «ВНИИМОРГЕО», ПО «Южморгео», ныне – ГНЦ ФГУГП «Южморгеология») началось изучение шельфа Печорского моря (Ю. И. Ермолаева, 1973; С. М. Гальперин, 1974).

В 1963–1964 гг. на акватории Печорского моря рекогносцировочные сейсморазведочные работы МОВ масштаба 1 : 2 000 000 проводились отделением морских геофизических работ «ВНИИГеофизики» (А. Б. Воеводина, В. В. Бокун).

Региональные сейсморазведочные работы масштаба 1 : 1 000 000 на шельфе Печорского моря проводились ВНИИМОРГЕО с начала 70-х годов (В. А. Левченко, Ю. И. Ермолаева.). В 1972 г. экспедиции КМАГЭ и ПГЭ НПО «Севморгео» начали изучение шельфа сейсморазведкой в масштабе 1 : 500 000 (С. М. Гальперн, А. Ф. Яковлева, К. П. Новикова, Ю. Б. Бавыкина,

С. В. Алехин, В. И. Фиалковский). В период 1973–1979 гг. были выявлены локальные структуры: Приразломная, Мурманская, Куренцовская, Северо-Гуляевская, Варандейская, Дресвянская и др. Качественно новая информация получена после постановки работ в 1981 г. по созданию каркасной сети региональных профилей МОВ ОГТ, которые проводит ММГНЭ ВМНПО «Союзморгео» (В. А. Понина, Л. А. Иванченко, Л. А. Попова, Е. А. Васильева, С. К. Скобельская, В. В. Игревский, В. К. Новоселов, Л. А. Злобина, Н. В. Вепрева, А. С. Самойлович, Н. И. Зобнина). Этими работами выявлен и подготовлен к бурению целый ряд перспективных локальных поднятий. В результате обобщений накопленных к началу 90-х гг. сейсморазведочных материалов под руководством В. Н. Мартиросяна, были составлены атласы структурных карт осадочного чехла масштаба 1 : 1 000 000. В 1985 г. трестом «Севморнефтегеофизика» проведены региональные сейсмические исследования МОВ ОГТ в южной части Баренцева моря (Г. А. Курбанова). Протрассированы акваториальные продолжения основных тектонических элементов Тимано-Печорской НГП, выделена Баренцевоморская впадина.

По итогам работ на Варандейской и Медынской площадях (ММГНЭ НПО «Союзморгео», 1978) построены карты изохрон и структурные карты по Варандейской площади масштаба 1 : 100 000 и сводные карты по Варандейской и Медынской площадям масштаба 1 : 200 000.

В это же время (с 1979 г.), МАГЭ «Севморгеология» выполняет комплексные исследования по сети региональных профилей (В. А. Бурбо, А. И. Васильев, А. В. Виноградов [242, 243], Н. М. Иванова, Р. Р. Мурзин). В 1991 г. в южной части Баренцева моря по заказу компании «Севотим» проведены профильные исследования.

В 1996–1997 гг. СМНГ по заказу АО «Росшельф» впервые на российском шельфе провел работы 3D на месторождениях Приразломное и Варандей-море на НИС «Академик Шатский», площадь работ составила 437 км².

Изучение новейших отложений в 1974–1981 гг. проводилось попутно на региональных профилях и на площадях инженерно-геологических исследований (КМАГЭ, В. Е. Мельницкий, О. В. Колобзаров, В. П. Щербина, А. П. Матюшев). С 1982 г. начинается инженерно-геологическое изучение нефтегазоперспективных площадей (АКМГЭ «Союзморинжгеология», в дальнейшем АМИГЭ, Р. Б. Крапивнер, Н. А. Полякова, В. Н. Бондарев, И. И. Гриценко, С. В. Онищенко).

В 1992–2000 гг. ОАО «МАГЭ» проводила непрерывное сейсмоакустическое профилирование (НСП) и донное опробование по редкой сети профилей в Баренцевом, Печорском и Карском морях (А. П. Матюшев, А. М. Макеенко, С. М. Клещин). Всего в базе первичных данных предыдущего комплекта листов R-38–40 Госгеолкарты находится более 2500 станций донного опробования. В 2012 г. эта база пополнена данными, полученными ОАО «МАГЭ» в ходе морских исследований по уточнению геологического строения листов R-39, 40 (В. А. Журавлёв).

В результате работ НИИГА – ВНИИОкеангеология по минерагеническому районированию прибрежных зон шельфа материалы НСАП и донного опробования были обобщены, составлены специализированные карты в масшта-

бах 1 : 5 000 000–1 : 1 000 000, дана оценка россыпного потенциала на золото, алмазы, минералы титана, циркония (А. М. Иванова и др., 1998).

В 2003–2005 гг. ФГУНПП «Севморгео» совместно с ОАО «МАГЭ» выполнили комплексные геофизические исследования, включающие сейсмические МОГТ и ГСЗ, НСАП и гравимагнитные наблюдения вдоль геотраверза АР–3. В результате составлены сводные временные, глубинные и томографические разрезы, изучен осадочный чехол, построена глубинная модель земной коры (Ю. В. Рослов, В. А. Журавлев).

В 2009 г. ФГУП «ВНИГРИ» выполнила работы по созданию геолого-геофизической модели северной части ТПП (включая акваторию Печорского моря) и нефтегеологического районирования (О. М. Прищепа, В. Н. Макаревич). В этих работах принимали участие специалисты: ГНЦ ФГУГП «Южморгеология», ОАО «Севморнефтегеофизка», ФГУНПП «Севморгео», ОАО «Нарьян-Марсейсморазведка», ЗАО КЦ «Росгеофизика», ФГУП ГНЦ РФ «ВНИИгеосистем», ГУП РК ТП НИЦ. В результате увязаны сейсморазведочные данные на суше, море и в переходной зоне. Выполнено обобщение геолого-геофизических материалов: ГИС, керна, сейсморазведки, гравиметрии и магнитной съемки. Построена серия карт (структурных, тектонических, литолого-фациальных, природных резервуаров) и геолого-геофизических разрезов. Проведены работы по лито- и биостратиграфической корреляции с привязкой стратиграфических горизонтов. Разработана модель строения зон нефтегазонакопления шести перспективных комплексов, имеющих продолжение на акватории Печорского моря, дана их ресурсная оценка. Приведена типизация зон нефтегазонакопления, создана научно-аналитическая основа их прогноза с построением единых карт ЗНГН (суша – переходная зона – шельф), рассмотрены особенности транзитной зоны. Составлена карта перспектив нефтегазоносности. Составлена программа лицензирования недр для суши и Печорского моря.

В 2010–2011 гг. ОАО «МАГЭ» провела комплексные работы (МОГТ, гравимагнитные наблюдения), заложившие фундамент новой каркасной сети региональных профилей для изучения глубинного строения Печоро-Баренцевского бассейна (С. П. Павлов). В результате осадочный чехол изучен на полную мощность, определены его петрофизические характеристики. Сделано предположение о том, что фундамент Южно-Баренцевской впадины и Печорской синеклизы представлен отложениями рифей-вендского возраста. Выполнена реконструкция истории геологического развития Печорского и Южно-Баренцевского осадочных бассейнов и выявлены предпосылки УВ-накопления. Произведена количественная оценка нефтегазоносности РЗ–Т разреза по категории D₂.

Объем параметрического бурения на акватории Печорского моря весьма невелик – всего 8653 м. За весь период изучения шельфа глубоким бурением были пробурены две параметрические скважины: 1-Дресвянская и 1-Панчанская.

Поисково-разведочное бурение на шельфе было начато в 1981 г. ПО «Арктикморнефтегазразведка». С 1981 по 2008 г. в Печорском море пробурена 21 скважина (в т. ч. 19 поисково-разведочных), общий метраж бурения составил более 70 тыс. м. Открыто пять месторождений. Северо-Гуляевское нефтега-

зоконденсатное, Приразломное и Медыньское-море нефтяные месторождения относятся к крупным. В 1999 г. подтверждена продуктивность Южно-Долгинской структуры.

В 1982 г. параметрическая скважина 1-Песчаноозерская на о. Колгуев дала промышленные притоки нефти и газа из отложений нижнего триаса, в результате чего было открыто первое газонефтяное месторождение. В 30 км юго-западнее открыто Таркское нефтяное месторождение. На Аквамаринской площади были пробурены две поисковых скважины, но признаков нефтегазопроявлений отмечено не было.

В 1985 г. на Поморской площади было открыто первое морское газоконденсатное месторождение в акваториальной части Печорской синеклизы. В 1986 г. пробурена поисковая скважина на Северо-Гуляевской площади глубиной 3072 м, в результате испытаний которой открыто нефтегазоконденсатное месторождение. В 1989 г. пробурена поисковая скважина 1 на Приразломной площади. В 1995 г. открыто нефтяное месторождение Варандей-море, в 1997 г. – нефтяное месторождение Медыньское-море, в 1999 г. – нефтяное месторождение Долгинское.

С 1998 г. поисково-разведочное бурение производится за счет средств предприятий-недропользователей, действующих на основании выданных МПР РФ лицензий; лишь одна скважина – Паханчская параметрическая была пробурена за счет государственных средств. Общая изученность акватории бурением остается крайне низкой.

Сведения о глубинном геологическом строении, тектонике, истории развития и перспективах нефтегазоносности региона обобщены в научных трудах И. С. Грамберга, Ю. Е. Погребицкого, М. Л. Вербы, В. Э. Волка, В. И. Устрицкого, В. Г. Гецена, В. А. Дедеева, Р. А. Гафарова, В. С. Журавлева, И. В. Запорожцевой, В. И. Богацкого, А. И. Дьяконова, Н. В. Шаблинской, Ю. Н. Кулакова, О. И. Супруненко, Я. П. Маловицкого, А. Ю. Юнова, Э. В. Шипилова, Б. В. Сенина, В. П. Гаврилова, А. Д. Павленкина, Л. А. Дараган-Суцовой, С. К. Прокудина, Ю. Ф. Федоровского, И. А. Таныгина, А. К. Боголепова и др. Проблемы стратиграфии и палеонтологии изучались Е. Г. Бро, З. З. Ронкиной, Э. Н. Преображенской, В. А. Басовым, Т. М. Пчелиной, Л. А. Фефиловой, Н. В. Устиновым, И. З. Калантар, В. М. Комарницким, В. Т. Евсюковым и др.

Строение четвертичных отложений, вопросы геоморфологии и геоэкологии рассматривались Г. Г. Матишовым, В. И. Гуревичем, В. С. Зархидзе, Е. Е. Мусатовым, Б. Г. Лопатиным, М. А. Спиридоновым, А. Е. Рыбалко, Р. Б. Крапивнером, О. А. Кийко, В. Б. Погребовым и др.

СЕЙСМОСТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА

Сейсмостратиграфическая схема исследуемого района в основном соответствует актуализированной легенде Северо-Карско-Баренцевской серии листов Госгеолкарты-1000 (третье поколение) [232].

По особенностям тектонического строения и полноте разреза осадочного чехла на Баренцевском шельфе были выделены структурно-формационные области и зоны: Восточно-Баренцевская СФО, представленная Южной СФЗ, Предновоземельская СФО (Гусиноземельская СФЗ). Печороморская СФЗ занимает морскую часть Печорской СФО. В части Карского моря, входящего в рамку карты, выделена Южно-Карская СФЗ, соответствующая западной части Ямало-Тазовской СФО Южно-Карской серии смежных листов (см. врезку к «Геологической карте дочетвертичных образований»).

В Восточно-Баренцевской, Предновоземельской СФО и Печороморской СФЗ выделены сейсмостратиграфические комплексы (СК), соответствующие структурно-вещественным комплексам палеозоя (кембрийско(?)–силурийский, ниже-среднедевонский, верхнедевонско-нижнепермский, ниже-верхнепермский) и мезозоя (триасовый, юрский, меловой). В Южно-Карской СФЗ в палеозойской части условно выделены кембрийско(?)–каменноугольный и каменноугольно-пермский сейсмокомплексы. Плитным комплексам мезозоя и раннего кайнозоя соответствуют юрско-нижнеберриасский и меловой–эоценовый СК.

Стратиграфическая привязка основных несогласий – границ сейсмокомплексов и подкомплексов, а также положение в разрезе прочих отражающих горизонтов, не имеющих регионального распространения, показаны на Схеме соотношения картографируемых геологических и сейсмостратиграфических подразделений (рис. 1).

Палеозойские СК

Палеозойские стратифицированные образования слагают осадочный чехол Тимано-Печорской и Баренцевской плит. В пределах Южно-Карской части Западно-Сибирской плиты они входят в состав складчатого основания, однако современные сейсмические данные МОВ ОГТ позволяют расчленить их на два комплекса.

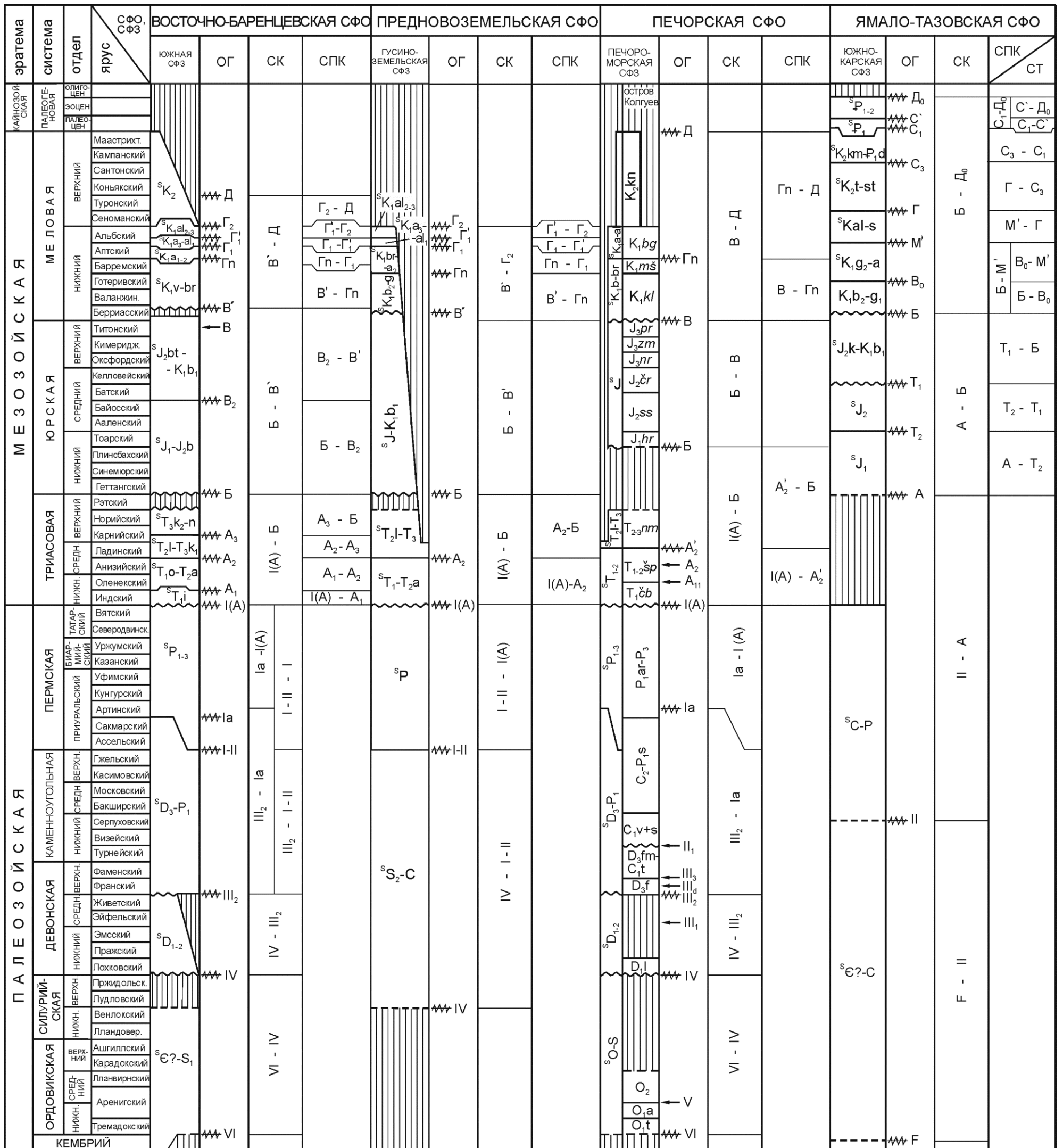


Рис. 1. Схема соотношения картографируемых геологических и сеймостратиграфических подразделений палеозоя – раннего кайнозоя.
(Составили С. И. Шкарубо, М. В. Красилова)

1, 2 – отражающие горизонты: 1 – границы сеймокомплексов, сеймоподкомплексов, сеймотолщ, 2 – горизонты внутри сеймокомплексов; 3–5 – соотношения геологических подразделений: 3 – стратиграфически согласные, 4 – стратиграфически несогласные с разрывом, 5 – неопределенные (соотношения не ясны); 6 – стратиграфические перерывы.

Принятые сокращения: СФО – структурно-формационная область; СФЗ – структурно-формационная зона; ОГ – отражающий горизонт; СК – сеймокомплекс; СПК – сеймоподкомплекс; СТ – сеймотолща.

Южная (V.A.1), Гусиноземельская (V.B.3) и Печороморская (VI.A.10) СФЗ

В Печороморской СФЗ морскими скважинами вскрыт разрез палеозоя до карбона – нижнего девона, а на побережье материка и на о. Колгуев расположены параметрические и глубокие поисковые скважины, которыми охарактеризованы отложения ордовика–силура или вскрыт верхнепротерозойский фундамент. На материалах бурения этих скважин основывается привязка опорных отражающих горизонтов в палеозойских отложениях собственно Печороморской СФЗ и структурно-формационных зон, которые охватывают Южно-Баренцевскую синеклизу и Предновоземельскую структурную область.

Кембрийско(?)-силурийский СК ограничен снизу отражающим горизонтом VI, который в юго-восточных районах Баренцева моря связывается с поверхностью верхнепротерозойских образований байкальского фундамента.

В Печороморской СФЗ этот горизонт с различной степенью уверенности прослеживается почти повсеместно, за исключением самых северных и восточных районов. Наиболее характерное отражение от поверхности фундамента наблюдается в Денисовском прогибе, где в подошве чехла с угловым несогласием залегают блоки основания (рис. 2). С кровлей сейсмокомплекса связывается отражающий горизонт IV, который приурочен к стратиграфическому разделу силурийских и девонских отложений. Внутри комплекса фрагментарно прослеживается ряд отражающих горизонтов, из которых наиболее выдержан горизонт V, приуроченный к подошве карбонатных пород среднего ордовика.

В Восточно-Баренцевской СФО сейсмокомплекс распространен на ограниченной площади, в южных и восточных районах Южной СФЗ. Внутри комплекса устойчивых отражений не прослеживается.

Нижне-среднедевонский СК ограничен в кровле отражающим горизонтом III₂, который имеет характер несогласия эрозионного типа с элементами налегания в подошве. Это региональное несогласие, сформированное в результате предфранского размыва, связано с подошвой верхнедевонских отложений, которые залегают на разновозрастных породах от верхнего протерозоя до среднего девона. Эта поверхность, как граница резкого углового и стратиграфического несогласия, наиболее четко выражена на сейсмических разрезах в западной и южной частях Печороморской СФЗ (рис. 2). Внутри комплекса в прогибах прослеживается отражающий горизонт III₁, предположительно вблизи кровли нижнего девона. На поднятиях он местами выходит на вышележащую эрозионную поверхность и совпадает с кровлей сейсмокомплекса.

Нижне-среднедевонский сейсмокомплекс выделяется почти повсеместно, за исключением отдельных выступов фундамента, в Печороморской и Южной СФЗ.

Верхнедевонско-нижнепермский СК ограничен сверху опорным отражающим горизонтом Ia, который приурочен к резкой смене фаций и характеризует кровлю карбонатов. Этот рефлексор надежно опознается в Печороморской СФЗ и прослеживается в Южной СФЗ. Сопоставление сейсмических

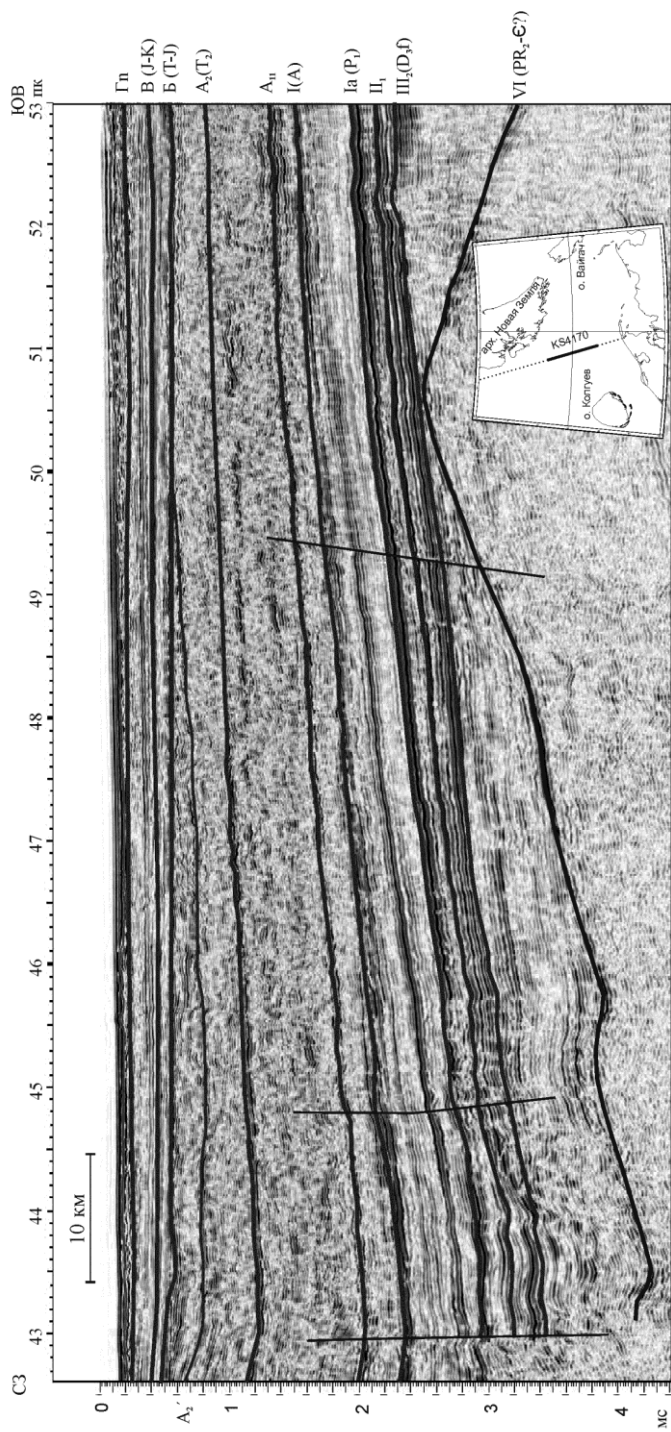


Рис. 2. Фрагмент сейсмического профиля KS4170.

материалов с данными бурения в Печороморской СФЗ указывает на диахронный характер этой регионально выдержанной поверхности. Возраст кровли карбонатов меняется с востока на запад от верхнего карбона–низов ранней перми до верхней части сакмарского–низов артинского яруса. При деталь­ных сейсморазведочных работах на отдельных площадях в нижнепермском интервале разреза выделяют пакет отражающих горизонтов: на границе карбона и перми, внутри ассельско-сакмарских образований и в кровле артинского яруса.

В Южной и Гусиноземельской СФЗ на границе карбона–перми прослеживается отражающий горизонт I-II. В качестве опорной поверхности этот горизонт выступает в наиболее погруженных частях Южно-Баренцевской синеклизы и в Предновоземельской области, где вышележащее отражение Ia теряет интенсивность.

Внутри верхнедевонско-нижнепермского СК прослеживается серия отражающих горизонтов. Часть из них имеет региональное распространение: горизонт III₃ в подошве карбонатного комплекса (верхний фран–фамен) и горизонт II₁ в визейских терригенных отложениях. В Печороморской СФЗ также прослеживается отражающий горизонт III_d – вблизи подошвы доманиковых отложений. В Предновоземельской СФО, в пределах форланда, выделен сейсмокомплекс IV – I-II.

Нижне-верхнепермский СК характеризуется в целом клиноформным строением. В основании комплекса видно подошвенное прилегание к рефлектору Ia клиноформных (косослоистых) серий отражений с падением в северо-восточном направлении. Клиноформы свидетельствуют о проградационном сносе терригенных осадков в течение средне-позднепермского регрессивного суперцикла. В кровле пермский СК ограничен горизонтом I(A), имеющим признаки эрозионной поверхности. Формирование этого несогласия обусловлено региональной регрессией на рубеже перми–триаса, соответствующей позднегерцинской фазе тектонической активизации и наиболее заметно выраженной разрывом верхнепермских отложений в восточной части Печороморской СФЗ. Здесь комплекс представлен только отложениями кунгурского яруса. В центральной части Южной СФЗ и в Предновоземельской СФО его подошвой служит горизонт I-II.

Южно-Карская СФЗ (IX.A)

Современные сейсмические материалы, полученные в 2005 г. [269] и обработанные в дальнейшем совместно с норвежской компанией Фугро-Геотим [310], дают возможность выделить внутри складчатого основания своеобразные типы сейсмической записи, проследить их распространение в разрезе и провести районирование поверхности домезозойских образований [313].

Каменноугольно-пермский СК выделен в палеозойской части разреза складчатого фундамента на основании сейсмических данных. Кровлей комплекса является поверхность фундамента «А», а подошвой – поверхность «II». Ему свойственны относительно протяженные субпараллельные отражения, интенсивность которых, однако, намного слабее отражений, прослеживаемых в осадочном чехле. Такая запись может быть характерна для слабо

дислоцированных терригенных палеозойских пород. Подошва комплекса (ОГ II) имеет вид несогласия типа эрозионного среза.

Кембрийско(?)–каменноугольный СК служит основанием «седиментационных ванн» каменноугольно-пермского терригенного комплекса и представлен толщей, которая имеет куполовидно-холмистый сейсмический образ. Она сопоставляется с дислоцированным терригенно-карбонатным комплексом кембрия(?)–низов карбона.

Мезозойско–раннекайнозойские СК

Мезозойские образования различного стратиграфического объема и мощности представлены в разрезе осадочного чехла всех структурно-формационных зон Баренцевской и Тимано-Печорской плит. В пределах Южно-Карской части Западно-Сибирской плиты осадочный чехол включает, кроме юрско-меловых отложений, подразделения нижнего–среднего палеогена.

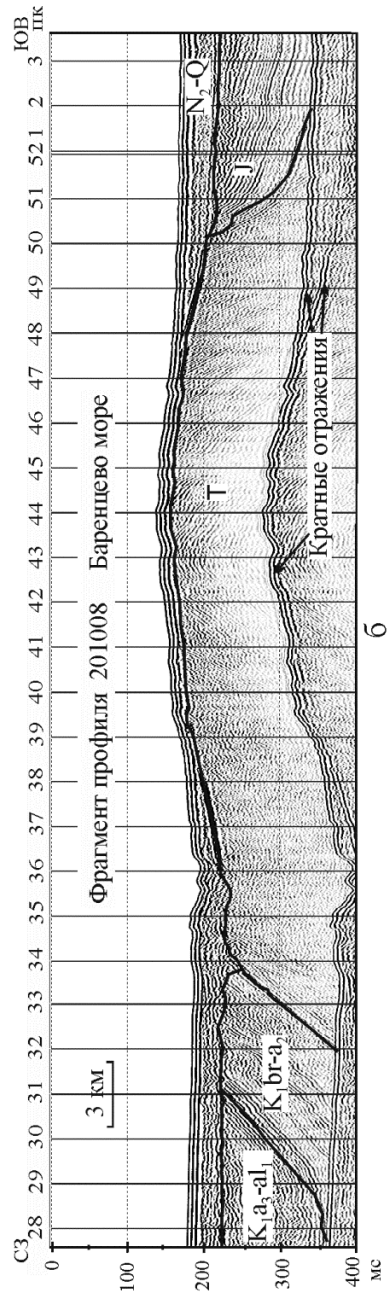
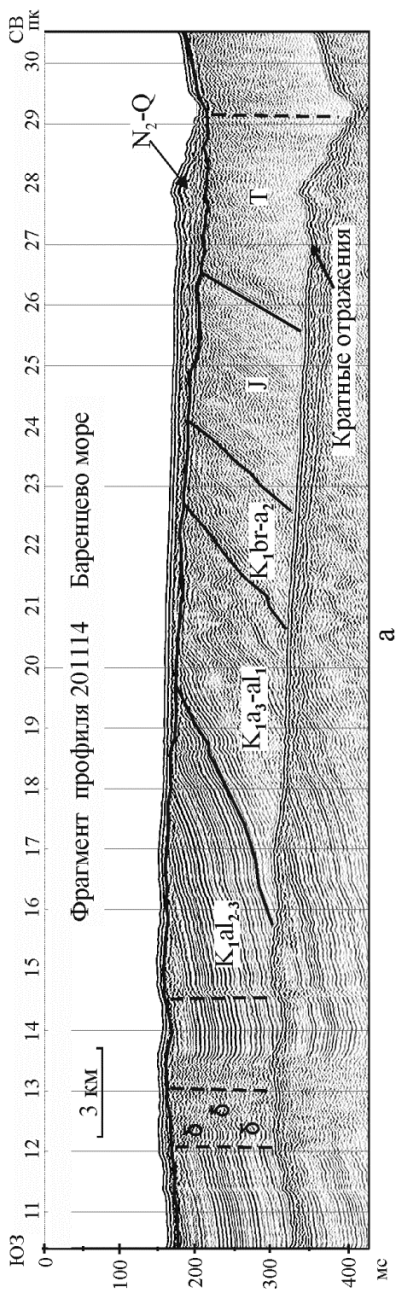
Южная (V.A.1), Гусиноземельская (V.B.3) и Печороморская (VI.A.10) СФЗ

Триасовый СК выделен между отражающими горизонтами I (А) и Б. Горизонт Б имеет характер несогласия типа «эрозионный срез» или «прилегание в кровле». В большинстве глубоких скважин на изученной площади и в прилегающих районах шельфа между триасовыми и юрскими отложениями установлен (или предполагается) стратиграфический перерыв [18], а в Гусиноземельской СФЗ сейсмоакустические данные свидетельствуют о резко несогласном залегании юрской толщи на слабодислоцированных комплексах триаса (рис. 3 а, б, в). Это позволяет уверенно отождествлять горизонт Б на большей части исследуемой акватории – в Печороморской, Гусиноземельской и окраинных районах Южной СФЗ с границей раздела триаса–юры.

В Южной СФЗ внутри комплекса выделяется серия отражающих горизонтов с индексом А (A_1, A_2, A_3), имеющих признаки несогласий типа прилегания в кровле. По данным скважин Мурманской, Северо-Мурманской, Куренцовской площадей, эти горизонты связаны с песчаными пластами – индикаторами регрессивных фаз осадконакопления: A_1 – вблизи кровли инда, A_2 – в верхней части анизийского яруса, A_3 – в карнийских отложениях. Триасовый сейсмокомплекс Южной зоны разделяется на четыре подкомплекса (СПК): индский I(A) – A_1 , ниже-среднетриасовый (оленёкско-анизийский) $A_1 - A_2$, ладинско-нижнекарнийский $A_2 - A_3$, и верхнетриасовый (верхнекарнийско-норийский) $A_3 - Б$.

С триасовым комплексом в Южной СФЗ также ассоциируется большинство «аномальных сейсмических горизонтов», которые индексированы как серия L (L_1, L_2, L_3) и связываются с магматическими образованиями [93].

В триасовых отложениях Гусиноземельской СФЗ выделены два подкомплекса: ниже-среднетриасовый (анизийский) I(A) – A_2 и ладинско-верхнетриасовый $A_2 - Б$.



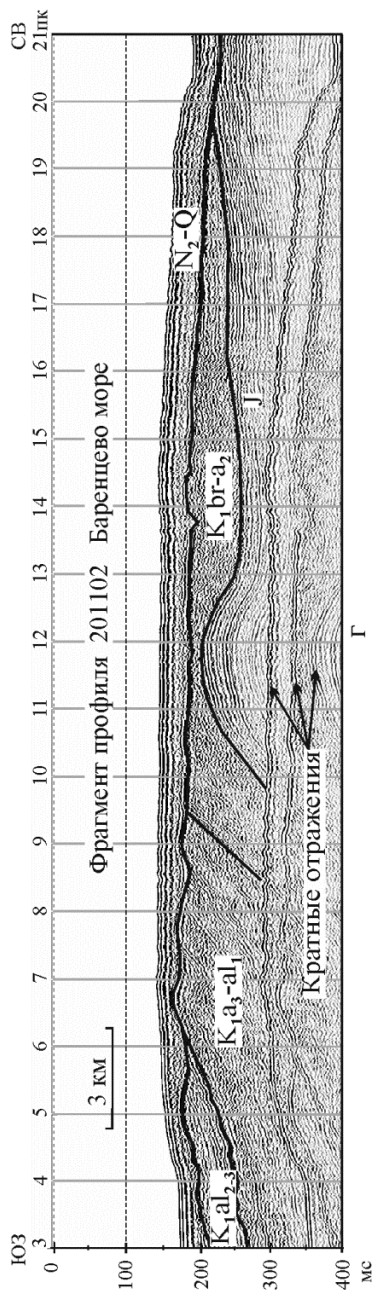
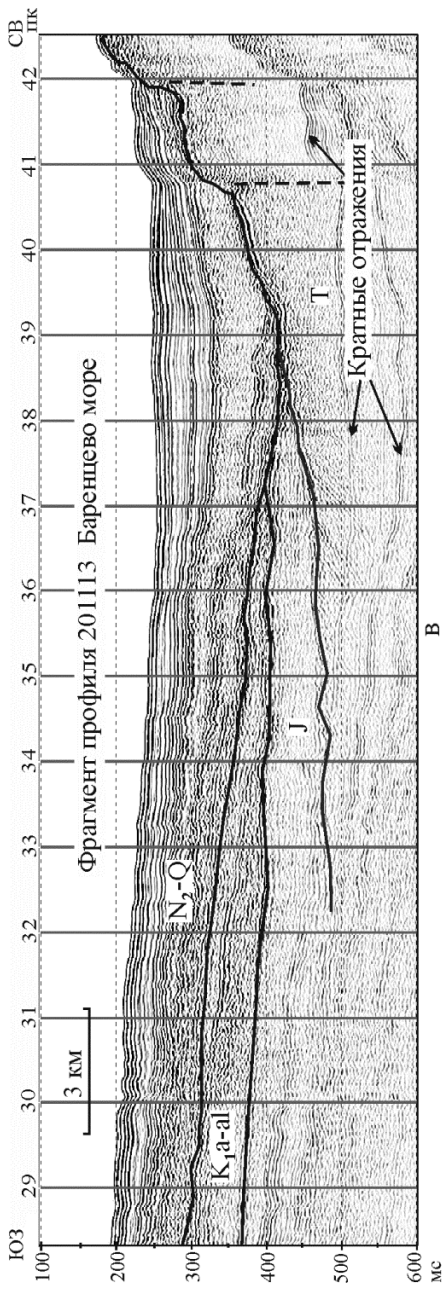


Рис. 3 а, б, в. Фрагменты сейсмоакустических разрезов, иллюстрирующих характер залегания юрско-меловой и триасовой толщ на Принозовемельском шельфе Баренцева моря. Интерпретация В. А. Журавлёва.

Условные обозначения и схема расположения профилей – см. рис. 4.

В Печороморской СФЗ в триасовых отложениях выделяют отражающие горизонты A_{11} (нижний триас, на о. Колгуев соответствует кровле чаркабожской свиты), A_2 (средний триас, в материковых районах прослеживается внутри шапкинской серии), A_2' (верхи среднего триаса, на о. Колгуев и материковых зонах Печорской СФО расположен в подошве нарьянмарской свиты). Поскольку перечисленные отражающие горизонты не выдержаны по площади и часто имеют характер условных, в триасовом комплексе Печороморской СФЗ были выделены два сейсмических подкомплекса: нижне-среднетриасовый, соответствующий по объему чаркабожской свите и шапкинской серии материковых районов Печорской СФО I(A) – A_2' и ладинско-верхнетриасовый (верхнеладинско(?)–верхнетриасовый), соответствующий нарьянмарской свите A_2' – Б.

Юрский (юрско-нижеберриасский) СК заключен между отражающими горизонтами Б и В'(В). Верхняя граница комплекса – отражающий горизонт В' – маркирует поверхность несогласия, связанную с подошвой регрессивной серии верхнеберриас-готеривских клиноформ и прослеживается по их прилеганию к интенсивному двух-трехфазному отражению, формирующемуся в толще черных глин кимериджа–титона–нижнего берриаса. Нижняя фаза этого рефлятора – горизонт В.

Он и является наиболее устойчивым, динамически выраженным репером в мезозойской части разреза. При меньшей разрешенности сейсмической записи и в краевых частях бассейна эти горизонты прослеживаются как единая поверхность.

В депрессионной части Южной СФЗ внутри сейсмокомплекса выделяется горизонт B_2 , расположенный вблизи подошвы батского яруса, поэтому в данной зоне в разрезе юры выделены два сейсмических подкомплекса: нижне-юрско-байосский Б – B_2 и батско-верхнеюрский B_2 – В'. В Гусиноземельской и Печороморской СФЗ юрский сейсмокомплекс Б – В'(В) не расчленен.

Меловой СК охарактеризован в Восточно-Баренцевской СФО серией отражающих горизонтов с индексом Г (G_n, G_1, G_1', G_2). Стратиграфическое несогласие между юрскими и меловыми отложениями отражено прилеганием в подошве дистальных частей берриас-готеривских клиноформ в интервале В' – G_n . По увязке с данными бурения, отражающий горизонт G_1 прослеживается в верхней части аптского яруса. Рефлектор G_1' обусловлен скачком пластовых скоростей в средней части альбского яруса. С подошвой верхнего мела отождествляется горизонт G_2 [232]. Кровлей мелового СК служит эрозионная поверхность предплиоцен-четвертичного среза (отражающий горизонт Д). В Южной и Гусиноземельской СФЗ выделены сейсмические подкомплексы: берриас-готеривский (В' – G_n), баррем-среднеаптский (G_n – G_1), верхнеаптско-нижнеальбский (G_1 – G_1'), средне-верхнеальбский (G_1' – G_2), верхнемеловой (G_2 – Д). В Печороморской СФЗ в толще мела прослежен отражающий горизонт G_n вблизи подошвы апта. В этой зоне выделены два подкомплекса: берриас-барремский (В – G_n) и апт-альбский (G_n – Д).

Южно-Карская СФЗ (IX.A)

С подошвой осадочного чехла Западно-Сибирской плиты связан отражающий горизонт А. В прилегающей к Новой Земле области Южно-Карского шельфа, по сейсмическим данным МОВ ОГТ, распространены только мезозойско-раннекайнозойские отложения, которые могут быть подразделены на два сейсмокомплекса: юрско-нижнеберриасский и меловой–эоценовый.

Юрско-нижнеберриасский СК ограничен отражающими горизонтами А и Б. Образования сейсмокомплекса выклиниваются на поверхности складчатого основания по схеме подошвенного налегания в юго-западной части Припайхойско-Приновоземельской моноклизы.

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

Присутствие в разрезе региональных сейсмических горизонтов группы Т позволяет расчленить СК на сеймоподкомплексы (СПК): нижнеюрский (А – Т₂), среднеюрский (Т₂ – Т₁) и келловейско-нижнеберриасский (Т₁ – Б).

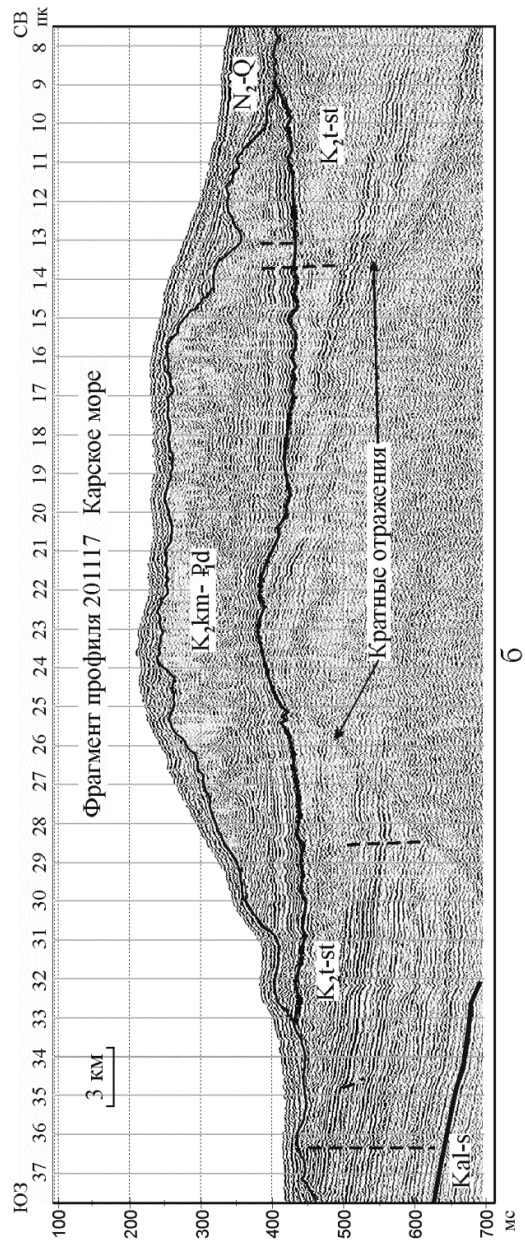
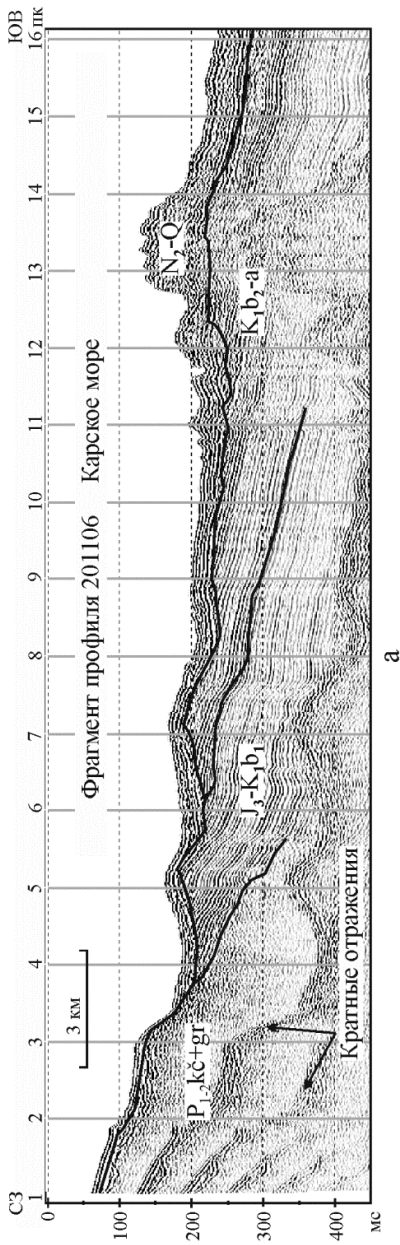
Нижнеюрский СПК в волновом поле представлен серией низкочастотных субпараллельных колебаний, слабо выдержанных, с переменной амплитудой, которые сходятся с горизонтом А по схеме подошвенного налегания. Такая картина определяет преобладание в разрезе субконтинентальных и мелководно-морских фаций. Внутри интервала прослеживаются отражающие горизонты, контролирующие развитие глинистых толщ, характеризующихся четкой ритмичностью. Каждая из этих глинистых пачек является флюидоупором. Подкомплекс распространен в северо-восточной части карты, во внутренней зоне Приновоземельской моноклинали.

Среднеюрский СПК, заключенный между отражающими горизонтами Т₂ и Т₁, прослеживается дальше к западу в пределы Приновоземельской моноклинали и характеризуется более регулярным рисунком осей синфазности. В районе Обручевского гемивала выявлены своеобразные рефлекторы в зоне налегания среднеюрских отложений на складчатое основание [269]. Подобные аномалии сейсмической записи связываются с базальными отложениями, которые распространены в «карманах» доюрского основания.

Келловейско-нижнеберриасский СПК, ограниченный горизонтами Т₁ и Б, отличается от нижних интервалов комплекса по параметрам сейсмической записи, представлен пакетом выдержанных отражений низкой частоты. Этот подкомплекс соответствует трансгрессивной фазе седиментационного цикла, отражая условия накопления морских относительно глубоководных глинистых отложений – аналогов абалакской и баженовской свит.

Меловой–эоценовый СК по особенностям волновой картины разделен на пять сеймоподкомплексов: нижнемеловой, альб-сеноманский, верхнемеловой, кампан-датский, палеоцен-эоценовый, каждый из которых характеризует отдельные регрессивно-трансгрессивные циклы развития региона.

Нижнемеловой СПК, заключенный между отражающими горизонтами Б и М', разделен горизонтом В₀ на две сеймотолщи. Отражающий горизонт В₀



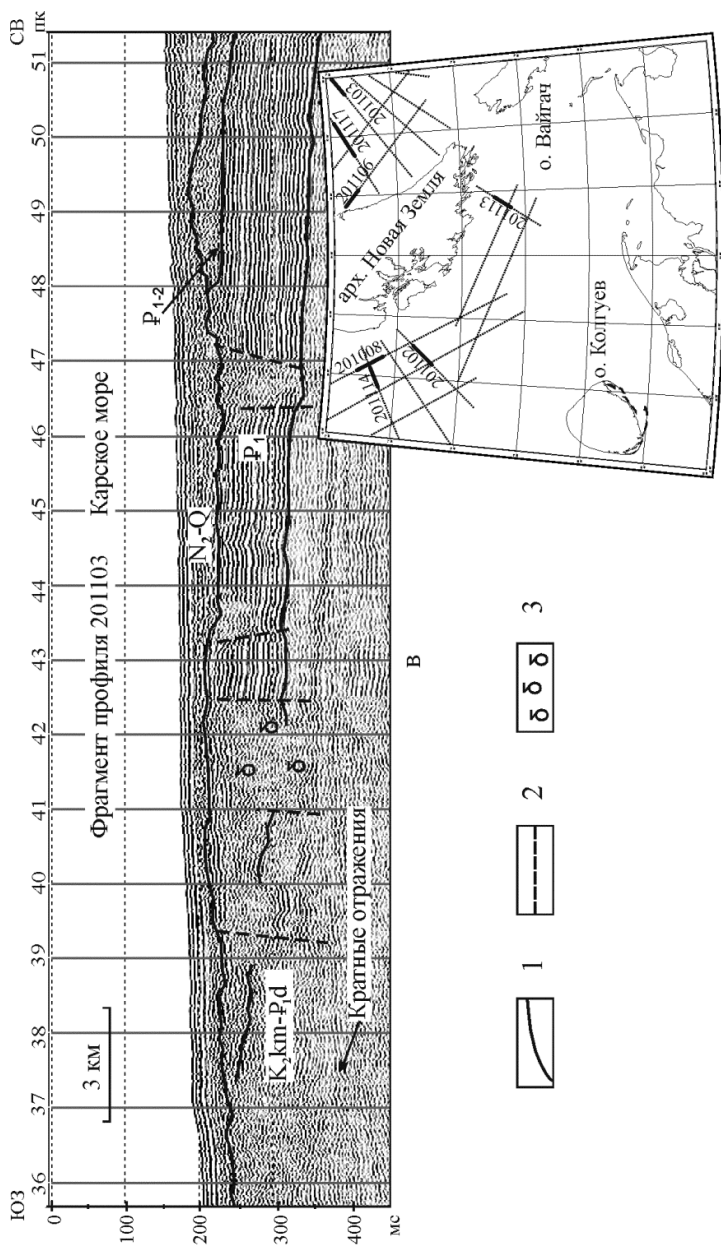


Рис. 4 а, б. Характерные особенности волнового поля, отражающие строение и условия залегания юрско-меловой и палеогеновой толщ в юго-западной части Карского моря.
Интерпретация В. А. Журавлёва.

Условные обозначения: 1 – геологические границы; 2 – тектонические нарушения; 3 – зоны повышенной трещиноватости и возможной миграции газов.

приурочен к эрозионной поверхности, которая определяет завершение клиноформного этапа заполнения бассейна.

Характерной особенностью нижней, верхнеберриас-нижнеготеривской сейсмотолщи ($B - B_0$) является подошвенное прилегание клиноформ к горизонту B . На площади распространены клиноциклиты восточного падения (Уральского трансгрессивного направления).

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

Альб-сеноманский СПК выделен между отражающими горизонтами M' и Γ . Волновая картина подкомплекса неоднородна, низкоамплитудные невыдержанные оси синфазности в нижней части сменяются вверху протяженными субпараллельными отражениями. Сеноманская часть подкомплекса характеризуется высокоамплитудными прерывистыми, мелкохолмистыми сейсмофациями, ветвлением осей синфазности, что обусловлено литологическими замещениями. Наиболее выдержан по простиранию и динамически ярко выражен горизонт Γ в кровле подкомплекса, который сопоставляется с подошвой глинистой толщи турона–кровлей сеномана. Вдоль простирания Припайхойско-Приновоземельской моноклизы альб-сеноманский сеймоподкомплекс выходит на поверхность доплиоцен-четвертичного среза.

Верхнемеловой (турон-сантонский) СПК ограничен отражающими горизонтами Γ и C_3 . Выдержанный по простиранию, динамически выраженный опорный горизонт C_3 приурочен к кровле глинисто-кремнистых глубоководных отложений турона–сантона. В волновом поле сеймоподкомплекс отличается протяженными слабонаклонными осями синфазности, образующими пологие локальные клиноформы. Сеймоподкомплекс выходит на поверхность доплиоцен-четвертичного денудационного среза во внутренней части Припайхойско-Приновоземельской моноклизы.

Кампан-датский СПК заключен между отражающими горизонтами C_3 и C_1 . Опорный горизонт C_1 в кровле подкомплекса принят за границу раздела кампан-датских и палеогеновых отложений.

Палеоцен-эоценовый СПК объединяет все отложения выше горизонта C_1 . Сеймоподкомплекс широко распространен в пределах Южно-Карской структурно-формационной зоны. Волновое поле на разрезах МОВ ОГТ представлено однородной нерегулярной высокочастотной записью.

По сейсмоакустическим данным выделены две сейсмотолщи: палеоценовая ($C_1 - C'$), соответствующая тибейсалинской свите, распространенной на Ямале, и палеоцен-эоценовая ($C' - D_0$), отвечающая серовской и ирбитской свитам (рис. 4 в).

Обе сеймотолщи отличаются регулярной сейсмоакустической записью, которая характеризует преобладающие морские и прибрежно-морские фации палеоцена–эоцена. Кровля палеоцен-эоценовых толщ осложнена палеоврезами.

Особенности волновой картины мелового–эоценового СК представлены на рис. 4 и на сейсмоакустических разрезах.

СТРАТИГРАФИЯ

Территория листа R-39,40 включает фрагменты Баренцевской шельфовой плиты [16], Тимано-Печорской плиты, в состав которой входит Печорская синеклиза Предуральско-Пайхойского краевого прогиба, а также Пайхойско-Новоземельской складчатой системы и Приновоземельской моноклинали Западно-Сибирской плиты.

ПРОТЕРОЗОЙСКАЯ АКРОТЕМА

Образования, отнесенные к верхнему рифею и венду, слагают допалеозойский фундамент Печорской синеклизы Печорской структурно-формационной области. Они вскрыты несколькими буровыми скважинами.

ВЕРХНИЙ РИФЕЙ

К верхнему рифею условно отнесены носовая и возейская свиты. Относительное возрастное положение этих подразделений не установлено; очередность их описания условная.

Н о с о в а я т о л щ а (RF_{3ns}) вскрыта скв. 1-Носовая в приустьевой части р. Печора на глубине 4033 м. Породы фации зеленых сланцев представлены пиррофиллитовыми, гематитовыми и известковистыми разностями. Отмечены прослой риолитов. В среднем течении р. Сула 1-Большепульской скважиной вскрыты углистые и графитистые сланцы серицит-глинистого и серицит-хлорит-кварцевого состава. По составу и степени метаморфизма породы носовой толщи сопоставимы с верхнерифейскими образованиями Среднего Тимана [50]. Мощность толщи – более 152 м.

В о з е й с к а я с в и т а (RF_{3vz}) введена согласно Легенде Печорской серии листов Госгеолкарты-200 [275]; ее соотношение с носовой толщиной неясно. Образования свиты вскрыты скважинами 1-Южно-Сенгейская, 1-Анаргояхская и другими к северо-западу от нижнего течения р. Печора. Снизу вверх в этих скважинах на глубинах от 2046 до 2508 м вскрыты:

1. Гиперстеновые андезибазальтовые и андезитовые порфиристы. Интервал 2508–2502 м.

2. Гиперстен-авгитовые базальтовые порфиристы. Интервал 2480–2475 и 2440–2437 м.

3. Гиалобазальты. Интервал 2400–2391 м.

4. Гиперстен-авгитовые базальтовые порфириды. Интервал 2400–2391 м.
 5. Туфолавы риолитов. Интервал 2350–2348 м.
 6. Миндалекаменные плагиобазальтовые порфириды. Интервал 2311–2305 м.
 7. Лавы основного состава. Интервал 2311–2305 м.
 8. Риолитовые порфиры с фенокристами кварца, плагиоклаза, калишпата. Интервал 2311–2305 м.
 9. Гиперстен-оливиновые базальтовые порфириды. Интервал 2254–2226 м.
 10. Гиалобазальты. Глубина 2221 м.
 11. Туфы и туффиты. Интервал 2209–2195 м.
 12. Гравелиты полимиктовые. Интервал 2198–2191 м.
 13. Туфы и туффиты. Интервал 2190–2046 м.
- Общая мощность вскрытых пород – 462 м. Они прорваны жилами габбро-долеритов, гранодиоритов и сиенитов. Возраст возейской свиты в серийной легенде условно принят позднерифейским, хотя не исключен и более молодой – вендский – возраст.

ВЕНД

К венду отнесена сандивейская свита, вскрытая в основании Печорской синеклизы.

С а н д и в е й с к а я с в и т а (*Vsn*), по-видимому, наращивает вулканогенный разрез возейской свиты [275]. Она вскрыта скв. 4-Сандивей, где представлена красно-коричневыми и серыми грубозернистыми туфопесчаниками и полимиктовыми песчаниками с прослоями кварц-серицитовых сланцев. Для всех пород характерен очень слабый метаморфизм. Для риолитов из скв. 4-Сандивей установлен возраст 515 млн лет, а для вулканогенных сланцев – 620 млн лет [237]. Мощность свиты, по данным бурения, 100–460 м.

ВЕРХНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ

Н е р а с ч л е н е н н ы е о б р а з о в а н и я в е р х н е г о п р о т е р о з о я (PR_2), показанные на разрезе в Печороморской СФЗ, вероятно, подобны по структуре и составу рассмотренным выше одновозрастным образованиям Печорской синеклизы.

ВЕРХНИЙ РИФЕЙ – НИЖНИЙ КЕМБРИЙ

Образования этого возраста обнажаются в Южно-Новоземельско-Вайгачской СФЗ в ядре Вайгачско-Новоземельского антиклинория Вайгачско-Новоземельской структурно-формационной области. На юге Новой Земли они объединены в никольскую серию, а в прол. Карские Ворота выделяются условно.

Никольская серия (RF_3 – C_{1nk}) распространена на полуостровах Пиритовый и Русанова, о. Логинова, в районе бух. Мутафи и горы Рейнеке. Серия включает логиновскую и пиритовскую толщи примерно равной

мощности, сложенные соответственно полимиктовыми вулканогенными и кварцевыми метапесчаниками (до гравелитов) с прослоями и обломками метаалевролитов и линзами карбонатного материала, а также черными часто обохренными с поверхности серицит-хлоритовыми, серицит-кремнисто-хлоритовыми глинистыми сланцами и филлитами. Характерной особенностью верхней части серии (пиритовской толщи) является интенсивная пиритизация пород, указывающая на их формирование в обстановке сероводородного заражения. Породы пиритовской толщи сильно дислоцированы, разбиты многочисленными разрывами. Общая мощность серии – около 1000 м.

Ранее Л. Н. Смирновой (Ильченко) в породах никольской серии были определены рифейские микрофоссилии *Protosphaeridium parvulus* Tim., *P. densum* Tim., *Stictosphaeridium impiexum* Tim. и др. На основании этих определений и согласного залегания вышележащих отложений с вендскими микрофоссилиями, также определенными Л. Н. Смирновой (Ильченко), возраст серии принимался позднерифейским [252, 275, 293]. Однако Е. Раевской (ИГиГД, СПб.), просмотревшей коллекцию наших сборов 2004 г., не было обнаружено никаких определенных органических остатков. Вместе с тем, в породах серии установлены детритовые цирконы низов кембрия (определения профессора Стокгольмского университета В. Писс [229]). На этом основании возраст серии датируется позднерифейско-раннекембрийским временем.

Отложения верхнего рифея – нижнего кембрия нерасчлененные (RF₃–C₁) условно выделяются в прол. Карские Ворота. Эти образования представлены кремнисто-карбонатно-терригенными породами, метаморфизованными в стадии филлитовых сланцев. Не исключается присутствие эффузивов среднего и основного состава. Мощность подразделения уменьшается с севера на юг от 1500 до 500 м.

ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

Печорская структурно-формационная область (VI.A)

Палеозой в этой области образует в различной степени деформированный структурный этаж Печорской синеклизы. Отложения палеозоя существенно варьируют в своем объеме и составе, что обуславливает выделение ряда структурно-формационных зон [237]. Разрез палеозоя начинается в разных структурно-формационных зонах с пород кембрия, ордовика, силура и даже девона, залегающих в ряде случаев с резким угловым несогласием на верхнепротерозойском складчатом основании.

ВЕРХНИЙ КЕМБРИЙ – СРЕДНИЙ ОРДОВИК

Верхний кембрий – средний ордовик (C₃–O₂). Это крупное нерасчлененное подразделение достаточно условно выделено на схеме корреляции для о. Колгуев Печороморской СФЗ. Верхнекембрийские отложения видимой мощностью более 235 м вскрыты двумя параметрическими скважи-

нами (202-Северо-Западная и 1-Бугринская) в интервале глубин 4501–4275 и 4156–4152 м [161, 240, 228, 164].

Нижняя часть кембрийского разреза (160 м) представлена тонкоцикличнопостроенной алевроито-глинистой толщей темно-серого цвета. Циклиты маломощные трансгрессивно-регрессивного строения. В аргиллитах встречается морская и лагунная ископаемая фауна: брахиоподы (лингулиды), ракообразные (филлокариды) и акритархи (водорослевый планктон преимущественно морского происхождения). Вверх по разрезу породы постепенно обогащаются железистым материалом (тонкодисперстной лимонитогематитовой массой); их окраска приобретает красноватый оттенок. Здесь еще встречаются обломки раковин.

Верхи циклитов мощностью от десятков сантиметров до первых метров сложены в основном темно-малиновыми железистыми аргиллитами и розоватыми алевролитами. Органика в них отсутствует. Для этой части разреза характерно тонкое переслаивание аргиллитов и тонко-мелкозернистых алевролитов. Мощности слоев – от миллиметров до первых сантиметров. Характер переслаивания сложный, с многочисленными следами микроразрывов, внедрения осадка, микроползней, встречаются следы илоедов и биотурбации. Свойственно присутствие железистых брекчий, трещин усыхания на поверхности аргиллитов, элементы корообразования. Породы содержат примесь кремнезема. Изредка встречаются известковистые разности. Алевролиты в разной степени глинистые, известковистые и кремнистые. По составу они – полимиктовые, полевошпатово-кварцевые и только в верхах циклитов – кварцевые и кварцитовидные со сливной текстурой. В обломочной части полимиктовых разностей преобладают кремнистые породы, кислые эффузивы и метаморфические сланцы. Акцессорные минералы представлены черными рудными (ильменит, магнетит), эпидотом, цоизитом и гранатом. Встречаются единичные обломки пироксенов, оливина и роговой обманки – следы размыва Тиманского орогена.

В верхней пачке (75 м) по керну, шламу и каротажу в породах фиксируется повышенное содержание карбоната. Эта часть разреза представлена чередованием аргиллитов с линзами известковистых алевролитов, мергелей, глинистых и пелитоморфных известняков, микритов. Цвет пород серый и темно-серый, иногда со слабым красноватым и желтоватым оттенком. Текстурные особенности аналогичны породам нижней толщи. Изредка встречаются неопределимые фаунистические остатки.

Позднекембрийский возраст установлен по акритархам В. А. Рудавской, Е. Г. Раевской [164] и М. Можидловской [228]. По всему разрезу широко распространены смешанный верхнекембрийский–нижнетремадокский комплекс акритарх: *Ladogella rotundiformis* Golub. et Volk., *Stelliferidium* aff. *cortinullum* Denuff., *Stellechinatum incinatum* Downil, *Cymatiogalea cuvilliera* Denuff., *Polygonium sexradiatum* (Tim.) Volk., *Eliasium llaniscum* Fombella, *Saharidea fragilis* Davnie и др. (скв. 202 – Северо-Западная, глубины 4492–4418–4274,4 м). М. Можидловской [228] были выделены руководящие для позднего кембрия формы: *Impluviculus villosusculus* Volk. (глубины в скв. 202 – Северо-Западная – 4492–4501 м), *Ladogella longiuscula* Golub. et Volk. (4418,35 м), *Dasydiacrodium obsonum* (Yin, Volk.) – комплекс, эквивалентный,

по ее мнению, трилобитовой зоне Балтики позднего кембрия – «Peltura» и *Vulcanisphaera britanica* Rasul., *Acanthodiacrodium angustum* D. S. (скв. 202-Северо-Западная), *Actinotodissum polymorphus* (Tim), *A. secundari* (Tim), а в скв. 1-Бугринская на глубине 4152,3 м – комплекс, эквивалентный трилобитовой зоне Балтики «Aserogage», характеризующий самые верхи кембрия.

По всему разрезу встречаются многочисленные тонкие раковинки брахиопод *Lingulella nicholsoni* (Calloway). Ранее Л. Е. Попов (ВСЕГЕИ) определял их как *Lingulella davissi* (Mac Goy) позднекембрийского возраста. Вместе с тем, в Англии и Скандинавии *Lingulella nicholsoni* характеризует раннетремадокские слои. Однако, по Л. Е. Попову, комплексы акритарх здесь столь уверенно датируют эту часть разреза как позднекембрийскую, что это скорее говорит о расширении диапазона существования данных лингулид. Мощностъ вскрытых отложений верхнего кембрия – 235 м.

Слои верхнего кембрия согласно перекрыты схожими породами тремадока, аренига и среднего ордовика. На о. Колгуев ордовикские отложения представляют собой крупный трансгрессивно-регрессивный цикл, нижняя часть которого (тремадок и арениг) сложена в основном глинистыми породами с прослоями мергелей и известняков, а верхняя (условно среднеордовикская) – красноцветными алевролитами и песчаниками [161, 239, 240].

Нижний ордовик охарактеризован фаунистически, а средний выделен по положению в разрезе. На о. Колгуев выделены тремадокский и аренигский ярусы. Отложения вскрыты в скв. 202-Северо-Западная, видимой мощностью 120 м. Они трансгрессивно перекрыты песчаниками с элементами железисто-каолинитовой коры и базальтами раннего франа в скв. 1-Бугринская, где разрез более полный.

Тремадокский ярус выделен в объеме трансгрессивно-регрессивного цикла второго порядка. В нижней половине разрез сложен лагунно-морскими темными сероцветными, зеленоцветными и вишнево-коричневыми аргиллитами и алевролитами, тонкоциклическими, с морской фауной лингулид, акритарх, филлокородов. Вместе с акритархами постоянно присутствуют, а в прослоях глинисто-известковых пород и пелитовых известняков встречаются конодонты и радиолярии [78]. Характерно присутствие красноцветных пород, примесь песчаного (прослой мелкозернистых песчаников) и средне-крупнозернистого обломочного материала.

Верхняя половина разреза представлена переслаиванием субконтинентальных красно-, реже зеленоцветных полимиктовых и кварцевых алевролитов и песчаников с прослоями аргиллитов. Характерны косая слоистость, следы оползания осадка; встречаются седиментационные брекчии.

В нижней части разреза присутствует комплекс акритарх смешанного позднекембрийско-тремадокского возраста: *Ladogella rotundiformis* Golub. et Volk., *Stellechinatum incinatum* Downil, *Stelliferidium* aff. *cortinullum* Denuff., *Polygonium sexradiatum* (Tim.) Volk. и др. Здесь же в интервале 4082–4092 м в скв. 1-Бугринская Т. Ю. Толмачёвой (ВСЕГЕИ) установлен позднетремадокский комплекс конодонтов: *Scolopodus* cf. *S. subrex*, *Variabiliconus variabilis* Lind., *V. bassleri* (Furn.), *Oneotodus simplex* (Furn.), *Ulrichodina* sp.

В средней части разреза обнаружены собственно тремадокские акритархи: *Saharidia fragilis* Downil, *Acanthodiacrodium comptulus* Rasul., *A. aff. ovatum*

Tim., *Buedingsphaeridium tremadocum* Rasul., *Microhystridium shinetonensis* Downii и др. В верхней части разреза появляется позднеотремадокская *Pirea* sp. По всему разрезу встречаются раковины тремадокских лингулид: *Lingulinella nicholsoni* (Calloway). Мощность разреза в скв. 1-Бугринская – 278 м.

Аренигский ярус отличается меньшей мощностью нижней глинистой части. Аргиллиты низов цикла содержат акритархи и брахиоподы аренига: *Baltisphaeridium hirsutoides* Eis., *B. brevispinosum* Eis., *B. multispinosum* Eis., *B. exinatum* Eis., *Tetraniveum* sp., *Peteinosphaeridium* sp. (определение В. А. Рудауской, ВНИГРИ), *Angarella* ex gr. *Lopatini* Assat. В верхах преобладают буровато-розовые песчаники кварцевые и кварцитовидные. Мощность – 220 м.

Среднеордовикские(?) отложения о. Колгуев представляют собой верхнюю регрессивную половину крупного ниже-среднеордовикского цикла. В составе пород преобладают красноцветные, реже зеленоцветные полимиктовые и кварцевые алевролиты и песчаники с прослоями седиментационных брекчий и линзами гравелитов в основании пачек. Изредка встречаются красноцветные аргиллиты и седиментационные доломиты. Толща мелко- и крупноцикличная. Характерны крупная косяя слоистость и следы оползания осадков. Фации субконтинентальные, лагунные. Органические остатки не обнаружены. Возраст установлен условно по положению в разрезе и по корреляции с литологически сходными красноцветными отложениями нибельской свиты Ижемского района ТПО, где в аналогичных породах обнаружены среднеордовикские конодонты *Scolopodus* sp., *Oneotodus* sp. [21]. Мощность – 700 м [161]. Общая мощность объединенного комплекса на о. Колгуев – более 1400 м.

ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА

Отложения ордовика представлены средним и верхним отделами. Они вскрыты глубокими скважинами на о. Колгуев (скв. 1-Бугринская, 202-Северо-Западная, 4 и 46-Песчаноозерские), а на материковой суше они установлены только в восточной половине региона (Денисовско-Адзвинская СФЗ) [21, 262, 113, 161, 240].

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Отложения среднего отдела выделены восточнее о. Колгуев на площади Печороморской СФЗ практически повсеместно. По мере приближения к Пайхойско-Новоземельской области разрез становится более полным, более морским; в его составе увеличивается содержание карбонатных пород. Мощности несколько сокращаются.

Хореймусюрская свита (O_2hr) выделена в Денисовско-Адзвинской СФЗ и весьма слабо охарактеризована керном. В основании разреза – терригенно-карбонатные отложения лагун и литорали с красноцветными песчаниками и алевролитами и с прослоями базальных конгломератов, залегающих на фундаменте с угловым несогласием. Органические

остатки отсутствуют, и возраст отложений устанавливается по корреляции со слоями, вскрытыми на о. Колгуев, которые датируются по положению в разрезе. Мощность отложений – до 700 м.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Отложения верхнего отдела установлены бурением в Денисовско-Адзвинской СФЗ. Отложения, слабо охарактеризованные керном, выделены в качестве подразделения, включающего маломакарихинскую, баганскую, мукерскую, хорейверскую, салюкинскую объединенные свиты ($O_3mm \div sl$). В строении разреза участвуют доломиты и доломитизированные известняки со строматолитовыми постройками и с прослоями гипсов, ангидритов и аргиллитов [262, 112]. Мощность – до 900 м.

ОРДОВИК–СИЛУР

Сейсмокомплекс VI–IV (S^O-S). Нерасчлененные ордовикско-силурийские образования показаны только на разрезе в Печороморской СФЗ. В восточной части Печороморской СФЗ объем и состав подразделения, судя по сейсмическим данным, в целом подобен соответствующим разрезам Денисовско-Адзвинской СФЗ, а мощность сейсмокомплекса VI–IV достигает 2–3 км.

Распространение ордовикско-силурийских образований мощностью до 1 км предполагается, по сейсмическим данным [316], также в Оксинской впадине фундамента, расположенной в западной части Печоро-Колвинского тектонического блока. По аналогии с разрезами нижнеордовикского бассейна Ижма-Печорской впадины, в нижней части ордовикско-силурийской толщи в Оксинской впадине могут залегать терригенные породы (аналоги седельской свиты).

СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Отложения силура распространены в основном восточнее р. Печора. В западной части Печорской СФО они отсутствуют (о. Колгуев – Печороморская СФЗ, скв. 1-Носовая – север Денисовско-Адзвинской СФЗ) или представлены маломощной базальной мелководно-лагунной толщей карбонатно-терригенного состава (Малоземельско-Юрьяхинская СФЗ).

В юго-восточном и восточном направлениях силурийские отложения распространены практически повсеместно и представлены, по данным глубокого бурения, карбонатными мелководно-морскими толщами. В естественных обнажениях силура изучен только в юго-восточной части Печорского моря на островах Долгий, Матвеев, Большой Зеленец, Голец (Коротаихинская СФЗ). Наиболее полные разрезы нижнего и верхнего отделов вскрыты в восточной части Денисовско-Адзвинской СФЗ, на площадях Оленья и Варкнавская, в

скважинах 1-Садаягинская, 10-Нямюрхитская, 1-Северо-Чернореченская и др., а также в параметрической скв. 1-Паханческая, пробуренной в 2000 г. на акватории [177, 266]. Разрезы представлены мелководно-морскими и лагунными карбонатными, терригенно-карбонатными и сульфатно-карбонатными отложениями.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Макаринская и сандивейшорская свиты объединенные (S_{1mk+sn}) отнесены к лландоверийскому ярусу. По разрезам в скважинах макаринская часть разреза сложена доломитами с прослоями аргиллитов и ангидрито-доломитовых пород. Верхи разреза (сандивейшорская свита мощностью до 225 м) сложены регрессивной толщей переслаивания ангидритов и первичных доломитов. Возраст определен по конодонтам *Ozarkodina elebata* (Poll, Rexh. et Nicoll), *Pedavis vindemis* Meln., *Icriodella deflecta* Aldr., *I. anca* Meln. и др. Мощность до 560–600 м [123, 241].

В скв. 1-Паханческая на забое вскрыты 92 м этой части разреза: цикличное чередование мелководно-шельфовых серых известняков, в разной степени глинистых и доломитистых с прослоями биостромных органогенных образований. Присутствуют оолитовые известняки, карбонатные песчаники (калькаренины), пеллоиды, черные доломитистые аргиллиты. Отложения насыщены морской фауной. Возраст установлен Н. Н. Соболевым по кораллам *Mesofavosites inferior* Soc., *M. fleximurinus* Soc., *Favosites gothlandicus* Lam. и конодонтам. В верхней части разреза выделен комплекс, типичный для конодонтовой зоны верхов лландовери: *Pterospathodus amorphognathoides* (Walliser), *Apsidognathus* sp. [177, 266].

Веаякская свита (S_{1vk}) соответствует венлокскому ярусу. Нижняя часть разреза (200 м) сложена серыми окремненными, сульфатизированными пористыми и кавернозными вторичными доломитами с венлокскими конодонтами: *Apsidognathus tuberculatus* Wall, «*Ambalodus*» *galerus* Wall. Выше лежащая часть (290 м) представлена в основном органогенно-обломочными, водорослевыми микрозернистыми известняками и вторичными доломитами с прослоями мергелей и седиментационных доломитов. По всему разрезу находятся венлокские конодонты: *Pterospathodus amorphagnathoides* Wall, *Ozarkodina* ex gr. *hassi* (Brans et Mahl). В верхах встречены раковины остракод. Мощность – до 490 м [281, 241].

В скв. 1-Паханческая венлокские отложения представляют собою трансгрессивно-регрессивный цикл, сложенный в основном карбонатными породами с редкими прослоями мергелей, аргиллитов и кварцевых алевролитов. В низах преобладают вторичные доломиты, отмечаются строматопоровые биогермы и биостромы. Верхи разреза представлены чередованием маломощных слоев и пачек комковато-пятнистых известняков с гнездами гастропод, брахиопод и с прослоями темно-серых мергелей, черных аргиллитов, гастроподовых и брахиоподовых ракушнякав. Эта часть разреза литологически и фациально похожа на верхи венлока о. Долгий (печороморская свита Коротайхинской СФЗ). Комплекс фауны, определенный из этой части разре-

за, также аналогичен печороморской свите (верхи венлока), – конодонты *Polygnathoides* sp., остракоды: *Herrmannina* aff. *insignis* Abushik; брахиоподы *Huattidina* sp., *Spirinella nordensis* (Ljashenko); *Atrypa* sp. Мощность – 238 м.

В разрезах северного побережья мощности венлока варьируют в пределах 212–225 м.

Нерасчлененные отложения (S_1). В Коротаихинской СФЗ нижнесилурийские отложения (печороморская свита) выделены по естественным обнажениям на островах в юго-восточной части Печорского моря (острова Долгий, Большой Зеленец, Голец и Матвеев) [99, 153, 237, 286].

Разрез сложен сублиторальными тонкослоистыми известняками и доломитами серого и темно-серого цветов с обильной фауной строматолитов, кораллов, брахиопод. Присутствуют биостромы, прослои ракушечников. В верхах – пестроцветные глинисто-карбонатные породы. Среди обильной ископаемой фауны присутствуют нижнесилурийские кораллы *Colleniella petrunini* Golf., *Parastriatopora risoides* Sok., *Favosites gothlandicus* Lam., *F. moyeraensis* Sok. et Tes., *Squameofavosites fungites* (Sok.), а в верхах остракоды *Herrmannia* sp. n. Видимая мощность – 325 м (нижняя граница неизвестна) [166, 286].

НИЖНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Нерасчлененные отложения (S_{1-2}) установлены в Малоземельско-Юрьяхинской СФЗ, представлены трансгрессивной карбонатно-терригенной толщей, вскрытой глубокими скважинами: Седуяха, 1-Нарьян-Мар, 1-Южно-Сенгейская и др.

Залегает толща со стратиграфическим несогласием на породах верхнего протерозоя. Она сложена пестроцветными домеритами, алевролитами, песчаниками, аргиллитами с редкими прослоями известняков. Часто в породах присутствуют гравийные обломки кварца. Известняки мелкокристаллические, доломитизированные, с прослоями органогенно-обломочных разностей. В нижней части толщи в скв. 1-Южно-Сенгейская встречаются венлокские остракоды *Tollitia bitorosa* Abush., кораллы *Aphyllum sociale* Soshk, *Cysticonophyllum* sp. и конодонты *Zannemania (Pelekyognathus)* sp., *Panderoclus simplex*. В остальных разрезах определены лудловские конодонты, остракоды и рыбы (гердыуский горизонт): *Diastomodus dubius* (Rhodes), *Ozarkodina confluens* (Brans et Mahl); *Beyrichia posterior* Abush., *Thelodus marginatus* Kar.-Tal. В верхней (120 м) части разреза (наиболее пестроцветной) определен комплекс брахиопод и рыб пржидольского яруса (гребенского горизонта): *Atrypoides scheii* (Holf.), *Howellella pseudogibbosa* (Nikif), *Goniporusalatus* (Gross) и др. Соотношения между отложениями нижнего и верхнего отделов не ясны. Мощность – 74–365 м [237, 262].

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Лудловский ярус (S_{2ld}). Отложения распространены в восточной части Печорской СФО, согласно залегают на нижнесилурийских, соответствуют гердыуской свите. Разрез сложен известняками и вторичными доло-

митами с редкими прослоями мергелей, доломитов седиментационных и аргиллитов. Присутствуют табуляты, брахиоподы, остракоды и конодонты лудлова: *Parastriatopora spinosa* Chekh, *Atrypoides modesta* (Nikif.), *Kiseria crassa* Abush., *Distomodus dubius* (Rhodes.) и др. Мощность – до 300 м [281, 241].

В скв. 1-Паханческая, где отложения лудлова полностью охарактеризованы керном, фиксируется резкое сокращение мощности лудловских отложений (до 20 м). Однако богатая палеонтологическая характеристика разреза подтверждает полную последовательность слоенакопления, наличие переходных ранне- и позднеудловских комплексов фауны [266]. Разрез сложен серыми мелководно-морскими глинистыми и доломитистыми известняками трансгрессивного типа. Характерны пятнисто-полосчатые и узорчатые текстуры, следы взмучивания и биотурбации, перемява, следы илоедов, примесь алевритовых и песчаных зерен кварца.

По органическим остаткам в скв. 1-Паханческая выделяются ранне- и позднеудловские слои. В низах разреза присутствуют раннеудловские брахиоподы *Greenfieldia uberis* T. Modz. и конодонты *Ozarkodina* aff. *inclinatus hamatus* (Walliser). Поздний лудлов охарактеризован брахиоподами *Didymothyris didima* (Dalman) и богатым комплексом остракод *Clavotabella* sp., *Leiocyamus variabilis* Abush., *L. paulus* Zenk., *L. clausus* Abush., *Beyrichia* sp., *Asperobeyrichia simplex* Abush., *Dolgitia* cf. *triangula* Abush.

Пржидольский ярус (S₂p). Представлен глинистыми известняками с тонкими прослоями первичных доломитов, алевролитов, аргиллитов, мергелей (гребенский горизонт). В низах много брахиопод. В средней части присутствуют органогенные постройки, образованные кораллами, строматопорами и мшанками, а в верхней части преобладают массивные и более мощные пласты известняков. В самых верхах увеличивается доля терригенного материала. Органические остатки представлены формами: *Favosites ramiferus* Chekh., *Syringopora gorskyi* Tchern., *Hemitoechia distincta* Nikif., *Kiaeria Katerinae* Abush., *Ozarkodina swetlanae* (Mashk.) и др. [281, 241].

В основании разреза (скв. 1-Паханческая) возраст установлен по табулятам *Syringopora adzvaensis* Tchern., характерным для пржидола, и остракодам *Bingeria bella* Abushik раннего пржидола (низы гребенского надгоризонта). Вся вскрытая часть разреза охарактеризована комплексом брахиопод «третьей брахиоподовой зоны» [153]: *Collarothyris canaliculata* (Wenjukov), *Atrypoides* sp., *Howellella* sp. и комплексом конодонтов пржидольского яруса *Ozarkodina confluence* (Branson et Mehl) *alpha morphotype*, *Oz. cf. remscheidensis eosteinhornensis* (Walliser), *Oz. excavata* (Branson et Mehl), характерным для зоны *Ozarkodina eosteinhornensis*. Мощность – 120 м.

ВЕРХНИЙ СИЛУР – НИЖНИЙ ДЕВОН

Нерасчлененные отложения верхнего отдела силура – нижнего отдела девона (S₂–D₁) выделены на о. Долгий (Коротайхинская СФЗ). Разрез представлен мелководно-морскими (сублиторальными) отложениями, в основном тонкослоистыми сероцветными известняками с пластами доломитов. Среди известняков преобладают ор-

ганогенные разности: кораллово-строматопоровые, строматолитовые, ракушечники. Выше залегают зеленоцветные аргиллиты, органогенно-обломочные известняки, водорослевые доломиты. В самых верхах появляются прослои песчаников.

В разрезе установлены лудловский и пржидольский ярусы верхнего силура и лохковский ярус нижнего девона.

Лудловская часть разреза в нижней половине сложена толщей мелкослоистых доломитов и пятнистых доломитизированных известняков с остракодами, пелециподами, табулято-строматопоровыми и парастроматопоровыми биостромами и продуктами их разрушения. Встречаются прослои пестрых глинисто-доломитовых и черных глинистых сланцев (долговская свита). Фаунистическая характеристика соответствует нижней половине гердыюского горизонта (раннему лудлову): *Parastriatopora arctica* (Tchern.), *P. commutabilis* Klaem., *Greenfieldia uberis* T. Modz. *Herrmannina hebes* Abush., *Schrenckia nordenskjoldi* (F. Schm.) и др.

Верхняя половина разреза представлена тонкокомковатыми и плитчатыми известняками с прослоями остракодовых, пелециподовых и гастроподовых ракушечников (зеленцовская свита). Окаменелости соответствуют верхней половине гердыюского горизонта (позднему лудлову): *Thecia swinderniana* (Goldf.), *Didymothyris didyma* (Dalm.), *Eokloedenia subbacata* Abuch. и др. Мощность – 380 м.

Пржидольская часть разреза сложена зеленоцветными аргиллитами с прослоями ракушечников и комковатыми известняками с кораллово-строматопоровыми биогермами (матвеевская свита). Комплекс фауны соответствует гребенскому горизонту (пржидольскому ярусу): *Syringopora schmidti* Tchern., *Collarothyris canaliculata lata* (Tchern. et Yakovl), *Schrenckia tuberculata* Abush. и др. Мощность – 210 м.

Верхи разреза (основание лохковского яруса нижнего девона) без перерыва залегают на матвеевских комковатых известняках и представлены отложениями той же мелководной литоральной фации: тонкослоистым переслаиванием зеленоцветных и черных аргиллитов, желтых глинистых доломитов, светло-серых водорослевых известняков с кораллово-строматопоровыми и строматопоровыми известняками (северосальская свита). Возраст определен по богатой фауне кораллов, брахиопод, остракод и трилобитов как ранний лохков (основание овинпармского горизонта): *Pachyfavosites kozlowskii* Sok. *Favosites difformis* Chekh., *Lenatoechia kuliki* Nikif, *Protothyris praecursor* (Kozl), *Tollitia simplex* Abush. и др. Мощность всего подразделения S₂–D₁ составляет 725 м [153, 178].

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

Девонские отложения выходят на поверхность только на островах Долгий, Зеленец, Матвеев в юго-восточной части Баренцева моря вдоль борта Коротаихинской впадины. На шельфе и в материковой части Печорской синеклизы они вскрыты глубокими скважинами. Отложения представлены всеми тремя отделами, сложены разнообразными морскими, лагунными и континентальными толщами, а также вулканогенными образованиями.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Лохковский ярус (D₁l). Отложения представлены теми же мелко-водно-морскими и лагунными фациями и распространены так же, как и силурийские. В западной части Печорской синеклизы (на западе Малоземельско-Юрьянской СФЗ), а также местами в Денисовско-Адзъвинской СФЗ, нижнедевонские отложения отсутствуют, будучи уничтоженными среднедевонским и раннефранским размывом.

В Печороморской СФЗ лохковские слои вскрыты на о. Колгуев в скв. 46-Песчаноозерская, где несогласно залегают на красноцветных породах нибельской свиты среднего ордовика. В основании разреза – желтовато-розовые кварцевые песчаники с гальками кварца и кварцитовидных песчаников. Средняя часть толщи представлена водорослевыми доломитами и органогенными известняками с лохковскими конодонтами: *Pelekysgnatus* cf. *serratus jentzsch*, *Pedavis* sp. (овинпармский горизонт). Верхняя часть имеет в основном терригенный состав: песчаники, аргиллиты, алевролиты серо- и красноцветные. Мощность – 260 м [161].

Восточнее о. Колгуев в Печороморской СФЗ предполагается увеличение количества карбонатных и сульфатных пород мощностью до 800 м.

В Малоземельско-Юрьянской СФЗ, по данным скв. 8-Кумжинская, разрез представлен лагунно-континентальной толщей пестроцветных и красноцветных аргиллитов, алевролитов, песчаников, реже доломитов (кумжинская и ванейвискская свиты). Мощность – 580 м.

Восточнее, в верховьях р. Чёрная, разрез лохковского яруса (хатаяхинская и торавейская свиты) сложен ритмичным переслаиванием карбонатных и глинисто-карбонатных пачек с редкими пластами песчаников. Мощность – до 760 м.

На своде Большеземельского палеоподнятия отложения лохкова не обнаружены [262].

В восточной части Денисовско-Адзъвинской СФЗ вскрыты наиболее полные разрезы лохковского яруса как на суше (скважины 2-Варандейская, 13-Тобойская, 46-Мядсейская и др.), так и на море: 5-Приразломная, 2, 3, 4-Медынская-море.

Нижняя часть (хатаяхинская свита – овинпармский горизонт) залегают согласно на верхнем силуре. Она представлена серыми, зеленовато- и коричнево-серыми известняками и вторичными доломитами с прослоями аргиллитов и мергелей. Известняки органогенно-детритовые и вторичные доломиты часто кавернозные и трещиноватые. Присутствуют лохковские конодонты, брахиоподы и рыбы: *Ozarkodina remscheidensis* (Zieg.), *Oz. optima* Mosk, *Protathyris praecursor* Kozl, *Mesodouvillina costatula montana* T. Modz., *Nostolepis* sp. и др. Мощность – до 430 м. Верхняя часть (торавейская свита – сотчемкыртинский горизонт) состоит из двух толщ: терригенно-карбонатной (до 100 м) и ангидрито-доломитовой (до 320 м). Вторичные доломиты, слагающие нижнюю толщу, содержат остатки лохковских рыб: *Porolepis* sp. *Wiegelsaspis* sp., *Radotina* sp. и конодонты: *Ozarkodina optima* (Mosk.). Верхняя толща представлена переслаиванием доломитов и ангидритов. Общая мощность – до 840 м. Внутри разреза лохковского яруса наблюдаются перерывы,

число которых возрастает с востока на запад при приближении к своду Большеземельского палеоподнятия [211]. В этом же направлении увеличивается обогащение терригенным материалом, а мощность отложений сокращается до полного выклинивания.

По сейсморазведочным данным, отложения лохковского яруса прослеживаются из районов суши в акваториальное продолжение Варандей-Адзвинской СФЗ и вскрыты бурением на площадях Медынская-море (скважины 2, 3, 4) и Приразломная (5). В разрезах морских скважин четко прослеживаются хатаяхинская (до 400 м) и торавейская (до 300 м) свиты (овинпармский и сотчемкыртинский горизонты) лохковского яруса. Возраст хатаяхинской свиты подтвержден по табулятам, брахиоподам, остракодам и впервые по спорам. Впервые встречены ортоцератида [83].

Пражский ярус (D_{1p}). Отложения в объеме наульской свиты установлены только в восточных районах Денисовско-Адзвинской СФЗ (скважины 40-Наульская, 5-Приразломная, 2 и 3-Медынская-море), нижняя часть разреза представлена пестроокрашенными аргиллитами, алевролитами, песчаниками, доломитами и ангидритами. В верхах преобладают доломиты и ангидриты. Возраст определен по ихтиофауне: *Amaltheolepsis* sp. nov., *Rhinopieraspis* sp. и др. Мощность – 125–140 м.

Эмссский ярус (D_{1e}). Отложения эмсского яруса, так же как и пражские, установлены только на востоке Денисовско-Адзвинской СФЗ (скважины 2-Варандейская, 40-Наульская, 5-Приразломная). Нижний контакт согласный. Разрез сложен в основном доломитами (варандейская свита), в нижней части с прослоями известняков, аргиллитов, алевролитов и песчаников. Возраст определен по остракодам: *Ilavofabellina straba* Pol, *loeloevellina restriata* Zenk., *Libumella* aff. *Inaudita* Pozhd. и др. Мощность – 90–185 м [286].

НИЖНИЙ–СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

Нерасчлененные ниже-среднедевонские (D_{1-2}) образования выделены в Коротаихинской СФЗ в объеме предположительно пражского яруса нижнего девона – живетского яруса среднего девона.

В Коротаихинской СФЗ, восточнее о. Долгий, предполагается распространение пражско-эмсских пестроцветных песчано-глинистых и глинисто-доломитовых пород. Среднедевонские (эйфельские) отложения представлены прибрежно-дельтовыми песчаниками и алевролитами и глинисто-карбонатными породами. В верхней части (живетский ярус) ожидаются терригенные отложения: песчаники с прослоями конгломератов [142].

Сейсмокомплекс IV–III₂ ($^S D_{1-2}$). В Печороморской СФЗ ниже-среднедевонские отложения показаны на разрезе. Они распространены весьма широко и отсутствуют лишь в отдельных зонах – Сенгейской, Удачной и Русской ступеней. Мощность варьирует от первых метров до 2 км. Структуры Печорской синеклизы прослеживаются в ее шельфовой части, поэтому характер распределения литофациальных типов отложений можно в целом экстраполировать из материковых зон Печорской СФО на шельф. По сейсмическим данным, наиболее полные разрезы, включающие среднедевонские

отложения, развиты в западных, прилегающих к Тиману, районах шельфа, в Денисовском прогибе и на востоке, в пределах Гуляевско-Долгинской структурной зоны.

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Отложения среднего девона распространены также неравномерно. Значительная часть их размыта в период раннефранской трансгрессии. На о. Колгуев, в Малоземельской и Хорейверской структурно-формационных зонах отложения отсутствуют. На остальной территории Печорской СФО они представлены в основном континентальными терригенными породами, реже лагунными и мелководно-морскими карбонатно-терригенными и карбонатными породами. В разрезе выделяются эйфельский и живетский ярусы.

Эйфельский ярус (D_2^{ef}). Наиболее полно отложения представлены в Шапкина-Юрьянской и Колвинской СФЗ (возейшорская и колвинская свиты, залегающие с перерывом на различных горизонтах нижнего девона). Породы нижнего подъяруса практически отсутствуют. Разрез сложен (скважины 12-Ярейюская, 2-Хыльчуя и др.) толщей циклического строения, в основном терригенного состава. В нижней, трансгрессивной части разреза (возейшорская свита) преобладают песчаники с гравелитами и конгломератами, чередующиеся с глинистыми и карбонатно-глинистыми пачками. В основании верхней части (колвинская свита) также присутствуют песчаники с прослоями гравелитов и конгломератов, но преобладают в разрезе уже глинисто-карбонатные породы с прослоями известняков. В аргиллитах и известняках встречаются остатки фауны: рыбы, лингулиды, пелециподы, остракоды, гастроподы, реже брахиоподы и растительный детрит. Возраст определен по остракодам: *Healdianella grata* L. Eg., *Tricuspis grobstinatus* I. Eg., *Uzalina scrobiculata* (Pol), *Voronina longula* L. Eg. и др. и комплексу миоспор, отнесенному к бийскому и омринскому горизонтам эйфельского яруса. Мощность – до 345 м [262, 286].

В восточной части территории (Варандей-Адзвинская СФЗ) эйфельские отложения выделены в составе леккеягинской свиты (скважины 2-Варандейская, 13-Тобойская и др.) и представлены терригенными породами преимущественно глинистого состава: аргиллитами, глинистыми алевролитами и известковистыми разностями с прослоями алевролитов, кварцевых песчаников и глинистых известняков. В основании могут быть брекчии и конгломераты. Возраст установлен по остракодам, остаткам рыб и спорово-пыльцевому комплексу: *Aparchitellina agnes* (L. Eg.), *Birdsallella* aff. *latusa* L. Eg., *Cavellina explicata* L. Eg. и др. Мощность – 105–160 м [237, 286].

Живетский ярус (D_2^{zv}). Отложения залегают трансгрессивно на породах колвинской свиты и распространены только в Колвинской СФЗ. Разрез сложен терригенными породами: в нижней части преобладают песчаники с конгломератами в основании (вершорская пачка), в верхней – аргиллиты (ошорская свита). Песчаники светлые, коричнево-серые средне-крупнозернистые кварцевые, аргиллиты коричневатые-серые алевритовые. Встречаются остатки рыб, углефицированный растительный детрит, споры, пыльца. Воз-

раст установлен по комплексу миоспор старооскольского горизонта. Мощность – до 180 м.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Разрез представлен терригенными, терригенно-карбонатными и карбонатными породами. Локально присутствуют вулканогенные образования. Залегают трансгрессивно после значительного перерыва в осадконакоплении от рифея и ордовика до нижнего–среднего девона и размыва подстилающих толщ. Характерно разнообразие фаций: морских, лагунных, континентальных, как по площади, так и по разрезу, чем и объясняется обилие выделенных в регионе свит. В целом отложения представляют крупный трансгрессивно-регрессивный цикл, внутри которого выделяются более мелкие циклы. В разрезе выделены франский и фаменский ярусы, каждый из которых расчленен на три подъяруса, ряд горизонтов и свит.

Франский ярус (D_{3f}). Отложения широко распространены в пределах Печорской синеклизы и вскрыты всеми глубокими скважинами.

На о. Колгуев (Печороморская СФЗ) франские образования с размывом залегают на аргиллитах и алевролитах нижнего ордовика (скв. 202-Северо-Западная), на красноцветных песчаниках и алевролитах среднего ордовика (нибельской свите) – скважины 1-Бугринская и 4-Песчаноозерская и только в одной скв. 46-Песчаноозерская (восточное побережье острова) – на карбонатно-терригенной толще нижнего девона. Фации мелководно-морские (литоральные) и континентальные. Внутри разреза франского яруса отмечен крупный перерыв. В основании разреза (нижнефранский подъярус) отложения представлены грубыми терригенными, туфогенно-терригенными породами с покровами базальтов.

На севере и северо-востоке острова эта часть разреза содержит покров миндалекаменного базальта мощностью 30–75 м. В основании разреза здесь залегают средне- и крупнозернистые песчаники розовато- или зеленовато-серые кварцевого и полимиктового состава с рассеянными гальками, реже – прослой и пачки серо-зеленых аргиллитов и алевролитов. На севере о. Колгуев скв. 1-Западно-Песчаноозерская ниже базальтового покрова вскрыта мощная (более 600 м) толща сиренево-розовых, вишнево-бурых и серо-зеленых песчаников, гравелитов и конгломератов с отдельными валунами. В их составе преобладают основные эффузивы, слюдястые сланцы, кварциты, красноцветные породы, кварц. Встречаются кислые и средние эффузивы и гранитоиды. В цементе конгломератов, песчаников, алевролитов и в аргиллитах часто присутствует туфогенный материал. Из этой части разреза определены раннефранские конодонты: *Spathognathodus gradatus* (Lounghquist), *Hindeodella germana* Hels., а в прослоях аргиллитов и алевролитов в скв. 1-Бугринская – раннефранские растительные остатки, рыбы и комплекс миоспор: *Gigophyton gilkinefi* Lecl, *Archaeopteris acuta* Tschirk., *Svalbardia* sp., *Asterolepis* sp., *Haplacanthus* cf. *ehrmannensis*. Эта часть разреза на северо-западе острова (скв. 202-Северо-Западная) заканчивается красноцветной каолинито-железистой (лимонит-

то-гематитовой) корой выветривания, на которой с размывом залегают отложения верхнего франа. Мощность (без вулканогенных пород) – от 10 до 600 м.

Верхнефранская часть разреза (ветласянский, сирачойский, евлановский, ливенский горизонты – лайская и инзырейская свиты) сложена преимущественно сероцветными аргиллитами, кварцевыми и полимиктовыми алевролитами и песчаниками с редкими прослоями водорослевых и глауконитовых известняков и доломитов. Встречаются фосфатизированные и лимонитизированные обломки фауны, неопределимые обломки брахиопод и конхострак. По определениям Т. Г. Обуховской [238], сотрудника Белорусского НИГРИ, в этой части разреза снизу вверх установлены пять комплексов миоспор.

5. Ливенский с обилием *Cristatisporites deliquescens* (Naum.) и зональной формой *Verrucosisporites livensis* Naum.

4. Верхи евлановского – ливенский с *Auroraspora* cf. *speciosa* (Naum.)

3. Евлановский (нижняя часть) с *Verrucosisporites evlanensis* (Naum.)

2. Сирачойский с *Verrucosisporites grumosus* (Naum.)

1. Ветласян – ранний сирачой с *Symbosporites vetlasjanicus* (Med.).

Мощность – 180–400 м. Общая мощность франских отложений на о. Колгуев варьирует от 200 до 1000 м [67, 161, 165, 238, 240, 83, 129, 179].

К востоку от о. Колгуев в Печороморской СФЗ наблюдается омоложение базальной части разреза, смена литолого-фациальной обстановки и состава осадков. Яранско-дзьерские отложения на большей части территории отсутствуют, а вышележащая часть разреза представлена в полном объеме, и по материалам вновь пробуренных в последние годы морских скважин (1-Дресвянская, 1-Паханчская, 5-Приразломная, 1–4-Медынская-море и др.), фиксируется постепенная смена режима осадконакопления от лагунно-морского терригенного к терригенно-карбонатному – карбонатно-рифогенному. В их составе появляются мелководно-шельфовые фации. В скв. 1-Паханчская на известняках верхнего силура залегают карбонатно-глинистая пачка нижнего – среднего франа (тиманский – саргаевский горизонты) мощностью 34 м. Выше, в доманиково-сирачойской части разреза (серчейюсская и лайская свиты) преобладают известняки с прослоями кремнистых мергелей и аргиллитов, мощность – 80 м. Из этой части разреза в керне скв. Медынская-море-2 определены брахиоподы доманика (верхов среднего франа): *Stropheodonta* cf. *gassanovae* Ljasch., *Spinatrypa* cf. *semilukiana* Ljasch., *Stenometopohynchus* cf. *paviovi* (Mufke). Мощность 130–170 м. Верхи разреза (евлановско-ливенский горизонты, инзырейская свита) сложены терригенно-карбонатной толщей [266, 129]. Преобладают известняки, аргиллиты, алевролиты, реже песчаники. Мощность – 128–250 м. Общая мощность франских отложений в восточной части Печороморской СФЗ – 240–420 м.

На площади Медынская-море в ряде скважин вскрыт рифогенный массив мощностью 170 м, который формировался с позднего доманика по ранне-евлановское время. Известняки плотные массивные водорослевого строения

фенестровой и биогермной структуры, содержат редкие строматолиты, остракоды и брахиоподы.

В пределах материковой части Печорской синеклизы в Малоземельской и Шапкина-Юрьяхинской СФЗ разрез франа, так же как и на о. Колгуев, представлен терригенными породами (скв. 1-Южно-Сенгейская, 1-Нарьян-Мар, 1-Аноргаяхская, 41-Коровинская, 8-Кумжинская и др.).

Франские отложения залегают с размывом на верхнесилурийских, среднедевонских и рифейских образованиях. Яранско-джьерская часть разреза в Малоземельской СФЗ отсутствует. Разрез начинается здесь с верхней части тиманского горизонта.

В Шапкина-Юрьяхинской СФЗ яранско-джьерские отложения установлены на отдельных участках (ронаельская и среднешапкинская свиты) и представлены полимиктовыми песчаниками с прослоями зеленых, красно-бурых и пестроцветных гравелитов и конгломератов, алевролитов, аргиллитов. Мощность – до 740 м.

Вышележащая часть франского яруса в этих СФЗ представлена в низах пестроцветными песчаниками, алевролитами, аргиллитами тиманского горизонта (нижняя подсвита малоземельской свиты). В средней части (саргаевский–сирачойский горизонты – верхняя подсвита малоземельской свиты, оксинская свита и сероцветная толща): глины, алевролиты, песчаники с прослоями и линзами известняков, иногда с включениями фосфатов, глауконита, сидерита и бобовых железняков. Вверху – евлановский и ливенский горизонты (ухтинская свита): пестроцветные глины, алевролиты, песчаники; реже известняки, доломиты, ангидриты. Возраст установлен по спорово-пыльцевым комплексам. Мощность – 340–790 м. Общая мощность франских отложений на этом участке 380–1530 м [262].

На территории Колвинской СФЗ разрез франского яруса представлен в полном объеме. Отложения залегают трансгрессивно: в северной части (скв. 1-Носовая) – на сланцах рифея, южнее – на породах среднего девона (скв. 2-Хыльчуя). В нижней части (яранский–джьерский и нижняя половина тиманского горизонтов) вскрыты гравелиты, песчаники, пестроцветные алевролиты и аргиллиты с примесью туфогенного материала (хыльчюуская свита), а выше (верхи тиманского–саргаевский горизонты) – аргиллиты с прослоями алевролитов, песчаников, реже известняков, иногда с обилием харовых водорослей (ярейюская свита). Мощность этой терригенной части разреза – 200–380 м.

В восточной части Колвинской СФЗ, захватывая территорию Хорейверской СФЗ, тиманско-саргаевская часть разреза сложена мелководно-морской глинисто-карбонатной толщей (известняки, мергели, реже аргиллиты и доломиты), мощность которой не превышает 100 м. Вышележащая часть разреза (доманиковский–ливенский горизонты) в Колвинской и Хорейверской СФЗ представлена мелководно-морской полифациальной толщей глинисто-карбонатного состава, особенности строения которой связаны с началом рифообразования в регионе. На краю карбонатного шельфа, в зоне перехода к глубоководной части морского бассейна формировались рифогенные тела и цепочки биогермов, участками возникали барьерные рифы и карбонатные массивы. Цепочка доманиковых рифов пересекала Колвинский вал на Ярейюской и

Хыльчюуской площадях, поворачивала к северу на Нямюрхитскую площадь (нижнее течение р. Чёрная) и оттуда в юго-восточном направлении уходила за пределы листа [19, 165, 167, 83, 236, 129]. На площади кроме рифогенных фаций выделяются еще слоистые «зарифовые» толщи и маломощные пачки относительно глубоководных отложений – впадин с некомпенсированным осадконакоплением (доманикитов). Разрез сложен фациально замещающими друг друга по площади и во времени пачками органогенных известняков с прослоями вторичных доломитов (до 200–300 м) и доманикоидных глинисто-кремнисто-известковистых пород, насыщенных сапропелевой органикой (10–80 м). Доманиковые фации (доманиковая свита) представлены кремнисто-известковистыми аргиллитами, фтанитами и мергелями темно-серыми до черного цвета с комплексом спикул губок и мелкой тонкостенной ракуши, характерной для более глубоководно-морского, застойно-впадинного режима. Встречаются прослой глинистых темно-серых известняков с брахиоподами. Все породы этого комплекса обогащены сапропелевым органическим веществом (ОВ) и являются нефтематеринскими. Мощность этой части разреза – 220–380 м. Общая мощность франских отложений Колвинской-Хорейверской СФЗ – 360–900 м.

На акваториальном продолжении Колвинской и Хорейверской СФЗ в последние годы пробурены две скважины: 1-Дресвянская (Колвинская СФЗ) и 1-Паханческая (Хорейверская СФЗ). Мощность всего разреза франских отложений в 1-Паханческой скважине – 250 м. В Варандей-Адзьвинской СФЗ яранско-дзьерские образования отсутствуют.

Отложения тиманского и саргаевского горизонтов имеют в основном терригенный состав, залегают с размывом на породах среднего девона. В нижней части они представлены чередованием песчаников, алевролитов, аргиллитов, мергелей (оленьинская свита), выше преобладают аргиллиты, сокращается количество песчаников, появляются прослой известняков (сedyгинская свита). Верхи разреза сложены собственно рифогенным комплексом. На площади распространены, по крайней мере, четыре крупных рифовых массива мощностью 100–400 м (Варандейский, Наульский, Сedyгинский, Медынская-море). Мощность – 430–590 м [129].

На акватории Печорского моря, в Варандей-Адзьвинской СФЗ франские отложения вскрыты тремя глубокими скважинами: две на площади Медынская-море (1 и 2) и одна на Приразломной площади – 5-Приразломная. Последняя охарактеризована только шламом и ГИС.

В основании разреза на площади Медынская-море залегает карбонатно-глинистая пачка нижнего–среднего франа (тиманский–саргаевский горизонт) мощностью 80–145 м. Выше, в доманиково-сирачойской части разреза (средний–верхний фран) преобладают известняки с прослоями кремнистых мергелей и аргиллитов. Присутствуют рифогенные образования. Мощность – 130–170 м. Верхи разреза (евлановско-ливенский горизонт) сложены терригенно-карбонатной толщей. Преобладают известняки, аргиллиты, алевролиты, реже песчаники. Мощность – 105–135 м. Общая мощность франских отложений на площади Медынская-море – 350–420 м.

По материалам глубокого бурения на площади Медынская-море установлено присутствие карбонатного (рифового) массива, мощность которого –

около 170 м. В возрастном отношении массив формировался со второй половины доманикового времени и до середины евлановского (включительно).

Возраст нижнефранской–саргаевской части разреза определяется в основном по комплексам миоспор. Лишь на юго-востоке региона определены тиманские и саргаевские брахиоподы: *Uchtospirifer nalivkini* Lyasch., *Cupularostrum timanicus* Lyasch., *Semitoechia polita* Lyasch., «*Mucrospirifer*» *novosibiricus* (Toll), остракоды: *Cavellina devoniana* Eg., *Marginia tuberculata* Rozhd. и конодонты *Polygnathus asgmmetricus ovalis* Ziegl. et Klapp. и др.

Возраст доманикового горизонта (средний фран) обоснован наличием конодонт, соответствующих зоне *Anogrogoathus triangularis* и местной зоне *Polygnathus timanicus*. Среди брахиопод присутствуют типичные доманиковые (семилукские) формы: *Stropheodonta* cf. *gassanovae* Lyasch., *Spinatrypa* cf. *semilukiana* Lyasch., *Stenometoporphynchus* cf. *paviovi* (Mufke). В известняках определены среднефранские кораллы *Alveolites suborbicularis* Lam., *Thecostegites* aff. *bouchardi* Lec., *Aulopora* sp.

Ветлосьянская фауна представлена конодонтами, остракодами, брахиоподами. По конодонтам горизонт соответствует зоне *Palmatolopis gigas*., по остракодам – зоне *Natomoprimitia aplendena*–*Schweyezina normalis*.

Возраст сирачойского горизонта установлен по остракодам *Herrmannina* sp., *Shweyezina normalis* Saar., *Bicornallina bolchovitinae* Saar. и др.

Для евлановского и ливенского горизонтов характерны брахиоподы: *Theodossia* ex gr. *livnensis* Nal., остракоды *Evlanella ljaschenkoi* Eg., *Lipaella polhvoii* Eg., *Beloruscina tchigovae* Dem., и др.

В целом мощность франских отложений в Печорской СФО варьирует в пределах 360–1530 м [165, 237, 262, 286].

Ф а м е н с к и й я р у с (D₃fm). Отложения установлены на всей территории Печорской СФО, на франских образованиях залегают согласно, за исключением крайних западных разрезов Малоземельской СФЗ. Верхи разреза по всей площади, кроме Варандей-Адзъвинской СФЗ, размыты в поздневизейское время. Мощность отложений варьирует от 90 м (скв. 1-Южно-Сенгейская) до 700 м в районе Хайпудырской губы. Разрез разделяется на три подъяруса и ряд горизонтов.

В Малоземельской и Шапкина-Юрьяхинской СФЗ разрез имеет терригенный и терригенно-карбонатный состав. Содержание карбонатных пород растет в восточном направлении (фации преимущественно морского мелководья). В западной части на Седуяхинской и Южно-Сенгейской площадях (скважины 19, 21, 58-Седуяха и 1-Южно-Сенгейская) преобладают песчаники, алевролиты, глины с прослоями детритовых и оолитовых известняков, а также с включениями гипса и железистых оолитовых пород. Характерна пестроцветная окраска пород. Присутствуют остатки брахиопод, фораминифер, остракод, растительный детрит (пылемецкая свита–задонский, елецкий горизонты). На границе с франскими образованиями и внутри разреза отмечаются перерывы. На остальной территории (скважины 41-Коровинская, 8-Кумжинская, 1-Восточно-Василковская и др.) в основании разреза (низы задонского горизонта) – переслаивание мергелей, глин, аргиллитов с прослоями известняков. Выше (верхи задонского, елецкий горизонты) – известняки доломитизированные, глинистые, с прослоями мергелей, глин. В средней ча-

сти (усть-печорская свита – усть-печорский горизонт) – известняки доломитизированные, часто водорослевые с прослоями мергелей, алевролитов, глин, песчаников. В верхней части разреза выделены известняки детритовые, водорослевые с прослоями глинистых разностей, глин и песчаников (зеленецкий горизонт – южно-юрьяхинская свита). Общая мощность – 90–640 м.

В восточных районах Печорской синеклизы в составе фаменского яруса преобладают карбонатные породы, в основном известняки.

Начиная с Колвинской СФЗ, на площади продолжает формироваться глинисто-карбонатный рифогенный комплекс. Карбонатная лекхарьягинская свита, относящаяся к задонскому и елецкому горизонтам нижнего фамена, прослеживается во всех разрезах от севера Колвинского мегавала до севера Варандей-Адзввинской зоны. Свита сложена известняками с прослоями мергелей и аргиллитов в основании разреза. В средней части (усть-печорский горизонт) – известняки доломитизированные с прослоями аргиллитов и мергелей. Мощность – 420–920 м.

В Хорейверской СФЗ (скважины 10-Нямюрхитская, 1-Садааягинская, 1-Паханческая, 9-Варкнавтская, 20-Оленья и др.) фаменские отложения представлены неоднородной толщей глинисто-карбонатных и карбонатных пород.

Задонская часть разреза, сложенная преимущественно аргиллитами и мергелями, и залегающая выше елецкая, представленная известняками водорослевыми и доломитами, развиты локально, лишь на западе зоны. На границе с Варандей-Адзввинской СФЗ они замещаются верхами кочмесской свиты: битуминозными (рифогенными?) известняками верхнекочмесской подсвиты, которая перекрывается сарембойской свитой (усть-печорский горизонт), сложенной мергелями с прослоями известняков, алевролитов, аргиллитов. Отложения елецкого и усть-печорского горизонтов по всей площади Хорейверской СФЗ согласно перекрываются породами неабтенатской толщи – джеболского надгоризонта (зеленецкий–нюмылгский горизонты). На западе эта толща сложена доломитами и глинами, а на востоке – известняками, доломитами и ангидритами. Мощность – 500–750 м.

В Варандей-Адзввинской СФЗ на материке (скважины 2-Варандей, 2-Медынская, 25-Торавей, 13-Тобойская и др.) весь разрез практически сложен карбонатными породами, мощность – от 450 м на севере до 1220 м на юге.

В юго-восточной части Печорского моря фаменские отложения вскрыты четырьмя скважинами: 5-Приразломная (по шламу и каротажу) и тремя скважинами на площади Медынская-море 2 (1, 2 и 4).

Отложения присутствуют здесь в составе трех подъярусов, относятся к мелководно-шельфовым карбонатным и карбонатно-глинистым литофациям. От франского яруса отличаются выдержанностью литологического состава на больших расстояниях.

Нижнефаменские отложения (задонский и елецкий горизонты) имеют карбонатный состав и объединены в лекхарьягинскую свиту. Сложены серыми известняками микрокристаллическими или микрогустковыми и микрокомковатыми с остатками брахиопод, остракод, водорослей. Мощность – 135–156 м.

Среднефаменская (усть-печорская) часть разреза представлена чередованием глинисто-карбонатных и карбонатных пачек. Мощность – 172–180 м.

Верхнефаменские отложения (джеболский надгоризонт) представлены карбонатными породами: известняками и доломитизированными известняками мелководно-морских фаций с карбонатно-глинистыми породами в основании. Возраст определен по фораминиферам, остракодам, брахиоподам. Мощность – 161–171 м. Общая мощность фамена на пл. Медынская-море 2 – 470–510 м.

Возраст нижнефаменской части разреза установлен по задонско-елецким остракодам: *Buredia* cf. *zadonica* Pol, *Serenida carinata* Pol, *Ochescopha* aff. *baschkirica* (Tschig.), брахиоподам: *Cyrtospirifer asiaticus* Brick., *C. senselinae* Sart., конодонтам: *Palmatolepis glabra* Ubr. et Bassl. и комплексам миоспор. Среднефаменский – по брахиоподам: *Sinotectirostrum pulchra* (Nef), *Cyrtospirifer lebedianicus* Nal., *Petshorospirifer* ex gr. *tarandrus* (Nal.), остракодам: *Phlyctiscapha lebedianica* Tschig., *Hormmannina fomeniena* Schovtsov и др., а также по спорово-пыльцевым комплексам. Верхнефаменский уровень охарактеризован фораминиферами *Quasiendothyra communis* (Raus.) и остракодами: *Aparchites* gr. *alymmotricus* Tschig., *Somichatovella aubchangulovensis* Tschig. и др. [114, 165, 237, 262, 286].

Нерасчлененные отложения верхнего отдела девона (D₃) выделены вдоль Коротаихинской впадины, в пределах Вашуткина-Талотинской надвиговой зоны. Они протягиваются в виде полосы протяженностью более 120 км от юго-восточного угла листа R-40 на северо-запад через острова Малый и Большой Зеленец, Долгий, Матвеев. К восточной рамке нашего листа подведены два подразделения позднедевонского возраста, каждое из которых представлено объединенным литокомплексом ряда свит. Разрез представляет собой трансгрессивно-регрессивный цикл, сложенный в основном известняками от пелитоморфно-тонкодетритовых в нижней части до мелко-среднедетритовых в верхах. Фации – от низкодинамичного морского мелководья закрытого шельфа к высокодинамичному мелководью [69]. Максимуму регрессии в конце цикла соответствовал размыв.

Франские отложения, судя по разрезам, расположенным в Коротаихинской СФЗ за пределами листа, представлены терригенно-карбонатной толщей, сложенной известняками, доломитами, глинистыми сланцами с прослоями песчаников и алевролитов в основании. Учитывая материалы смежного листа [54], предполагается, что на нашей территории в Коротаихинской впадине в разрезе палеозоя отсутствуют средне- и иногда нижнедевонские отложения, а франские слои залегают со стратиграфическим несогласием на подстилающих породах нижнего девона и верхнего силура. Отложения датированы находками франских конодонтов: *Polygnathus pollocki* Druce. Мощность – 500–650 м [237, 283, 286].

Фаменские отложения в Коротаихинской СФЗ обнажаются на островах Малый и Большой Зеленец, Долгий, Матвеев в юго-восточной части Печорского моря, а также на северо-восточном берегу Хайпудырской губы (обнажения в нижнем течении р. Талата и на Синькином Носу). На франских образованиях они залегают согласно. Разрез представлен известняками и доломитами с линзами и прослоями белых, серых и черных кремней. Возраст определен по брахиоподам *Cyrtospirifer archiaci* Vern., *C. brody* Vern., *C. lebedianicus* Nal., *Productella herminae* Frech., *Liorhynchus ursus* Nal., *Camarotoechia*

griasisca Nal. и др., фораминиферам *Bisphaera minima* Lip., *B. malevkensis* Bir., *Quasiendotyra communis* Raus., *Q. kobeitusana* Raus. и др., кораллам (ругозам) *Caninia cornucopide* Mich., *Diphophyllum* aff. *concinium* Lonsd., *Tabulophyllum biaxis* Dobr. и др., (табулятам) *Multisolenia* sp., *Squameofavosites fungites* (Sok.) и др., конодонтам позднего фамена *Polygnathus experplexus* Sandberg et Ziegler, *P. communis shangmiaobeiensis* Qin, Zhao et Ji, *Bispathodus bipathodus* Ziegler. Мощность – 400–630 м [237, 283, 286]. Общая мощность отложений – более 1200 м.

ВЕРХНИЙ ДЕВОН – НИЖНИЙ КАРБОН

Нерасчлененные отложения верхнего девона, фаменского яруса – нижнего карбона, турнейского яруса (D₃fm–C₁t) выделены по материалам бурения скважин на о. Колгуев [161, 237]. Они представлены мелководно-морскими, лагунно-морскими и лагунно-континентальными фациями. На породах франа залегают согласно. Внутри отмечаются перерывы. Большая часть разреза на площади острова отсутствует – уничтожена поздневизейским размывом.

Фаменская часть толщи в наиболее полных разрезах (скважины 8-Песчаноозерская, 202-Северо-Западная) подразделяется на два трансгрессивно-регрессивных цикла, соответствующих нижнему и объединенным среднему–верхнему подъярусам. Нижние части циклов сложены преимущественно известняками. В верхних частях преобладают лагунно-морские и континентальные терригенные породы. В кровле толщи фиксируется железистая кора выветривания. Нижнефаменские буровато-серые известняки (зандонский горизонт) представлены в разной степени доломитизированными водорослевыми и онколитовыми разностями; содержат глауконит, пирит, ангидрит, барит. В них присутствуют остатки брахиопод, иглокожих, раннефаменских фораминифер: *Bisphaera irregularis* Bir., *B. gigantea* Con. et Lys., *B. malevkensis* Bir., харовых водорослей: *Umbella globula* Reitl, *U. regularis* Skr., *Quasiumbella rotunda* Вук., *Q. nana* (Reitl), *Pseudoumbella donbassica* Ver. и др. Верхняя часть нижнефаменского цикла (елецкий горизонт) сложена пестроцветными кварцевыми, реже полевошпатово-кварцевыми песчаниками и алевролитами, аргиллитами, реже известняками и доломитами с прослоями лимонитовых и лептохлоритовых оолитовых разностей. Встречаются остатки брахиопод, рыб и раннефаменские миоспоры. Возраст определяют два комплекса миоспор: верхний, лебедянско-оптуховский и нижний (петриковский) [67, 161]. Средне-верхнефаменские известняки (усть-печорский – нижняя часть зеленецкого горизонта), преобладающие в низах второго цикла, – водорослевые и мшанково-криноидные, часто с прослоями мергелей. Они содержат средне-позднефаменский комплекс фораминифер: *Septaglomospiranella nana* Reitl, *S. ramanica* Lip., *Septatuornayella rauserae* Lip., *Tuournayella discoida* Dain., *Quasiendothyra communis* (Raus.), *Q. ex gr. konensis* Leba., *Q. kobeitusana* (Raus.). Здесь же определен позднефаменский комплекс миоспор. Верхние верхнефаменского подъяруса (верхняя часть зеленецкого–нюмылгский горизонты) представлены терригенными породами: темно-серыми аргилли-

тами и глинами с прослоями розовых, зеленовато-серых и белых кварцевых песчаников и алевролитов. Самые верхи разреза сложены красноцветными аргиллитами, переходящими в красно-коричневые до сине-черных гематитовые породы (железистую кору выветривания). Серые глинистые прослои содержат миоспоры самых верхов фамена (заволжские слои) *Retispora lepidophyta* (Kedo). Мощность фаменской части подразделения – 50–340 м.

Каменноугольные слои начинаются с карбонатно-терригенной пачки лагунно-континентальных пестроцветных пород (20 м) с раннетурнейскими (гумеровскими) миоспорами: *Vallatisporites pusillites* (Kedo) *Dolby et Neves* и *Verrucosiporites gobbettii* (Pleford), залегающей с размывом на железистой коре выветривания. Вышележащая часть разреза, вскрытая только в скв. 1-Западно-Песчаноозерская, залегает с перерывом. Она представлена известняками, реже доломитами с прослоями кварцевых песчаников, алевролитов, аргиллитов серого, темно-серого до черного цветов. Породы содержат пирит, обогащены органическим веществом. В известняках найдены поздне-турнейские (черепетский горизонт) фораминиферы: *Chernyshinella glomiformis* Lip., *Ch. (Rectochernyshinella) mirabilis* (Lip.). Мощность – 20–120 м. Общая мощность фаменско-турнейских отложений о. Колгуев – 50–460 м.

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА

Каменноугольные отложения залегают на девонских слоях обычно с размывом. Величина перерыва различна: от незначительной до размыва всего турне и верхнего подъяруса фамена. Карбон вскрыт всеми глубокими скважинами, но на поверхность выходит только в Коротайхинской СФЗ, где согласно перекрывает слои верхнего девона. Присутствуют мелководноморские, лагунные и реже лагунно-континентальные фации.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Юрьяхинская и покчинская свиты объединенные ($C_{1jr}+pk$) практически на всей площади Печорской СФО (кроме Коротайхинской и Печороморской СФЗ) соответствуют турнейскому ярусу [262].

Залегают со стратиграфическим несогласием. Величина перерыва различна. На Малоземельской и Шапкина-Юрьяхинской СФЗ он практически отсутствует. В Хорейверской СФЗ (на Большеземельском валу) размыты породы гумеровского горизонта. На площади Колвинской СФЗ размыв в поздневизейское время достигает среднефаменских отложений. На Варандей-Адзьвинской площади можно предполагать его отсутствие. В низах разреза здесь четко прослеживается реперная пачка карбонатно-глинистых пород (5–10 м) с фораминиферами раннего турне [84]. Основная часть разреза сложена известняками серыми, буровато-серыми органогенными, мелко- и разнокристаллическими, в разной степени доломитизированными, участками – окремненными, с прослоями аргиллитов, алевролитов, кварцевых песчаников, иногда с включениями ангидрита.

Отложения морского мелководья в северо-восточном направлении (Варандей-Адзвьинская СФЗ) замещаются отложениями открытой части шельфа: снижается примесь терригенного материала, исчезает ангидрит. В основании разреза установлены малевско-черепетские фораминиферы: *Chernyshinella* (*Chernyskinella*) *tumbosa* Lip., *Ch. disputabilis* Dain., а в верхах – позднетурнейский (кизеловский) комплекс миоспор. Мощность – от 0 до 140 м, на большей части площади – 50–80 м [237, 262, 286, 238, 84].

Визейский и серпуховский ярусы, объединенные (C_{1v}+s). Отложения распространены по всей территории СФО, залегают с перерывом на размытых породах верхнего турне или среднего фамена. В Печороморской СФЗ они вскрыты всеми скважинами на о. Колгуев, а также морскими скважинами: 1-Северо-Гуляевская, 1 и 5-Приразломные, 1, 2, 3 и 4-Медынская-море, 1-Варандей-море, 1-Южно-Долгинская.

На о. Колгуев визейско-серпуховские отложения залегают на фаменских образованиях. Только в одной скважине (1-Западно-Песчаноозерская), расположенной на северо-востоке острова, присутствует нижневизейская часть разреза (кожимский надгоризонт). Разрез составлен по данным керна, шлама, ГИС и спорово-пыльцевым комплексам, сложен в нижней части пестрыми слабоуплотненными гравелитами, песчаниками, углистыми аргиллитами (20 м) с прослоями карбонатных пород в верхней части [183]. Мощность – 100 м. Отложения формировались в прибрежно-морских и лагунно-континентальных условиях с развитием русловых и дельтовых фаций [287].

В остальных скважинах на о. Колгуев разрез начинается с верхневизейских (окских) отложений, представленных светлыми органогенными фораминиферово-криноидными известняками и буровато-серыми, коричневыми доломитами с прослоями белого ангидрита и темно-серых аргиллитов, обогащенных органическим веществом. В нижней части разреза присутствуют прослои красноцветных и пестроцветных пород смешанного терригенно-карбонатного состава с обилием морской фауны. Возраст определен по брахиоподам *Gigantoproductus* ex gr. *moderatus* Schw., *G. latixpansus* Sar., *Striatifera striata* Fisch. (позднее визе) и по фораминиферам *Pseudoendothyra struvei* Moeller, Ps. cf. *subpressa* Schlijck, *Archaeodiscus krestovnikovi* Raus., *A. karreri* Brody, *Endothyranopsis intermedia* Raus. и др. (алексинский горизонт); массовые *Globoendothyra*, *Neoarchaeodiscus rugosus* Raus., *Asteroarchaeodiscus* cf. *ovoides* Raus. и др. (михайловский горизонт) и различные *Eostafella* (*E. ikensis* Viss., *E. parastruvei* Raus. и др.) – веневский горизонт. Мощность – 20–200 м.

Отложения серпуховского яруса без перерыва залегают на визейских доломитах. Представлены в основном нижним подъярусом (тарусский и стешевский горизонты). Только в скв. 46-Песчаноозерская установлено присутствие (10 м) протвинских известняков. В разрезе преобладают белые, голубовато-серые и розовые ангидриты и темно-бурые доломиты с целестином. Встречаются прослои карбонатных брекчий, голубовато-зеленых аргиллитов и розовато-бурых и голубоватых кварцевых алевролитов и песчаников с ангидритовым цементом. Возраст определен по фораминиферам: *Mikhailovella gracilis* (Raus.), *Globivalvulina parva* Tchern., *G. moderata* Reitl. и др. (тарусский + стешевский горизонты). Для протвинского горизонта характерны

Omphalotis geniculata Gan., *O. minima* Raus. et Reitl, *Eostaffelina delicata* Ros., *E. paraprotvae* Raus., *E. proikensis* Rans. и др. Мощность – 30–150 м. Мощность всего подразделения – 150–250 м [161, 238, 239, 240].

К востоку от о. Колгуев на площади Печороморской СФЗ состав пород меняется слабо, мощности возрастают от 153 до 520 м. Мощности возрастают за счет увеличения полноты разреза и роста мощностей отдельных составляющих. Нижневизейские отложения (кожимский надгоризонт) (скв. 1-Приразломная, Варандей-море-1 и 2, Медынская-море-2) представлены темно-серыми, черными аргиллитами, аргиллитоподобными глинами с пиритом и углефицированными растительными остатками с прослоями светло-серых кварцевых алевролитов и песчаников, гравелитов и грубосортированных пиритизированных углисто-песчано-глинистых пород, углистых аргиллитов с линзами каменного угля и редкими прослоями известняков с морской фауной. Возраст этой части разреза по спорово-пыльцевым комплексам определен в интервале от косьвинского горизонта до бобриковского (включительно) [273]. Верхневизейские и серпуховские отложения аналогичны описанным на о. Колгуев. В Печороморской СФЗ мощности варьируют от 50–250 м на западе до 390–500 м на востоке [160, 260, 261, 183, 184, 273].

Визейские–серпуховские отложения на площади Большеземельской и Варандей-Адзвинской СФЗ залегают на турнейских с небольшим перерывом. Они представлены разнообразными известняками, реже доломитами, иногда с прослоями ангидритов. В основании визейского разреза залегают терригенная пачка кожимского надгоризонта (25–100 м). По возрасту и составу эти отложения коррелируются с терригенно-карбонатной и карбонатной объединенными толщами (C₁tr+c) Кортаихинской впадины, подводимыми к границе территории листа R-40 с востока [54].

Отложения серпуховского яруса в объеме нерасчлененных тарусского, стешевского, и протвинского горизонтов установлены на большей части описываемой территории. Мощность их изменяется от 270 м на востоке до полного выклинивания на западе. Разрез сложен доломитами и ангидритами. Постоянно присутствуют отложения верхнего серпуховского горизонта – протвинского, мощность которого варьирует в пределах 17–105 м.

К северо-западу от Хайпудырской губы ангидриты исчезают, появляется мощная толща известняков и доломитов. Из нижней части серпуховского яруса определены фораминиферы: *Neoarchaediscus postrugosus* (Reitl), *Palaetextularia* ex gr. *longiseptata* Lip. и др., характерные для этого возраста. Верхи разреза, сложенные известняками, содержат протвинские фораминиферы: *Pseudoendothyra timanica* (Raus.), *P. variabilis* (Raus.), *Asteroarchaediscus subbaschkiricus* Reitl., *Eostaffellina paraprotvae* Raus. и др.

На северо-востоке Варандей-Адзвинской СФЗ и субаквальной ее части ангидриты практически исчезают и появляются мощные толщи известняков и доломитов. Фауны морские, прибрежные, участками лагунные.

Верхневизейский разрез (скв. 4-Медынская-море 2) сложен в основном известняками с многочисленными остатками морской фауны. Преобладают детритовые разности (пакстоуны, грейстоуны и рудстоуны) криноидно-фораминиферовые, криноидно-брахиоподовые с обломками багряных и мутовчатых водорослей. Встречаются биогермные разности, сложенные строматолити-

товыми водорослями, реже кораллово-водорослевые, оолитово-калькарени-
товые известняки и брахиоподовые ракушняки. Присутствуют прослой тем-
но-серых и зеленовато-серых мергелей, буро-серых доломитов и аргиллитов,
отмечаются почти черные углеродистые разности. Изредка встречаются мил-
лиметровые слои черных углеродистых глин, карбоната и кремнистого ма-
териала – субдоманикиты – домериты? В кровле разреза фиксируется
12-метровое биогермное образование – строматолитовый биостром, выпол-
ненный белым раскристаллизованным кальцитом, участками – ангидритом.
Текстура – горизонтальная волнообразная, субпараллельная. Фиксируется
регрессивный характер в развитии бассейна в конце визейского времени.
Мощность – 46,5 м.

Нижнесерпуховская часть разреза (тарусский–стешевский горизонты) в
скв. 4-Медынская-море 2 сложена толщей серых и буровато-серых известня-
ков в разной степени доломитизированных с включениями черных кремней и
с обилием различных брекчий: седиментационных, тектонических, реже –
конгломерато-брекчий, с редкими прослоями глинистых известняков, глин,
аргиллитов. Характерно присутствие маломощных прослоев и гнезд голубо-
вато-зеленых глин, характерных для серпуховских отложений на о. Колгуев
[183]. В верхах в маломощных прослоях глинистого известняка наблюдается
обилие детрита криноидей, мшанок, брахиопод, остракод, морских ежей и
фораминифер плохой сохранности. Появляются багряные водоросли и корал-
лы. Комплекс фораминифер определен А. И. Николаевым как верхнее визе-
серпухов: *Permodiscus* sp., *Endothyranopsis*(?) sp., *Neoarchaediscus* sp., (C₁V₃–
C₁S₁ sp., *Endothyra* ex gr. *similis* (Raus. et Reitl.), *Archaediscus* cf. *velgurensis*
(Grozd. et Leb.), *Globoendothyra* cf. *globulus* (Eichw.), *Haplophragmollidae*
(А. И. Николаев), *Asteroarchaediscus baschkiricus* (Krest. et Theod.) – C₁V₃–C₁S.
Л. А. Фефиловой из этой же части разреза определен палинологический ком-
плекс раннесерпуховского возраста [185]. Мощности – более 34,5 м.

Верхнесерпуховская часть разреза (протвинский горизонт) сложена в ос-
новном известняками тонкодетритовыми, водорослевыми с фораминифера-
ми, кораллами, криноидеями и обломками багряных водорослей. Часто
встречаются губки (хететиды), по мнению О. Л. Косовой, весьма характерные
для протвинских отложений. В известняках тонкие прослой и линзы темно-
серых, темно-бурых и почти черных (углеродистых), а также голубовато-
серых глин и аргиллитов. Присутствуют желваки и линзы серого кремня.
Морская фауна разнообразна: брахиоподы, кораллы, фораминиферы, губки,
ракушняк двустворок. В верхах обилие обломков багряных водорослей. Ком-
плекс фауны в основном поздневизейского–серпуховского возраста, к верхам
начинают появляться протвинские и башкирские формы. Фораминиферы *An-
toninae* (Grozd. et Leb.), *Omphalotis* sp., *Pseudoendothyra* cf. *parasphaerica*
Reitl., *Asteroarchaediscus baschkiricus* (Krest. et Theod.), *Biseriella* sp., *Neoar-
chaediscus timanicus* (Reitl.) и др. Брахиоподы: *Antiquatonia* ex gr. *hindi*
M. – W., *Chaoiella* ex gr. *Gruenwaldti* Krot. и др. Кораллы *Caninophyllum patu-
lum* Tom., *Protodurhamina karenebgensis* (Gorsky). Мощности – 71,5 м.

Из самых верхов разреза протвинского горизонта Л. А. Фефиловой впер-
вые был выделен богатый комплекс миоспор, отнесенный к верхам серпухов-
ского–низам башкирского ярусов: *Sporonites unionus* (Horst) Dybova et Jach.,

Torispora undulata Dybova Jach., *T. speciosa* Dybova et Jach., *Tetraporina horologia* (Staplin) Playford, *Acantotriletes* cf. *trichaeanthus* (Luber) и др. [185]. Мощность визейско-серпуховских отложений с запада на восток увеличивается от 100–250 м до 660 м [159, 237, 262, 286, 185].

Терригенно-карбонатная и карбонатная толщи объединенные (C_{1tr+c}) условно выделены вдоль юго-западного борта Коротаихинской впадины как продолжение выходов, закартированных на листе R-41 [54].

Терригенно-карбонатная толща в стратотипическом разрезе Варандей-Адзвинского района (15–81 м) сложена дельтовыми и прибрежно-морскими осадками: глинами, песчаниками и алевролитами с прослоями известняков. В Коротаихинской впадине количество известняков и их роль возрастают, и мощность толщи увеличивается до 250 м. В породах присутствуют фораминиферы зоны *Eoparastaffella simplex* – *Eoendothyranopsis donica* и брахиоподы *Gigantoproductus tulensis* (Bolk), *G. ex gr. mirus* (Freks). Возраст определен по фораминиферам: *Brunsia sigmondalis* Raus., *B. spirillinoides* (Grozdn. et Leb.), *Dainella staffoides varmaga* Brazhn. и косвинско-бобриковскому спорово-пыльцевому комплексу. Предполагается, что толща с размывом залегает на подстилающем литокомплексе.

Карбонатная толща [262] в Коротаихинской СФПЗ территории соседнего листа R-41 представлена преимущественно водорослевыми, брахиоподово-детритовыми, нередко доломитизированными известняками и доломитами (100–390 м). Толща содержит комплекс верхневизейских (окских) фораминифер: *Earlandia vilgaris* (Raus. et Reitl.), *Pseudoendothyra candida* Ian., *P. struvei* (Moell) и др. Возраст объединенного подразделения устанавливается по брахиоподам и фораминиферам как визейско-серпуховский. Общая мощность – до 800 м.

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Отложения среднего отдела в качестве самостоятельного подразделения – тобойской толщи (C_{2tb}) – выделены на карте в юго-западном борту Коротаихинской впадины на смежном листе R-41 и подведены к восточной границе нашего листа. Они представлены светло- и буровато-серыми детритовыми, преимущественно водорослевыми, органогенно-обломочными, доломитизированными, неравномерно глинистыми и окремненными, кое-где выщелоченными и пористыми битуминозными известняками. По комплексу органических остатков установлено присутствие башкирского и московского ярусов. На подстилающих нижнекаменноугольных слоях отложения толщи залегают согласно. Ее верхний контакт срезан взбросом северо-западного простирания. Мощность толщи – более 250 м.

СРЕДНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Тобойская и коровинская толщи объединенные ($C_{2-3tb+kr}$) среднего–верхнего отделов каменноугольной системы условно выделены на

севере юго-западного борта Коротаихинской впадины и широко распространены в Большеземельской и Варандей-Адзъвинской СФЗ. Тобойская толща охарактеризована выше. Разрез коровинской толщи (52–186 м) по скважинам представлен серыми и светло-серыми с буроватым оттенком органогенными и органогенно-детритовыми, мелкозернистыми, пористыми известняками с желваками и линзами кремня. Породы содержат фораминиферы позднего карбона. Севернее Коровинской губы, в бассейне р. Хыльчую, в верхней части разреза вскрыты рифогенные фации известняков, аналогичные нижнепермским.

На подстилающих серпуховских образованиях толщи залегают несогласно. Нижняя граница – скользящая, проходит внутри краснополянского горизонта раннего башкира. Локальный перерыв в осадконакоплении отмечается в раннемосковское время.

Среднекаменноугольный возраст нижней части объединенного подразделения определен по фораминиферам: *Ozawainella mosquensis* Raus., *O. paratingi* Man., *O. tingi* (Lee.), *Pseudostaffella paradoxa* Dutk., *Ps. antiqua* (Dutk.), *Fusulinella* ex gr. *bocki*; а также конодонтам: *Idiognathoides sulcatus* Higg. et Bouck., *I. obliquus* Koss. et Koz.

Позднекаменноугольный возраст определен по фораминиферам: *Protriticites pseudomontiparus*–*Obsoletes*–*Obsoletus*, *Pseudoendothyra* cf. *moelleri* (Ozaw.) *Ps.* cf. *timanica* (Raus.), *Fusulinella usvae* Dutk. и др. Мощность среднего карбона – до 200 м, верхнего карбона до 100 м; всего подразделения $C_{2-3}tb+kr$ – до 280 м [237, 283, 262, 286].

В Коротаихинской СФЗ средне-верхнекаменноугольные отложения представлены кремнисто-карбонатной толщей. На подстилающих образованиях они залегают со стратиграфическим несогласием. Толща сложена органогенными известняками с желваками и линзами кремней. По комплексу остатков фауны отложения можно отнести к башкирскому, московскому ярусам среднего карбона и к верхнему карбону [237, 283, 286, 69]. Мощность – до 270 м.

ВЕРХНИЙ ДЕВОН – ПРИУРАЛЬСКИЙ ОТДЕЛ ПЕРМИ

Сейсмокомплекс $III_2 - Ia$ (${}^S D_3 - P_1$). Подразделение такого объема показано только на разрезе в Печороморской СФЗ и объединяет отложения франского и фаменского ярусов верхнего девона, карбона, приуральского отдела перми до артинского яруса включительно. Литофациальный состав отложений описан при характеристике подразделений Печороморской СФЗ по скважинам. Мощность – 600–2000 м.

СРЕДНИЙ КАРБОН – ПРИУРАЛЬСКИЙ ОТДЕЛ ПЕРМИ

Средний карбон – пермь, приуральский отдел, ассельский – сакмарский ярусы ($C_2 - P_{1s}$). Нерасчлененные отложения этого возраста вскрыты в Печороморской СФЗ всеми глубокими скважинами. Они представлены башкирским и московским ярусами среднего отдела карбона, касимовским и гжельским ярусами верхнего отдела карбона и ассель-

ским–сакмарским ярусами нижней перми. В основании отмечен региональный раннебашкирский перерыв; частично размыты и подстилающие отложения. Локально наблюдается перерыв между средним и верхним карбоном.

В западной части Печороморской СФЗ (о. Колгуев) разрез среднего карбона начинается с подольского горизонта верхнемосковского подъяруса и только на северо-западе острова (скв. 202-Северо-Западная) – с каширского горизонта (нижнемосковский подъярус). Почти весь башкирский ярус и нижнемосковский подъярус на большей части о. Колгуев выпадают из разреза. В составе отложений среднего и верхнего карбона преобладают серые, белые органогенные известняки с редкими прослоями зеленовато-серых и темно-серых мергелей. Для пород характерна окремненность. В известняках среднего карбона отмечаются включения ангидрита, а породы верхнего карбона содержат глауконит. В самых верхах разреза карбона на северо-западе острова присутствуют рифогенные известняки. Возраст определен в основном по фораминиферам (фузулинидам). В среднекаменноугольной части выделен каширский горизонт с *Neostaffella subquadrata* (Grozd. et Leb), *N. vohgalica* (Sar.), *N. kremsi* (Raus.), *Protusulinella meridiana* Bensch, *Ozawainella mosquensis* Raus., *O. paratingi* Man и др.; подольский горизонт с *Parawedekindellina subovata* Saf, *P. kamensis* Saf, *Pseudostaffella* cf. *ivanovi* Raus. и др. и мячковский горизонт с *Fusulinella laxa* Sheng., *Wedekindellina excentrica* Roth, et Sc. и др. На границе с верхним карбоном вместе с последними *Wedekindellina* встречаются протритициды (*P. Pseudomontiparus* Put.). В нижней части верхнего карбона по конодонтам: *Streptognatodus exelsus* St. et Pl., *St. cancellosus* (Gummel.), *St. cf. gracilis* St. et Pl. установлено присутствие касимовского яруса. Отложения гжельского яруса охарактеризованы фузулинидами: в нижней части – *Pseudofusulinella prima* Sk. et Wild., *P. pulchra* Raus. et Bel, *P. aff. usvae* Dutk., и др.; в верхней – *Pseudofusulinella delicata* Sk. et Wild., *Schellwienia modesta* (Scherb.), *Sch. cognata* (Kon.), *Schwagerina lilia* (Kon.) и др. Мощность среднего карбона на о. Колгуев – 80–160 м, верхнего карбона 50–80 м.

Для ассельско-сакмарского времени выделяют три фациальные зоны [161, 239, 240]. На востоке о. Колгуев (скв. 3-Песчаноозерская) ассельско-сакмарские отложения представлены серыми, зеленовато-серыми глинистыми известняками и мергелями, пиритизированными, со следами оползания осадков. Породы представляют собой относительно глубоководные склоновые фации (сезымская свита). Фузулиниды здесь встречаются лишь в основании ассельского яруса: *Pseudofusulinella nana* Sem., *Ps. cf. bloshini* Korzh., *Daixina* cf. *tschernovi* Mukh., *Triticites arcticus* Schellw. Вместе с ними – комплекс мелких нодозариид, обычных для сезымской свиты: *Protonodosaria praecursor* Raus., *Nodosaria clavatooides* Raus., *N. bella* Lip., *N. parva* Lip. и др. Западнее располагается полоса рифов и продуктов их разрушения. Разрез представлен светлыми массивными биогермными известняками, сложенными разнообразными водорослями: зелеными, красными, сине-зелеными (среди них *Tubiphytes obscurus* Masl.), реже – мшанками (встречаются гидроидные образования – *Palaeoaplisina*), а также продуктами их разрушения – мелкообломочными брекчиями [162].

Рифовый комплекс охватывает ассельский, сакмарский ярусы (скв. 38-Песчаноозерская) и локально захватывает верхи верхнего карбона (скв. 1-Западно-Песчаноозерская) и низы артинского яруса нижней перми (скв. 202-Северо-Западная).

Третий тип разреза вскрыт на Таркской площади, в центре острова. Он характеризует «зарифовые» лагунные отложения и представлен светло-серыми, белыми ангидритами, темно-серыми глинистыми тонкослоистыми известняками с обилием мшанок и губок, часто доломитизированными с прослоями светло-бежевых доломитов. Синхронность этих отложений рифам подтверждается редкими находками фузулинид: *Schubertella sphaerica* Raus., *Sch. compacta* Sul., но в составе фораминифер доминируют нодозарииды: *Protonodosaria subcuboides* (Raus.), *Pr. subtenuis* (Grozd. et Leb.) и др. Во всем комплексе по многочисленным фузулинидам выделены нижняя половина асселя (зоны *Schwagerina ivanovi-Sh. nux*) и все зоны сакмара (*Eoparafusulina domesticus-E. pensus* и *Eoparafusulina praesubstricta*). Мощность варьирует от 50 до 250 м. Максимальная мощность – в зоне лагун, минимальная – в зоне развития отложений сезымской свиты (50–110 м). Общая мощность подразделения C_2-P_1s на о. Колгуев – 180–490 м [61, 162, 239, 240].

К востоку от о. Колгуев отложения C_2-P_1s , вскрытые рядом морских скважин, мало отличаются от вышеописанных. Существенным дополнением является появление в скв. 1-Северо-Гуляевская впервые фаунистически охарактеризованных известняков башкирского яруса среднего карбона (90 м). Возраст определен по фораминиферам: в нижней части – *Eostaffella korobcheevi* Raus. *E. postmosquensis acutiformis* Kir., *Eostaffellina subsphaerica* (Gan.), *E. paraprotvae* (Raus.), *Neoarchaediscus akchimensis* (Grozd. et Leb.), *Asteroarchaediscus baschkiricus* (Krest. et Treod.) и др.; в верхней – *Profusulinella tashliensis* Leb., *P. ex gr. prisca* (Deprat.), *Schubertella gracilis znensis* Raus., *Plectostaffella varvariensis* (Reitl.), *Pl. jakhensis* Reitl. и др. По данным этой же скважины впервые палеонтологически обосновано стратиграфическое несогласие между средним и верхним карбоном. Известняки с гжельскими фораминиферами: *Globivalvulina syzranica* Reitl., *Protonodosaria* aff. *subcuboides* (Raus.), *P. aff. subtenuis* (Grozd. et Leb.), *P. proceraformis* Gerke и конодонтами гжеля: *Streptognathodus* ex gr. *simulator* Ellison [238] без видимого несогласия перекрывают известняки с фауной мячковского горизонта среднего карбона [160, 261].

В Варандей-Адзвинской СФЗ и ее субаквально продолжении отложения среднего и верхнего карбона вскрыты всеми морскими скважинами на Приразломной, Варандей-море, Медынская-море и Северо- и Южно-Долгинских площадях. В их состав входят все ярусы и ряд горизонтов. Отмечаются локальные перерывы. Разрез сложен белыми, желтовато-серыми органогенными водорослевыми, фораминиферовыми, комковатыми, часто кремнистыми известняками и биокалькаренитами. Присутствуют прослой доломитов, доломитизированных известняков и глинистых пород. Характерен богатый и разнообразный комплекс морской фауны.

В основании среднего карбона отмечается региональный перерыв. Отсутствуют отложения запалтубинского, вознесенского и краснополянского (локально?) горизонтов башкирского яруса.

Интересен разрез среднего карбона на площади Медынская-море (скважины 2 и 4). В основании его скважины (при полном отборе керна) вскрыли крупный биогерм (риф?) мощностью 18,6 м, сложенный багряными водорослями (унгдареллами) и перекрывающие его отложения. Заложение этой структуры приходится, видимо, на начало позднебашкирского осадконакопления: северо-кельтменский и прикамский горизонты, охарактеризованные кораллами: *Profischerina riphaecum* (Gorsky) и фораминиферами: *Pseudostaffella antiqua* (Dutk.), *P. compoistaeformis*, *P. paracompressa* Saf., *P. ex gr. proozawai* Kir. и др. Далее разрез башкира полный, включая мелекесский горизонт, с фораминиферами *Eostaffella postmosquensis* Kir., *E. acuta* Grozd. et Leb., *Ozawainella angulata* (Col.), *O. vohgalica* Safon., *Staffelaeformis* ex gr. *bona* (Grozd. et Leb.), *Eoschubertella* ex gr. *paucixeptata*, *Profusulinella* sp. и др. и кораллами верхнего башкира: *Pseudokoninchophyllum vesiculosum* (Gorsky).

Биогерм каркасного типа сложен багряными водорослями, скрепленными корковыми образованиями сине-зеленых со структурами фреймстоуна, темно-бежевыми и коричневыми пористыми известняками, рассеченными светло-палевыми биогермными трещинами, штрихами и пятнами произвольной формы. Перекрывающая биогерм толща состоит из переслаивания органогенно-обломочных известняков, в разной степени окремненных, с крупными желваками и линзами голубовато-серых и кремневых кремней (склоновые фации биогерма). Мощность – 28–39 км.

На площади Медынская-море московский ярус отличается сокращенными мощностями. В основании мячковского горизонта фиксируется стратиграфический перерыв, отсутствуют отложения подольского горизонта. Граница с башкирскими известняками согласная. Отложения верейско-каширской части разреза (низы московского яруса) представляют наиболее трансгрессивные фации мелководного шельфа. Разрез сложен в основном органогенными детритовыми известняками с прослоями аргиллитов, оолито-калькаренитовых разностей с обломками унгдареллового биогерма. Возраст определен по конodontам: *Streptognathodus concinnus* Kos., *Neognathodus medadultimus* Mer., *Neogondolella donbassica* Kos., *Idiognathodus sinuatus* Har. et Hol., *Declinognathodus marginodosus* (Grays.); кораллам: *Fomichevella uralica* Dobr.; *Alekseevella* sp.; фораминиферам: *Schubertella* ex gr. *galinae* Sof.; брахиоподам: *Trantscholdia* cf. *jigulensis* Stuck., *Brachythyrina* cf. *strangwaysi* Vern.

Отложения мячковского горизонта с перерывом залегают на неровной поверхности каширских известняков. В нижней части они представлены пачкой тонкого переслаивания темно-серых аргиллитов, мергелей, буро-бежевых детритовых и палево-серых сгустково-шламовых водорослевых известняков. Выше разрез сложен вновь известняками органогенными–детритовыми, биогермными, с прослоями мергелей, аргиллитов, ржаво-бурых кремнистых разностей. В отличие от башкира, в верхнемосковских биогермах преобладают мшанки. Возраст определен по кораллам: *Petalaxis* (P) *flexuosus* (Traut.), *Profischerina aff stuckenbergi* (Dobr.); конodontам (C₂–C₃) – *Strephognathodus* sp., *Idiognathodus* sp., *Neognathodus* sp. и фораминиферам: *Neostaffella* sp. *Schubertella* ex gr. *mjachkovensis* Raus., *Sch. magna* Lee et Chen, *Parawedekindellina subovata* (Safon.), *P. cf. uralica* (Dutck.). Мощность – 60–120 м.

На северо-востоке Печороморской СФЗ верхний карбон представлен почти в полном объеме, вскрыт всеми морскими скважинами на субаквальном продолжении Варандей-Адзвинской СФЗ и на Долгинском валу. Выделены отложения касимовского яруса и верхней части гжельского. Разрез представлен в основном известняками органогенными–детритовыми и биогермными с заметным содержанием обломочных разностей – калькаренитов, биокалькаренитов с обломками различных биогермов, преобладают мшанковые и водорослевые (более мелководные – мутовчатые и сине-зеленые), появляются харовые водоросли.

Отложения касимовского яруса залегают на известняках мячковского горизонта согласно, в основании – с пачкой глинистых известняков, в которой отмечается переходная зона к кревьякинскому горизонту, в составе фораминифер: *Pulchrella pulchra pulchra* (Raus. et Bel.), *P. pulchra mesopachys* (Raus. et Bel.), *P. hayasakai* (Wat.) *Fusulina* ex gr. *samarica* Raus. et Bel., *Fusulinella* ex gr. *bocki* Moell., *F.* cf. *annae* Grozd., *F.* ex gr. *praeboccki.*, *Usvaella porivera* Rem., *Kanmeraia* ex gr. *ozawai* Sol., *K.* sp.

Выше по разрезу А. И. Николаевым, О. Л. Косовой и Н. Н. Соболевым дана богатая палеонтологическая характеристика кревьякинского горизонта с фораминиферами (C_3k , *kr*): *Schubertella* ex gr. *kindi*, *Protriticites* sp., *Praeobsoletes* sp., *Obsoletes* sp., *Montiparus* sp. (C_3k); конодонтами (C_3k): *Streptognathodus* cf. *oppletus* Ell., *S. elegantulus* St. et Plum., *Idiognathodus* sp.; кораллами (C_3k): *Alekseevella* sp., *Fomichivella* sp. и хамовнического горизонта с фораминиферами (C_3k): *Triticites petchoricus petchoricus* Raus. et Bel., *T. petchoricus brevis* Raus. et Bel., *T. whitei* Raus. et Bel., *Obsoletes* aff. *dagmarae* Kir., *O. curtus* Vol., *Kanmeraia condensa* Sol., *K.* ex gr. *alta* (Verv., Thomp. et Lokke), *K.* aff. *rata* Sol., *Pracobsoletes* (?), *Obsoletes* ex gr. *obsoletes*.

В обломочной части известняков впервые появляются обломки гидроидных образований – палеоаплизин и сине-зеленых водорослей – тубифитесов – главных составляющих пермских рифогенных построек. Мощность – 17,5 – 27 м.

Гжельские оолитовые биокалькарениты с размывом перекрывают детритовые и биогермные известняки касимова (отсутствуют отложения дорогомилковского горизонта и большая часть гжельского яруса, т. к. по определению конодонтов, разрез начинается практически с верхней зоны гжели). В основании вскрыт прослой глинистых известняков с верхнекаменноугольными брахиоподами: *Horridonia timanica* (Stuck.), *Canocrinella cancriniformis* Tschern., *Rhipidomella* sp., *Reticularia* cf. *ivanovi* Lap., *Linoproductus* ex gr. *cora* Orb. Выше по всему разрезу встречаются: конодонты: (C_3g^3) (зона *S. elongatus*): *Streptognathodus elongatus* Gun., *St. alekseevi* Barsk., Isak. et Sch., *S. simplex* Gun., *Adetognathus lautus* (Gun.); кораллы: (C_3k-g) *Carinthiophyllum* sp. (C_3g): *Bradyphyllum* sp.; фораминиферы (C_3k_3-g) *Triticites patschoricus* Raus. et Bel., *Rugisifusulina* ex gr. *prisca* (Ehem. et Moell.). В верхней части появляются смешанные пермско-каменноугольные формы: кораллы: (C_3-P_1) *Lytvophyllum* aff. *tschernovi* (Soshk.), *Titania* sp. (C_3k-g) – *T. dobrolubovae* Koss. и фораминиферы *Palaeotextularia* sp., *Schubertella* sp. Мощность – 5–59 м. Мощность всего верхнего карбона на северо-востоке Печороморской СФЗ – 22–60 м [267, 268].

Нижнепермские (ассельско-сакмарские) отложения вскрыты всеми морскими скважинами. На территории восточной половины Печороморской СФЗ они так же, как и на о. Колгуев, представлены чередованием рифогенных и более глубоководных (склоновых) морских фаций (сезымская свита). В скважинах 1-Поморская и 1-Северо-Гуляевская они представлены известняками светло-, зеленовато- и буровато-серыми, бежевыми, часто глинистыми, слабоалевритистыми, кремнистыми с прослоями кавернозных и доломитизированных разностей, мергелей и аргиллитов. Известняки содержат пирит и глауконит. Присутствует ассельский комплекс мелких фораминифер: *Nodosaria clavatoides* Raus., *N. cf. bradyi* Spand., *Protonodosaria subtenuis* (Grozd. et Leb.), *P. parva* (Lip.) и др., а также обломки нижнепермских рифообразующих сине-зеленых водорослей *Tubiphites* sp. На крайнем северо-востоке СФЗ в скважинах 1, 5-Приразломные и 2-Медынская-море вскрыта ассельско-сакмарская рифогенная толща мощностью 40–70 м. Возраст определен по фораминиферам: *Globifusulina globulus* (Raus.), *G. gandata* (Raus.), *G. ex gr. kzotovi* (Schelw.), *Pseudofusulina modesta* Scherl, *Pulchrella pulchra* (Raus. et Bel), *P. ex gr. usvae* (Dutk.), *Triticites subschwagerinoides* f. *grandis* Grozd. и др. На северо-востоке СФЗ в рифогенном комплексе (80 м) (скв. Северо-Долгинская-1) преобладают биогермы из мшанок и сине-зеленых водорослей. Фации здесь, видимо, более глубоководные. Мощность – 20–80 м. Общая мощность подразделения C_2 – P_{1s} в Печороморской СФЗ – 170–490 м [160, 66, 257, 261, 260, 121].

ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА

Пермские отложения на площади листа распространены повсеместно и представлены всеми ярусами. Отсутствуют они только к юго-востоку от Хайпудырской губы. В Печороморской СФЗ нижнепермские (ассельско-сакмарские) отложения уже были рассмотрены выше при характеристике нерасчлененного подразделения C_2 – P_{1s} .

ПРИУРАЛЬСКИЙ ОТДЕЛ

Ассельский–артинский ярусы (P_{1a} –ar). Ассельско-артинские отложения выделяются в Большеземельской, Варандей-Адзвинской и Кортаихинской СФЗ.

В ассельско-сакмарской части подразделения на западе в составе сезымской, южнобуркемской и северомылвинской свит вскрыты известняки и мергели с прослоями ангидрита в основании, которые залегают согласно на подстилающих отложениях. Нижняя граница проведена по фаунистическим данным: известняки с верхнекаменноугольными формами сменяются известняками, содержащими комплекс ассельско-сакмарских фораминифер: *Pseudoendothyra* cf. *timanica* Raus., *P. cf. moelleri* Uzawa, *Genitzina indepressa* Tschern. и др. Известняки зеленовато-серые глинистые и тонкоалевритовые с включениями кремней, с прослоями мергелей и аргиллитов, часто доломитизированные.

К северо-востоку (Колвинская, Хорейверская и Варандей-Адзввинская площади) они замещаются биогермными и органогенно-обломочными известняками, образующими рифовые постройки (рифовая фация сезымской свиты). Рифообразующие организмы, так же как и в Печороморской СФЗ, – в основном зеленые и сине-зеленые водоросли. Возраст определен по фораминиферам: *Schubertella paramelonica* Sul., *Sch. sphaerica* Sul., *Bradyina crassiformis* Mor., *Globifusulina uralica* (Krot.) и др. Так же, как и в Печороморской СФЗ, для этой части разреза характерны значительные колебания мощностей – 30–190 м.

Верхняя (артинская) часть подразделения сложена глинистыми криноидно-брахиоподово-мшанковыми известняками с прослоями аргиллитов и алевролитов (тыбьюская свита).

На северо-востоке территории (Варандей-Адзввинская СФЗ) увеличивается содержание мергелей и аргиллитов, появляется примесь кремнистого материала (анаргояхская свита). Возраст определен по фузулинидам и мелким фораминиферам: *Syzrania* sp., *Bradyina* cf. *compressa* Mor., *Globivalvulina spiralis* Mor., *G. bulloides* Mor., *Geinitzina* aff. *indressa* Tscherd., *Protonodosaria rauserae* Gerke, *P. cormifoapercionis* Zol. et Sossip., *P. praecursor* Raus. и др. Мощность в Большеземельской СФЗ – 60–405 м, в Варандей-Адзввинской – 0–280 м. Общая мощность подразделения в Большеземельской СФЗ – до 1200 м [237, 262, 286].

В Кортаихинской СФЗ нижнепермские (ассельско-артинские) отложения выделены в ранге юньягинской серии и представлены в основном терригенными породами. В основании этой серии выделяются о б ъ е д и н е н н ы е сезымская и гусиная свиты (P_1sz+gs) мощностью 160–280 м. Сезымская свита представлена ассельско-сакмарскими глинистыми известняками и мергелями с прослоями алевролитов (мощность до 40 м). В нижней части артинского яруса преобладают песчаники и алевролиты с прослоями аргиллитов (гусиная свита мощностью 150–500 м).

В кровле серии выделяются бельковская и талатинская свиты нерасчлененные (P_1bl-tl). Нижняя часть сложена мелкоритмичным чередованием темно-серых аргиллитов с известковистыми и кремнисто-известковистыми конкрециями, алевролитов и редких пачек песчаников (бельковская свита, мощность 450–800 м). В верхах – чередование пачек песчаников и алевролитов, реже аргиллитов (талатинская свита 180–500 м). Осадки юньягинской серии накапливались в прибрежно-морских условиях, содержат фораминиферы и брахиоподы, определяющие позднеассельский–артинский возраст подразделения. Мощность – до 500–900 м [176, 237, 262, 286].

Воркутская серия (P_1vr), выделяемая в Кортаихинской СФЗ, представлена мелкоритмичным чередованием полимиктовых песчаников, аргиллитов и алевролитов с остатками брахиопод *Plicatifera stukenbergiana* (Krot), *Canocrinella cancrini* (Vern.), *Yakovlevia weuprechtii* (Toula) кунгурского возраста [282]. На подстилающих отложениях залегает согласно. Мощность – 300–400 м.

ПРИУРАЛЬСКИЙ–ТАТАРСКИЙ ОТДЕЛЫ

Печорская серия ($P_{1-3}pc$) выделена в тектоническом блоке на небольшой площади в акватории на юго-востоке территории как продолжение подразделения, закартированного на западной границе листа R-41 [54] в Коротайхинской впадине. Отложения представлены ритмичным переслаиванием песчаников, алевролитов, аргиллитов, углистых аргиллитов и углей; в верхней части – с прослоями конгломератов и гравелитов. Литокомплекс характеризуется быстрой фашиальной изменчивостью и содержит большое количество ископаемых растительных остатков («печорский» комплекс флоры), а также редкие остатки пресноводной фауны. Возрастной объем серии охватывает интервал от поздней уфы до татарской эпохи.

На территории соседнего листа R-41 отложения серии согласно залегают на слоях воркутской серии. Верхняя граница проводится в основании хейгинской серии триаса по появлению пестроцветных аргиллитов. Мощность сильно варьирует, составляя до 2000 м.

Нерасчлененные отложения (P_{1k-P_3}), приуральский отдел, кунгурский ярус – татарский отдел. Подразделение выделено в Большеземельской и Варандей-Адзвинской СФЗ. В основании согласно на подстилающих известняках артинского яруса залегают аргиллиты, глины аргиллитоподобные и алевролиты кунгурского яруса с прослоями мергелей, реже известняков в нижней части и песчаников в верхней (кармановская свита и нижнекачгорская подсвита). Породы пиритизированы. В верхней половине часто отмечаются глинисто-кремнистые разности. Возраст определен по фораминиферам: *Psamosphaera bulla* Vog., *Fron-dicularia prima* Gerke., *F. cf. woodwardi* How., *Protonodosaria proceriformis* Gerke и комплексу миоспор. Мощность – 50–250 м.

Для отложений средней и верхней перми характерна пестрота фаций и их быстрая изменчивость, как по разрезу, так и по площади: мелководно-морские, прибрежно-морские (дельтовые и параллические), лагунные – опресненные и солоноватоводные, континентальные (болотные) фации. Они залегают на кунгурских породах согласно и характеризуются бедностью и неравномерностью распределения органических остатков, изученность которых еще относительно слаба. Тем не менее, в составе верхнего отдела перми (по старым определениям) установлено присутствие уфимских, казанских и татарских отложений. Расчленение разреза произведено по комплексам миоспор и остаткам флоры.

К уфимскому ярусу относятся отложения верхнекачгортской подсвиты и екушанской свиты. Они представлены глинисто-песчаными образованиями, частично морского генезиса. В разрезе часто переслаиваются сероцветные аргиллиты, алевролиты, полимиктовые песчаники, встречаются углистые разности и редкие прослои угля. В нижней части присутствует морская фауна: фораминиферы, брахиоподы, мшанки; в верхней – пресноводные моллюски, остракоды и макроостатки растений. Мощность – 50–160 м.

Разрез казанского яруса (нижнетельвиская подсвита) представлен сероцветными породами: полимиктовыми песчаниками, алевролитами и пачками чередования глин, аргиллитов, алевролитов, песчаников с тонкими прослой-

ками угля. Встречаются редкие прослои гравелитов, конгломератов, конкреционных известняков. Присутствуют остатки пресноводной фауны и флора. Мощность – 50–160 м.

Отложения татарского отдела (верхнетельвисская подсвита) близки по составу к подстилающим породам казанского яруса. Разрез представлен сероцветной толщей аргиллитов, глин, алевролитов и песчаников. Увеличиваются число и мощность прослоев углистых пород и углей, а также прослоев с пресноводными двустворками, остракодами, конхостраками и растительными остатками. Мощность – до 230 м. Верхи толщи частично размывы в раннетриасовое время. Верхняя граница проводится по кровле сероцветной толщи, выше которой залегают красноцветы триаса. Мощность всего подразделения $P_{1k}-P_3$ в Большеземельской СФЗ – 125–580 м.

В Варандей-Адзвинской СФЗ на площади листа подразделение ($P_{1k}-P_3$) представлено весьма ограничено. Наблюдающееся сокращение мощностей кунгурско-верхнепермских отложений в восточном направлении (в Печороморской и Большеземельской СФЗ) привело к полному их выклиниванию в районе Хайпудырской губы. В основании разреза залегает пачка артинско(?)–кунгурских пород, вскрытая морскими скважинами 1 и 2-Варандей-море и 1-Приразломная, несогласно залегающая на ассельско-сакмарских известняках. Разрез представлен аргиллитами и глинистыми алевролитами темно-серыми массивными, плотными тонкослоистыми с пиритом. В нижней части пачки породы слабоизвестковистые, выше – неравномерно кремнистые. Фауна и миоспоры отсутствуют. Мощность – до 90 м.

Татарские отложения в этой самой северной части Варандей-Адзвинской СФЗ представлены сероцветной угленосно-терригенной толщей, аналогичной описанной для Большеземельской СФЗ. На большей части площади они отсутствуют, размывы в раннетриасовое время. В районе побережья Печорского моря ни одна скважина их не вскрыла. Появляются верхнепермские отложения только в самой юго-восточной части площади листа; и по литологическому составу и по мощности они сравниваются с интинской, сейдинской и тальбейской свитами Кортаихинской СФЗ. Мощность – до 400 м. Общая мощность всего подразделения $P_{1k}-P_3$ – до 580 м [100, 237, 262, 283, 286].

В Кортаихинской СФЗ подразделение $P_{1k}-P_3$ широко распространено, максимальные мощности отмечаются в центральной части зоны. В западном направлении они резко уменьшаются до полного выклинивания на границе с Варандей-Адзвинской СФЗ. Нижняя часть разреза (нижнепермская) представлена ритмично переслаивающимися песчаниками, алевролитами, аргиллитами с углистыми пластами и прослоями терригенно-карбонатных пород в основании (адзвинская, лекворкутская свиты). Залегание на подстилающих породах талатинской свиты согласное, с постепенным переходом. Присутствует богатый комплекс морской и солоноватоводной фауны: фораминиферы, остракоды, мшанки, брахиоподы и флора, указывающие на позднеартинский–кунгурский возраст отложений. Мощность – до 700 м.

Верхнепермская часть подразделения в основании (уфимский ярус) представлена ритмично чередующимися песчаниками с линзами конгломератов, алевролитами, аргиллитами с угольными пластами (интинская свита). Средняя часть разреза сложена песчаниками, конгломератами, алевролитами,

мощными угольными пластами (сейдинская свита). Из органических остатков здесь определены двустворки, остракоды, флора позднеуфимского–раннеказанского времени. Верхняя часть (гальбейская свита) сложена песчаниками, конгломератами, алевролитами и аргиллитами с угольными пластами, по комплексу фауны и флоры – позднеказанского–раннетатарского времени. Мощность – до 800 м. Общая мощность подразделения P_{1k} – P_2 в Коротайхинской СФЗ – до 1500 м [176, 237, 283, 286].

Приуральский отдел, артинский ярус – татарский отдел (P_{1ar} – P_3). Артинско-татарские отложения выделены в Печороморской СФЗ. Это преимущественно терригенные породы, которые согласно залегают на подстилающей карбонатной толще. Осадки формировались в мелководных прибрежно-морских условиях. Описание приводится по скважинам о. Колгуев, а также по материалам морских скважин: 1-Поморская, 1-Северо-Гуляевская, 1 и 5-Приразломная, 1-Медынская-море, 1 и 2-Варандей-море, 1-Северо-Долгинская, 1-Паханческая.

Отложения артинского яруса в западной части Печороморской СФЗ (о. Колгуев) представлены в основном терригенными толщами. Пачки известняков значительной мощности встречены лишь в отдельных скважинах в самых низах разреза (скв. 4-Песчаноозерская, 202-Северо-Западная). Известняки серые, розовато-серые с включениями кремней, органогенные, содержат рифогенные образования в бурцевском горизонте. Возраст этой части разреза определен по фузулинидам *Waeringella schoriensis* Kon., *Pseudofusulina trivialis* Shir., *Ps. arlarovi* Raus., *Ps. pedisequa* Viss., *Ps. concessa* Viss., *Ps. adjuncta* Shir. как раннеартинский (бурцевский горизонт). Нижняя граница там, где отсутствует рифогенная часть разреза, проводится условно по подошве первой мощной пачки терригенных пород. Аргиллиты составляют основную часть разреза. Встречаются редкие прослои алевролитов и песчаников светло-серых кварцевых, с участками спонголитов. Определен характерный для артинского яруса комплекс брахиопод: *Anidanthus ufensis* Stuck., *Uraloproductus stuckenbergianus* Krot., *Iakovlevia mammatiformis* Fred., *Spiriferella saranae* Vern. Мощность – 75–196 м.

В разрезе кунгурского яруса преобладают темно-серые, серые аргиллиты и глинистые алевролиты, часто кремнистые с прослоями мергелей, реже известняков (кармановская свита). В верхах разреза появляются прослои кварцевых алевролитов и песчаников. Макрофауны очень мало, представлена она двустворками и гастроподами. Фораминиферы в отдельных прослоях обильны, в их составе, кроме обычных для кунгура – *Nodosaria cassiaformis* Igon., *Fronicularia prima* Gerke, *Fr. amigdaleformis* Gerke и др., встречаются *Nodosaria hexagona* Tscherd., *N. pseudoincelebrata* Sossip., которые считаются обычно более молодыми (уфимскими). Мощность – 80–200 м.

Отложения уфимского яруса представляют собой отчетливый трансгрессивно-регрессивный цикл (второго порядка), начинающийся с пачки морских аргиллитов, мергелей и известняков или глауконитовых песчаников полимиктового состава, выше переходящих в аргиллиты и глинистые алевролиты (качгортская свита) и заканчивающийся на юге (скв. 1-Бугринская) пачкой параллических песчаников с углями (екушанская свита) и пачкой прибрежно-морских или дельтовых песчаников на севере и востоке (скв. 202-Северо-

Западная и 4-Песчаноозерская). В составе обломочной части песчаников преобладают кислые и основные эффузивы, есть обломки метаморфических сланцев. Для уфимских отложений на северо-западе о. Колгуев (скв. 202-Северо-Западная) характерно резкое сокращение песчаных прослоев, значительная кремнистость в глинисто-алевритовых породах, присутствие спонголитов, глауконита и туфогенного материала. В составе мелких фораминифер, наряду с обычными для подстилающих отложений протонодозариями, встречается много типично среднепермских форм: *Pseudonodosaria lata* A. M.-Maclay, *Rectoglandulina pigmaeformis* A. M.-Maclay, *Frondicularia dilemma* Gerke, *Fr. hemiinflata* Gerke, *Fr. reliqua* Gerke. Брахиоподы представлены свальбардским комплексом, включающим *Megousia kulikii* Fred., *Anidanthus aagardi* Toulou., *Iakovlevia mammatiformis* Fred., *Anemonaria variabilis* Ustr., *Svalbardopproductus* sp., *Heteralosia* ex gr. *excavata* Gein., *Spiriferella keilvari* Ruch. Здесь же встречаются среднепермские мшанки, обломки иноцерампоподобных двустворок и уфимский комплекс миоспор. Таким образом, граница нижней и средней перми фиксируется отчетливо. Мощность уфимского яруса – 145–290 м.

Отложения казанского яруса, по новому стратиграфическому кодексу [180], принадлежащего к биармийскому отделу перми, также представляют собой трансгрессивно-регрессивный цикл второго порядка. Разрез представлен чередованием сероцветных аргиллитов и алевролитов и зеленовато-серых и серых песчаников (нижнетельвисская подсвета). Вверх по разрезу количество и мощность песчаных пластов растет. Отмечается мелкая цикличность (аргиллиты преобладают). Возраст определен по казанским комплексам фораминифер, насчитывающим более 30 видов: *Nodosaria solidissima* Gerke N. *gigantea* Sossip., *Lingulinella arctica* Gerke, *Rectoglandulina borealis* Gerke, *Tristux permiana* Gerke и др., а также по комплексу миоспор. Мощность – 80–220 м, увеличивается в восточном направлении.

Уржумская–северодвинская–вятская нерасчлененная часть разреза (по всем старым определениям – татарская) представляет собой третий цикл второго порядка в составе крупного позднепермского цикла. По объему отвечает верхнетельвисской подсвете. Нижний контакт согласный. Верхи толщи часто размыты в раннетриасовое время. В нижней части разреза преобладают глинистые породы с редкими прослоями мергелей и глинистых известняков. К верхам растет число прослоев алевролитов и песчаников. В основании разреза в скв. 4-Песчаноозерская вскрыт пласт известково-алеврито-кремнистых пород с участками спонголитов, оползневыми текстурами, следами биотурбации, размывами, обилием фауны (брахиопод, фораминифер, спикул губок). В скв. 3-Песчаноозерская в основании уржумского яруса вскрыты песчаники со следами взмучивания, биотурбации и фауной брахиопод. Эти породы отражают начальный этап трансгрессии. В целом состав глинистых и алевропесчаных пород аналогичен казанским отложениям. По всему разрезу прослежен «татарский» комплекс миоспор с доминированием тонкоорнаментированной пыльцы группы *Caytonipollenites* (определение Л. М. Варюхиной). В скважинах на Таркской площади установлены раннетатарский и позднетатарский подкомплексы, в рамках циклов третьего порядка выделены два подъяруса: нижний и верхний (определения Л. А. Фефиловой). По всему раз-

резу встречены брахиоподы и богатый комплекс «казанских» фораминифер. В отличие от истинно «казанских» здесь появляется много новых видов, почти во всех родах (определение С. Г. Гринченко (ТПО «ВНИГРИ»), Г. П. Сосипатровой (НИИГА) [161, 238, 239], что, возможно, при дальнейшем изучении позволит выделить характерный для татарского отдела комплекс. Самые верхи разреза и контакт с образованиями триаса установлены только на Таркской площади. Здесь в единой пачке пород, представляющей фацию опресненного водоема с единым комплексом лимнических моллюсков *Saonella(?) linguliformis* (Lutk.), *Adzvaella tatarica* (Kanev.) зафиксирована смена позднепермской флоры *Cordaites cf. iljinskiensis* (Radcz.), *S. Meyen*, *C. concinnus* (Radcz.), *S. Meyen*, *Rufioria cf. minuta* (Radcz.), *S. Meyen* (определение Ю. Г. Гора) раннетриасовым (индским) комплексом миоспор (определение Л. А. Фефиловой). В остальных скважинах отмечен 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. Общая мощность – P₁ar-P₃ – 600–1130 м.

Артинские и кунгурские отложения Печороморской СФЗ к востоку от о. Колгуев, в отличие от западной части СФЗ, не содержат известняков. На большей части площади они залегают согласно на ассельских–сакмарских рифогенных известняках, и только в скв. 1-Приразломная, 1 и 2-Варандей-море установлено видимое несогласие (отсутствует сакмарская часть толщи). Ассельские отложения перекрыты немой толщей темно-серых плотных пород глинисто-известковисто-кремнистого состава (60–80 м), которая в свою очередь перекрыта красноцветными слоями нижнего триаса. На остальной территории СФЗ разрез сложен темно-серыми массивными аргиллитами и глинистыми алевролитами с мелкой линзовидно-прерывистой слоистостью и включениями пирита и фосфата. В нижней части толщи породы известковистые, иногда доломитистые, содержат прослои мергелей, выше – неравномерно кремнистые. В верхах присутствуют редкие прослои песчаников. Встречаются редкие фораминиферы, остракоды, углефицированные растительные остатки, споры и пыльца. На северо-востоке СФЗ (скв. 1-Северо-Долгинская) отложения становятся глубоководно-морскими. Об этом, по мнению В. И. Устрицкого, свидетельствует состав и признаки остатков фауны – их однообразие, преобладание тонкостенных форм и мелкие размеры. Возраст установлен по фораминиферам, аналогичным описанным из артинских и кунгурских отложений на о. Колгуев, артинским брахиоподам: *Avonia pseudoaculcata* Krot., *Chonetes artiensis* Krot., *Lissochonetes cf. capitlenus* Toul., *Uraloproductus stuckenbergianus* Krot., *Stenoscisma mutabilis* Tscherd., *Canocrinella janischewskiana* Step., *Krotovia pseudoacubeata* Krot., *Iakowlevia artiensis* Tscherd., аммоноидеям *Uraloceras* sp., характеризующим верхнеартинскую–кунгурскую часть разреза и артинскому и кунгурскому комплексам миоспор. Мощность – до 243 м.

Уфимские отложения, как и на о. Колгуев, представлены трансгрессивно-регрессивным циклом. Нижняя часть цикла сложена аргиллитами с редкими прослоями мергелей и известняков, а в верхней преобладают алевролиты и

песчаники. В верхней половине разреза отмечается мелкая цикличность, встречены линзы углей. Возраст установлен по фораминиферам, остракодам, комплексу миоспор и листовой флоре: *Protonodosaria proceriformis* Gerke, *Fronicularia* ex gr. *mica* (Gerke), *Healdia* aff. *kozhimica* Guss., *Phylladoderma* cf. *prima* Fef. et Smol. Мощность – 0–290 м.

Казанские и татарские отложения представлены циклическим переслаиванием аргиллитов, алевролитов, песчаников и их известковистых разностей. Все породы содержат остатки фауны: брахиопод, двустворок, фораминифер, фосфатизированные кости рыб. В верхах циклов – линзы угля. Возраст определен по брахиоподам, двустворкам, фораминиферам и комплексам миоспор: *Bathymyonia* cf. *borealis* Ustr., *Licharewia* ex gr. *rugulata* Kut., *Spitzbergenia alferovi* Milor., *Kolymia (Atomodesma)* sp., *Saccamina* cf. *parvula* Gerke, *Nodosaria* aff. *solidissima* Gerke, *Pseudonodosaria* aff. *pygmaeiformis* (A. M.-Maclay). Мощность – до 285 м. Общая мощность подразделения $P_{1ar}-P_3$ в восточной половине Печороморской СФЗ – до 790 м [160, 257, 260, 261].

Сейсмокомплекс Ia – I (A) ($^{\delta}P_{1-3}$). Нерасчлененные отложения приуральского–татарского отделов выделены по сейсмическим данным в Печороморской СФЗ. Предполагаемый объем сейсмокомплекса – верхняя часть артинского яруса, кунгурский ярус нижней перми и верхняя пермь. С запада на восток в разрезе артинских отложений происходит замещение карбонатных пород терригенными. В этом же направлении резко сокращается мощность верхнепермской части комплекса. Мощность меняется от 200–1000 м до 6–7 км.

Канинская структурно-формационная область (VI.Б)

Небольшой участок Канинской структурно-формационной области в пределах наших листов выделяется только в юго-западном углу карты.

Отложения палеозоя представлены девонской, каменноугольной и пермской системами.

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Девон, верхний отдел нерасчлененный (D_3). Отложения верхнего девона установлены на обоих склонах кряжа Канин Камень, где с размывом залегают на отложениях нижнего силура или непосредственно на рифее. На морской части площади листа предположительно подразделение представлено отложениями франско-фаменского возраста. Верхнедевонский разрез с примерной мощностью > 1200 м представлен отложениями песчаников, алевролитов, с прослоями известняков и домеритов.

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА

Нерасчлененные каменноугольные отложения (С) представлены серпуховским, башкирским, московским и касимовским ярусами. Они представлены в основном терригенно-карбонатными породами и с размывом залегают на верхнедевонских отложениях. Небольшой перерыв в осадконакоплении наблюдается в основании башкирского яруса. Отложения серпуховского яруса представлены мелководными морскими осадками – песчанистыми доломитами и доломитизированными известняками с линзами конгломератов и песчаников. Башкирский и московский ярусы сложены известняками и известковистыми песчаниками, реже доломитами. Такие же породы характерны и для верхнего карбона. Возраст пород подтвержден многочисленными находками брахиопод и фузулинид.

Мощность толщи – около 50 м.

ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА

ПРИУРАЛЬСКИЙ ОТДЕЛ

Нерасчлененные отложения приуральского отдела перми (P_1) предположительно представлены в объеме ассельского и сакмарского ярусов и с несогласием залегают на каменноугольных породах. Разрез представлен известняками, алевролитами и песчаниками. Мощность отложений – до 150 м.

Восточно-Баренцевская (V.A) и Предновоземельская (V.Б) структурно-формационные области

Палеозойские образования в рассматриваемых областях погребены под мощными толщами мезозойских отложений и могут быть охарактеризованы в самом общем виде по сейсмическим данным.

КЕМБРИЙ(?) – СИЛУР

Сейсмокомплекс VI–IV (S_2 – S_1). Нерасчлененные кембрийско(?) – нижнесилурийские образования, по данным МОВ ОГТ, прослеживаются по периферии Южно-Баренцевской синеклизы: в пределах Мурманско-Курицовой моноклинали и в восточных, граничащих с Предновоземельской СФО, районах. Мощность комплекса здесь – до 3000 м и представлен он терригенными и карбонатно-терригенными породами. Распространение нижнепалеозойских образований в центральных районах синеклизы не доказано и является предметом дискуссий. Стратиграфический объем сейсмокомплекса также условен. Ранее ограничение его нижнего предела ордовикскими образованиями было принято по аналогии с разрезами Южно-Новоземельско-Вайгачской СФЗ и прилегающими районами Печорской синеклизы. В ходе проведенных исследований было доказано, что в нижней части разреза могут присутствовать отложения кембрия.

ВЕРХНИЙ СИЛУР–КАРБОН

Сейсмокомплекс IV-I-II ($^S S_2-C$). Нерасчлененные отложения верхнего силура – карбона выделены в Предновоземельской СФО, где они в раннекиммерийское время испытали дислокации в зоне форланда Пайхойско-Новоземельской складчатой системы и не расчленяются, по сейсмическим данным. Вероятно, толща сложена терригенными и карбонатно-терригенными породами. Мощность ниже-верхнепалеозойских отложений здесь составляет 3000–4000 м.

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

НИЖНИЙ–СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

Сейсмокомплекс IV–III₂ ($^S D_{1-2}$). Нижне-среднедевонские нерасчлененные отложения распространены в Восточно-Баренцевской СФО. Состав среднедевонской части комплекса предполагается терригенно-карбонатным, с увеличением полноты разреза и карбонатной составляющей в восточном направлении. Среднедевонская часть, вероятно, представлена пестроцветными песчано-глинистыми разностями. Мощность непостоянна и варьирует от 500 до 2000 м.

ВЕРХНИЙ ДЕВОН–ПРИУРАЛЬСКИЙ ОТДЕЛ ПЕРМИ

Сейсмокомплекс III₂–Ia ($^S D_3-P_1$). Подразделение такого объема в Южной СФЗ объединяет отложения франского и фаменского ярусов верхнего девона, карбона, нижней перми до сакмарского яруса включительно. Кровля сейсмокомплекса залегает на глубине от 6 до 10 км в окраинных районах Южно-Баренцевской синеклизы, на Мурманско-Куренцовской моноклинали. В центральной части синеклизы она погружается до 14–16 км и перестает прослеживаться, вероятно, вследствие замещения нижнепермских–каменноугольных карбонатных отложений терригенными глубоководными аналогами. В нижней части комплекса предполагается развитие терригенно-вулканогенных пород франского яруса верхнего девона. В прилегающих к Печорской синеклизе районах фаменская часть комплекса может включать карбонатные породы. Общая мощность – 600–2000 м.

ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА

Сейсмокомплекс Ia – I(A) ($^S P_{1-3}$). Приуральский–татарский отделы перми выделены по сейсмическим данным в Южной СФЗ. С запада на восток, а также по направлению к центру синеклизы, в разрезе нижнепермских отложений происходит замещение карбонатных пород терригенными. В целом разрез комплекса представлен аргиллитами, алевролитами и песчаниками. В этом же направлении резко возрастает мощность пермского терригенного комплекса, достигая в депоцентре Арктической впадины 6–7 км. В верхней части пермской толщи присутствуют силлы долеритов.

Сейсмокомплекс I-II – I(A) (^SP). Нерасчлененные пермские отложения выделяются в Предновоземельской СФО, где они объединяют терригенные отложения всех отделов перми. Мощность пермской терригенной толщи в данной области составляет 3000–5000 м.

Ямало-Тазовская структурно-формационная область (IX)

По геофизическим данным [313], в Южно-Карской структурно-формационной зоне Ямало-Тазовской СФО выделяются два сейсмокомплекса: кембрийско(?)–каменноугольный (F-II) и каменноугольно-пермский (II-A).

КЕМБРИЙ–КАРБОН

Сейсмокомплекс F – II (^SС?–С). Кембрийско(?)–каменноугольные нерасчлененные образования распространены предположительно (по сейсмическим данным) в областях, прилегающих к орогенам Пай-Хоя и Новой Земли. Нижняя граница этого комплекса, по данным МОВ ОГТ, достоверно не определяется. О составе образований ниже-среднепалеозойского комплекса можно судить по аналогии с разрезами обрамления. По всей вероятности, толща выполнена терригенно-карбонатными породами. В непосредственной близости к Пай-Хою вероятно присутствие более глубоководных аналогов палеозойских толщ, которые распространены в Пайхойской подзоне на суше. Мощность – 2–7 км.

КАРБОН–ПЕРМЬ

Сейсмокомплекс II – A(^SС–P). Каменноугольно-пермские нерасчлененные образования выделены и прослежены по геофизическим, в том числе сейсмическим данным. По-видимому, эти отложения выполняют межгорные и краевые прогибы. При этом обнаруживаются явные структурные связи шельфовых прогибов с бассейнами Карского синклинория Пай-Хоя и Кармакульской седловины Новой Земли. В нижней части толщи заполнения могут присутствовать относительно глубоководные фации – аналоги каменноугольно-нижнепермских отложений пайхойской подзоны, сменяющиеся выше молассовыми образованиями. Мощность – до 4500 м.

Вайгачско-Новоземельская структурно-формационная область (II)

В Пайхойско-Новоземельской СФО палеозойские образования имеют широкое распространение. Ими сложены главные раннекеммерийские структуры района – Вайгач-Южноновоземельский антиклинорий и Кармакульская седловина. Палеозойские отложения представлены морскими терригенными, терригенно-карбонатными и карбонатными породами. В подчиненном количестве присутствуют вулканогенные, вулканогенно-осадочные и кремнистые породы, еще реже – эвапориты.

Образования низов кембрия юга Новой Земли и Вайгача вместе с описанными выше рифейско-кембрийскими толщами слагают доордовикский фундамент и отделены от вышележащих ордовикских слоев резким угловым и азимутальным несогласием.

Ордовикско-нижнедевонские отложения с превалированием мелководных карбонатных осадков относятся к шельфовой (на Урале – Елецкой) структурно-фациальной зоне [178, 282]. В границах Южно-Новоземельско-Вайгачской структурно-формационной зоны выделяются три подзоны – Вайгачская, Русановская и Нехватовская СФпЗ; причем Нехватовская СФпЗ выделяется, начиная с силура [232]. В среднем девоне закладывается, а в позднем девоне оформляется новая структурно-фациальная зональность с обособлением мелководной южной–юго-западной Вайгачско-Саханинской (с тремя подзонами) и более глубоководной северо-восточной Восточно-Новоземельской (с двумя подзонами) структурно-формационных зон.

КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Подразделения этого возраста выделены нами на крайнем юге-востоке Новой Земли и на северо-западе о. Вайгач, опираясь на результаты работ Международной экспедиции 2004 г. [6].

Русановская серия ($\text{Є}_1?rs$) развита на юге Новой Земли. В нижней части она представлена гравелитами и конгломератами с хорошоокатанной галькой кварцитов, кварцевых порфиров, а также разнозернистыми песчаниками, алевролитами, со следами градационной текстуры. В песчаниках наблюдаются тонкие прослои алевролитов, аргиллитов и сланцев. Характерны обособления вторичных карбонатов обычно овальной формы. Мощность этой части серии – 500–800 м. Верхняя часть серии представлена темно-серыми и зелено-серыми глинисто-кремнистыми филлитами и метаалевролитами с прослоями песчаников. Ее мощность – около 500 м. Суммарная мощность серии – 1000–1300 м. Нижняя граница в коренном залегании не наблюдалась; предполагается постепенный переход между никольской и русановской сериями.

Возраст русановской серии ранее был определен Л. Н. Смирновой (Ильченко) как вендский по остаткам микрофоссилий: *Bavlinella faveolata* Scher., *Granomarginata squamacea* Volk. и др. [88, 252, 293]; однако, Е. Раевской (ИГиГД, СПб.), просмотревшей коллекцию наших сборов 2004 г., не было обнаружено никаких остатков микроорганизмов. На основании более высокого стратиграфического положения русановской серии по отношению к никольской, которая сейчас датируется позднерифейско-раннекембрийским возрастом (см. выше), мы датируем русановскую серию условно ранним кембрием.

Ясарусалинская свита ($\text{Є}_1?jas$) выделяется на северо-западе о. Вайгач в районе губы Долгая. В строении свиты участвуют известняки, переслаивающиеся с углеродистыми сланцами, а также вулканогенные поро-

ды – лавы, кластолавы и туфы основного и среднего состава, туфопесчаники. На Геологической карте листа R-38–40 [53] свита датировалась вендским временем, поскольку рассматривалась в качестве возрастного аналога русановской серии [39, 40, 282]. С пересмотром возраста русановской серии соответственно изменен и возраст ясарусалинской свиты. Мощность ее составляет более 400 м.

ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА

Отложения ордовика приурочены к своду Вайгач-Южноновоземельского антиклинория, где слагают ядра и крылья крупных положительных структур. Они представлены комплексом терригенно-карбонатных, нередко пестроцветных пород мощностью до 1400 м, весьма неоднородных по составу и мощности. Фациальные изменения особенно ярко выражены на уровне нижнего и среднего ордовика [26]. На подстилающих образованиях верхнего протерозоя–низов кембрия ордовикские слои залегают с ярко выраженным азимутальным и угловым несогласием [40, 96, 252, 293]. Причем, если на западе Русановской СФпЗ на верхнем протерозое–низах кембрия залегают нижнеордовикские слои, то в восточной ее части (губа Логинова) базальные горизонты ордовика уже соответствуют среднему отделу.

Для юга Новой Земли В. И. Бондаревым (НИИГА–ВНИИОкеангеология) разработана детальнейшая схема расчленения ордовикских отложений, но незначительные мощности выделенных подразделений и их крайняя неустойчивость по латерали делает схему неприемлемой для картосоставительских работ не только 1 : 1 000 000, но и 1 : 200 000 масштабов. Соответственно расчленение ордовика на Новой Земле дано до уровня отдела.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

К нерасчлененным отложениям нижнего отдела (O_1) отнесена карбонатно-терригенная толща, развитая в западной части Русановской подзоны. Она представлена базальными конгломератами, песчаниками и алевролитами, пачками и прослоями карбонатных пород. Их максимальное развитие отмечено на о. Нелидова, где наиболее часто встречаются остатки бентосной фауны – трилобиты *Apatokephalus serratus* Voeck., брахиоподы *Imbricatia rusanovi* V. Bond., *Angarella lopatini* Assatk., которые позволяют датировать отложения тремадоком и аренигом общей стратиграфической шкалы [26, 40, 274, 275]. Мощность отдела – до 480 м.

НИЖНИЙ–СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

Юноягинская свита (O_{1-jun}) выделяется на о. Вайгач. В ее нижней части присутствуют базальные конгломераты, песчаники и алевролиты. Базальные слои залегают на нижнекембрийской(?) ясарусалинской свите с угловым несогласием. В средней и, особенно, в верхней части разреза появляются карбонатные породы с остатками трилобитов *Pliomera fischeri* (Eichw.),

Eorobergia inferius Burs., кораллов *Lichenaria markini* Sok., мшанок *Cyphotrypa kossjensis* (Astr.) и брахиопод *Angarella laevis* Kol., *Vellamo antigia* V. Bond., *V. medina* V. Bond., датирующих возраст отложений верхами ранне-го–низами среднего ордовика [26, 178, 282]. Мощность юноягинской свиты в низовьях р. Юно-Яга составляет 1100–1200 м, сокращаясь на северо-востоке Вайгача до 200–500 м.

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Средний отдел (O_2) на юге Новой Земли представлен фациально неоднородным комплексом терригенно-карбонатных отложений. На востоке Русановской подзоны (губа Логинова) в низах разреза преобладают красноцветные терригенные породы и доломиты, а выше – сероцветные карбонатные породы с окаменелостями среднего ордовика – кораллами *Lichenaria arctica* Sok., мшанками *Homotrypa subramosa* Utr., *Virgatella arctica* Astr., брахиоподами *Platystrophia dentata trigonalis* V. Bond. Мощность подразделения достигает 350 м. На севере подзоны средний ордовик представлен толщей доломитов мощностью до 100 м, не содержащей органических остатков. Возраст устанавливается здесь по положению в разрезе между фаунистически охарактеризованными слоями нижнего и верхнего ордовика [178, 282, 232].

На западе Русановской подзоны разрез представлен пестроцветной терригенно-карбонатной толщей мощностью 250 м с окаменелостями среднего отдела.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

В Югорско-Вайгачской СФпЗ отложения верхнего отдела представлены двумя свитами.

Хабаровская свита (O_3hb) на о. Вайгач согласно перекрывает отложения юноягинской свиты. Ее нижняя граница проводится по пачке ритмичного переслаивания известняков и песчаников. Свита сложена сероцветными карбонатными породами с редкими прослоями тонких терригенных осадков. Нижняя часть разреза, представленная в стратотипе на Пай-Хое известняками, глинистыми известняками, а выше – доломитизированными известняками, здесь не обнажена. Мощность хабаровской свиты и ее возрастных аналогов, отнесенных к дыроватскому и югорскому горизонтам унифицированной стратиграфической схемы региона, на юго-востоке Вайгача вряд ли превышает 600 м. На северо-западе Вайгача (район губы Дыроватая) она достигает 800–900 м.

Многочисленные органические остатки бентосной фауны брахиопод *Oxoplecia dorsata* (His.), *Christianya subquadrata* (Hall), *Platystrophia linx jugorensis* V. Bond., мшанок *Graptodictya bonnemai* Bassl. и трилобитов *Remopleurides eximius* Whitt. уверенно определяют возраст хабаровской свиты как карадокский век позднего ордовика [178, 282, 232].

Сармикская свита (O_3sr) согласно залегает на отложениях хабаровской свиты. Ее нижняя граница проводится по подошве органогенных из-

вестняков с *Catenipora kuliki* раннеашгиллского возраста. Свита неоднородна по составу и представлена преимущественно карбонатными породами. Для северо-восточных районов о. Вайгач характерны пачки глинистых сланцев, а на юго-востоке разрез сложен рифогенными и слоистыми биохомогенными известняками.

Органические остатки представлены мшанками *Batostoma polare* Astr., кораллами *Rhabdoteradium* sp., *Catenipora kuliki* (Tchern.), брахиоподами *Hesperorthis angustus* V. Bond., конодонтами *Aphelognatus* aff. *politus* Orchard., *Icriodella superba* Br. et Mehl., *Oulodus* aff. *oregonia velocuspis* (Pale et Sweet.) в нижней части и *Aphelognatus grandis* Br. et Mehl., *Oulodis oregonia* (Br. et M.) и др. в верхах свиты, которые позволяют определить возраст отложений как позднеордовикский. По комплексу окаменелостей в пограничных слоях ордовика и силура предполагается полный разрез ашгиллского яруса. Верхняя граница свиты литологически неотчетлива и проводится по смене фаунистических комплексов [26, 178, 282]. Сармикская свита соответствует вайгачскому горизонту унифицированной стратиграфической схемы региона. Из-за значительной фациальной изменчивости свиты отмечаются существенные колебания ее мощности в диапазоне 500–700 м.

Нерасчлененные отложения (O₃) на юге Новой Земли представлены терригенно-карбонатным комплексом серо- и пестроцветных пород. На востоке района в строении разреза принимают участие преимущественно глинисто-карбонатные породы, содержащие окаменелости позднего ордовика. На севере и западе Русановской СФПЗ низы верхнего ордовика глинисто-алевролитовые пестроцветные, а верхняя часть разреза – сероцветная карбонатная с позднеордовикскими мшанками *Batostoma polare* Astr., *B. arctica* Astr. и брахиоподами *Ancistrorhyncha* sp., *Oxoplecia krotovi* Tschern. [178, 282, 232]. Отложения верхнего ордовика на подстилающих среднеордовикских слоях залегают согласно; контакт с силурийскими толщами не наблюдался. Видимая мощность отложений – от 600 м на востоке (губа Логинова) до 150 м на западе (о. Малый Олений).

Нерасчлененные ордовикские отложения (O) выделяются на акватории в прол. Карские Ворота. Они являются подводным продолжением структур, сложенных ордовикскими породами на суше, существенно не отличаясь от них по мощности и составу. Предположительно это – серо- и пестроцветные известняки мощностью 500–1500 м.

СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Отложения силура на юге Новой Земли и на о. Вайгач распространены широко. Вместе с ордовикскими осадками они участвуют в строении крыльев и осевых частей ряда крупных складчатых структур Вайгачско-Южноновоземельского антиклинория. Большая часть силурийского разреза сложена карбонатными породами; лишь в его верхах начинают преобладать сланцы [146, 147, 39]. Для позднего силура в Южно-Новоземельско-Вайгачской СФЗ выделяются Русановская и Нехватовская подзоны. Суммарная мощность отложений силура – 1500–1800 м.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Персейская свита (S_{1pr}) распространена на юге Новой Земли в Русановской СФпЗ в районе зал. Рейнке–губы Заблудашая, в верховьях р. Омулёвая и губы Логинова. В ее строении принимают участие темноокрашенные зернистые, органогенно-обломочные, иногда водорослевые и биоморфные известняки. В нижней части свиты в известняках присутствует примесь алевритового и глинистого материала, а в верхах – прослой калькаренинов и доломитизированных известняков. На п-ове Хатанзея основание свиты сложено пачкой доломитов мощностью 60 м. Нижний контакт в коренном залегании не наблюдался; предполагается, что на слоях верхнего ордовика отложения силура залегают согласно. Органические остатки многочисленны и разнообразны. Они представлены остатками строматопор, табулят, ругоз, мшанок, остракод, брахиопод, криноидей и др. Наиболее характерны *Eccilmadictyon macrotuberculatum* (Riab.), *Forelina implicata* Nest., *Palaeofavosites maximus* Tchern., *P. schmidti* Sok., *Catenipora approximata* Eichw., *Brachyelasma digiteforme* Lavr., *Cyathactis tenuiseptatus* Soshk., *Virgiana barrandei* Bill., *Pentamerus schmidti* Leb., датирующие отложения лландоверийским возрастом [40, 252, 293]. Мощность свиты – 500–600 м.

В Вайгачской СФпЗ нижнесилурийские отложения представлены лямчинской и талатакарской толщами, которые в границах площади листа выделяются как в качестве самостоятельных толщ [147, 178, 282], так и в качестве объединенного подразделения.

Лямчинская толща (S_{1lm}) в качестве самостоятельного подразделения выделена на юго-востоке центральной части о. Вайгач вблизи границы с площадью листа R-41, где согласно залегает на отложениях сармикской свиты верхнего ордовика. Толща сложена серыми-, темно-серыми доломитами с линзами и прослоями кремней и доломитовых конглобрекций. В низах присутствуют кораллы *Paleofavosites* ex gr. *alveolaris* (Gold.), *Catenipora gotlandica* (Yabe), а выше – брахиоподы *Pentamerus* ex gr. *oblongus* Sow., *P. schmidti* Leb. и кораллы *Catenipora* cf. *grandis* Hall., указывающие на ранне-среднелландоверийский возраст отложений [147, 178, 282]. Мощность толщи – 500–700 м.

Талатакарская толща (S_{1tk}) распространена там же, где и лямчинская толща. В ее строении принимают участие доломитизированные известняки, строматопоровые, водорослевые и слоистые, содержащие линзы кремней. Комплекс органических остатков *Simplexodictyon kysuniense* (Riab.), *Eoclimadictyon tschernovi* (Riab.), *Clathrodactyon cylindriforme* Riab., *Columnostroma frutulosum* (Yavor.), *Favosites vaigacensis* Tschern. и *Pseudoconchidium kozhimicas* Nic. свидетельствует о позднелландоверийском–венлокском возрасте отложений [147, 178, 282]. Мощность талатакарской толщи – 400–600 м.

Лямчинская и талатакарская толщи объединенные (S_{1lm+tk}) выделены в районе губы Лямчина на южном берегу, а также в северной части о. Вайгач, протягиваясь в северо-западном направлении от восточной рамки района до прол. Карские Ворота на западе. Суммарная мощность толщ составляет 1000–1300 м.

НИЖНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Уютнинская толща (S_{1-2ut}) обнажена на юге Новой Земли в Русановской СФпЗ, где в районе губ Рейнеке и Логинова слагает крылья ядерной части Русановской антиклинали, а также незначительно в районе губ Саханина и Моржовая. В нее в полном объеме входят клёновская и западохатанзейская свиты. Уютнинская толща согласно залегает на персейской свите. Она сложена серыми и темно-серыми органогенными (водорослевыми и кораллово-строматопоровыми) и органогенно-обломочными известняками, которые нередко доломитизированы, а также мелко-среднеслоистыми, нередко комковатыми известняками с разнообразным комплексом органических остатков. Иногда встречаются прослой остракодовых и брахиоподовых ракушнякав и вторичных доломитов. На северо-западе и востоке ареала развития толщи появляются глинистые разности при уменьшении роли органогенных известняков. В целом толща делится на две части, которые соответствуют двум трансгрессивно-регрессивным циклам, отвечающим по времени формирования клёновскому (венлок) и хатанзейскому (лудлов) горизонтам.

Толща содержит многочисленные остатки строматопор, кораллов, гастропод, двустворчатых моллюсков, остракод, мшанок и конодонтов. Для ее низов наиболее характерны *Favosites moyeroensis* Sok. et Tes., *Multisolenia niki-forovae* Sok. et Tes., а для верхней части – *Parastriatopora aff. arctica* Tchern., *Didymothyris didima* Dalm., *Greenfieldia uberis* T. Modz., *Leperditia quinqueangulata* Abush., *Hermannina hebes* Abush., *Spathognathodus inclinatus hamatus* Wal. Приведенный комплекс ископаемой фауны позволяет отнести низы толщи к венлокскому ярусу нижнего силура, а верхнюю часть – к лудловскому ярусу верхнего силура [146, 147, 178, 252, 253]. Мощность толщи возрастает с востока на запад от 600–700 м в районе зал. Логинова до 1360 м вблизи мыса Саханина.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Нехватовская толща (S_{2nh}) распространена в Нехватовской СФпЗ на небольшой площади северо-восточнее оз. Нехватова-2, в бассейне р. Кузнецова. Она сложена черными и темно-серыми глинистыми и известковистоглинистыми алевролитами и алеврито-глинистыми сланцами с редкими прослоями и стяжениями темно-серых известняков. Нижняя граница и подстилающие слои не обнажены. Нижняя обнажающаяся пачка толщи представлена глинистыми известняками с текстурами склоновых седиментационных процессов.

В известняках присутствуют органические остатки *Actinodictyon keeli* Parks., *Favosites* off. *bowerbanki* M. Edw. et H., *Parastriatopora* sp., *Greenfieldia* sp., *Eukloedenella* sp., *Cytherellina* sp., датирующие отложения лудловским веком позднего силура [146, 253]. Нехватовская толща является возрастным аналогом уютнинской толщи, но в отличие от нее накапливалась в относительно глубоководных условиях. Мощность подразделения – более 900 м.

Верхний отдел силура в Вайгачской СФпЗ представлен преимущественно карбонатными отложениями. В границах листа выделены талейяхинская толща, а также хатанзейская и гребенская свиты объединенные.

Талейяхинская толща (S_2tl) закартирована в северной половине о. Вайгач. Она согласно ложится на отложения талатакарской свиты. Название дано по реке, где описан типичный рифогенный разрез лудлова. Толща представлена однообразными массивными и инкрустационными известняками, а также вторичными доломитами. В толще определены преимущественно лудловские формы. Наличие рифогенных прижидольских отложений в ее составе предполагается. Верхняя граница с рифовой толщей нижнего девона проводится по появлению раннедевонских органических остатков [146, 178, 282]. Мощность талейяхинской толщи – 500–600 м.

Хатанзейская и гребенская свиты объединенные (S_2ht+gr) распространены на небольшой площади на юге о. Вайгач. В строении разреза принимают участие преимущественно карбонатные породы.

Хатанзейская свита сложена водорослевыми, комковатыми, амфипоро-строматопоровыми и остракодовыми известняками, которые по фауне табулят *Parastriatopora arctica* Tchern., *Thecia swinderniana* (Goldf.), брахиопод *Didymothyris didyma* (Dalm.), *Conchidium novosemelicum* Nal., остракод *Schrenckia grandis* (Sch.), *S. tumefacta* Abush., *Kiaeria crassa* Abush. и конодонтов *Ozarcodina cf. crassa* Wall., *O. media* Wall., *Spathognathodus inclinatus* (Rhodes.), *Plectospathodus extensis* Rhodes., *Neoprinooidus bicurvatus* (Br. et M.) сопоставляются с лудловским ярусом [282]. Нижняя граница свиты проводится по пачке черных известняков с *Lisetripa lingulata*.

Для гребенской свиты о. Вайгач является стратотипическим районом. Свита представлена комковатыми и плитчатыми известняками с табулятами *Squameofavosites rusanovi* (Tchern.), *Striatopora grebenskiana* Smirn. и брахиоподами *Collarothyris canaliculata* (Wenjuk.). В ее основании залегают аргиллиты с линзами брахиоподовых ракушечников с *Hemitoechia distincta* Nikif., *Collarothyris canaliculata canaliculata* (Wenjuk.) [146, 178, 282]. Нижняя граница подразделения нерезкая и проведена по смене фаунистических комплексов. Граница хатанзейской и гребенской свит фиксируется пачкой зеленоцветных сланцев в основании гребенской свиты. Общая мощность подразделения – до 600 м.

Кальвицкая свита (S_2kl) венчает разрез силурийских отложений в Русановской и Нехватовской СФпЗ Новой Земли. Свита распространена достаточно широко. Ее выходы обрамляют ядро Южноновоземельского антиклинория от п-ова Ефима Хатанзея вдоль зал. Кальвица до урочища Петухи и далее на юг до левого бережья р. Омулёвая, бухт Ермолаева, Северной, губы Логинова и губы Каменка. Она обнажается также на мысе Федотова, п-ове Саханина, в бассейнах рек Большая и Малая Юнау.

Стратотип описан в зал. Кальвица, где ее разрез представлен сублиторальными зеленоцветными алевролитами с линзовидными прослоями брахиоподовых известняков и темно-серыми мелко-среднеслоистыми глинистыми известняками. Нижняя граница свиты согласная и фиксируется по смене темноцветных глинисто-известковистых (на юго-востоке) или алевроито-глинистых (на северо-западе) пород зеленоцветными алевроито-глинистыми по-

родами с характерными маломощными слоями брахиоподовых ракушечников. Комплекс органических остатков богат и разнообразен. Наиболее характерными видами являются *Squameofavosites fungites* (Sok), *Sq. rusanovi* (Tschern.), *Fistulipora arctica* Astr., *Hemitoechia distincta* Nikif., *Collarothyris canaliticulata* (Wenjuk.), *Atrypella scheii* (Holt.), *Howellella pseudogibrosa* Nikif., *Pseudohomeospira polaris* Nikif., *Kiaeria lindtroemi* (F. Schmidt), *Schrenkia wajgatschensis* (F. Schmidt), *Bingeria bella* Abush., *Anthinocrinus podolicus* Yelt., *Ozarkodina remscheidensis eostenhornensis* (Walliser), *Spathognathodus steinhornensis eostenhornensis* (Walliser). По этому комплексу свита сопоставляется с гребенским горизонтом и двумя первыми пачками вайгачского горизонта о. Вайгач, а также с матеевскими слоями о. Долгий, отвечающими пржидольскому ярусу [146, 253]. Мощность свиты возрастает с юго-востока на северо-запад от 390 до 500 м.

СИЛУР–ДЕВОН

Хатанзейская, гребенская свиты и вайгачская толща нерасчлененные (S_2 – D_{1ht-vg}) закартированы совместно ввиду незначительной площади выходов на п-ове Карпова и в небольшом тектоническом блоке в районе мыса Белый Нос на юго-востоке Вайгачской СФПЗ на листе третьего поколения R-41 [54].

Разрез о. Вайгач является стратотипическим [178] для верхнего члена этого литокомплекса – вайгачской толщи нижнего девона, которая выделена А. С. Микляевым [282] в составе верхней части вайгачского горизонта. Ее разрез представлен зеленовато-серыми доломитизированными известняками с реликтами органогенных структур, в том числе биогермов, и прослоями карбонатно-глинистых сланцев. Комплекс бентосной ископаемой фауны включает *Howellella laeviplicata* Kozl., *H. prima* Rzon., *Gracionella alia* Tschern., *Protathyris* sp., *Hogmochilina subformosa* Abush., датирующие отложения толщи лохковским веком раннего девона. Возрастной объем стратона лудлов–лохков, а общая мощность на юго-востоке о. Вайгач – 800–900 м.

Нерасчлененные отложения силура – среднего девона (S – D_2) выделяются в акваториальной части на обоих крыльях Вайгачско-Южноновоземельского антиклинория. Наиболее широко они распространены на западном крыле, где полоса их выходов протягивается от губы Саханина на юге Новой Земли до п-ова Карпова на о. Вайгач. В строении стратона принимают участие терригенно-карбонатные отложения при резко преобладающей роли известняков. Мощность оценивается предположительно в 2300–5700 м.

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

Девонские отложения на Новой Земле и о. Вайгач имеют широкое распространение. Они слагают большую часть Вайгачско-Южноновоземельского антиклинория и представлены всеми отделами. Значительную часть разреза мощностью до 4400 м составляют карбонатные отложения, менее распро-

странены терригенные, кремнистые, вулканогенные и осадочно-вулканогенные породы. Девонским образованиям свойственна значительная фациальная изменчивость по латерали и по разрезу. Менее ярко она проявлена для нижнедевонских отложений, где выделяется единая Южно-Новоземельско-Вайгачская СФЗ с тремя подзонами – Русановской и Нехватовской на Новой Земле и Югорско-Вайгачской – на о. Вайгач. Здесь развиты прибрежно-морские и мелководные преимущественно карбонатные, редко терригенно-карбонатные отложения.

В конце раннего–среднем девоне заложились, а в позднем девоне окончательно оформилась новая структурно-формационная зональность с обособлением двух зон – Вайгачско-Саханинской (с Коротайхинско-Вайгачской и Саханинской СФЗ) на юге–юго-западе площади листа и Восточно-Новоземельской (с Рогачёвской СФЗ) на северо-востоке–севере территории листа. В Вайгачско-Саханинской СФЗ продолжалось накопление в мелководных и прибрежно-морских условиях преимущественно карбонатных толщ большой мощности, тогда как в Восточно-Новоземельской СФЗ отлагались относительно глубоководные (склоновые) терригенно-карбонатные, кремнистые и вулканогенные фации (Рогачёвская СФЗ), а в еще более северо-восточных районах (Карская СФЗ за границей листа) – глубоководные углеродисто-кремнистые, карбонатно-кремнисто-глинистые и вулканогенные конденсированные осадки. Рогачёвская и Карская СФЗ Новой Земли соответствуют Лемвинской СФЗ региональной схемы [178].

В Коротайхинско-Вайгачской, Саханинской и частично Рогачёвской СФЗ проявлен предпозднедевонский перерыв в осадконакоплении. Базальные слои франа ложатся с размывом на разные горизонты ниже-среднедевонских отложений. В Вайгачской СФЗ кое-где франские породы перекрывают даже верхнесилурийские осадки.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

На Новой Земле в Русановской и Нехватовской СФЗ нижний отдел представлен каменной серией и алфёровской свитой, а также их объединенным подразделением. В Вайгачской СФЗ аналогом алфёровской свиты является рифовая толща.

Каменная серия (D_1km) распространена на побережьях губ Каменка, Моржовая, Пропащая и в бассейнах рек Саханина, Юнау и Тайная. Она объединяет три свиты (пропащинскую, западногорскую и карандейскую) и соответственно имеет трехчленное строение разреза.

В низах серии (пропащинская свита) преобладают темно-серые и черные глинистые, иногда алевритистые и песчаные детритовые известняки. Реже присутствуют желтовато-серые мелкозернистые кварцевые песчаники с известковистым цементом, серые и буровато-серые кварцитовидные алевролиты, темно-серые алеврито-глинистые сланцы и аргиллиты, а также (в основании) – гравелиты либо мелкогалечные конгломераты с известковистым цементом. Средняя часть (западногорская свита) представлена частым переслаиванием зеленовато-серых алеврито-глинистых сланцев и в разной степени

доломитизированных алевроито-глинистых известняков. В верхней части серии (карандейская свита) преобладают серые и темно-серые строматолитовые, пелитоморфные и зернистые, иногда алевролитистые, подчас доломитизированные известняки с подчиненными им седиментационными доломитами, алевролитами и сланцами.

Каменная серия залегает на подстилающей ее кальвицкой свите силура с незначительным размывом, поскольку в ее основании кое-где прослеживается маломощный (0,3–8 м) горизонт конгломератов с окатанной галькой, содержащей окаменелости верхов силура. Вместе с тем, по фаунистическим комплексам перерыв не фиксируется.

Серия содержит разнообразные органические остатки – кораллов, мшанок, моллюсков, брахиопод, наутилоидей, трилобитов и остракод. Раннедевонский (лохковский) возраст устанавливается по присутствию кораллов *Favosites sivjuensis* Chekh., брахиопод *Protathyris praecursor* Kozl., *Lenatoechia kuliki* Nik., *Howellella laeviplicata* Kozl в низах серии, брахиопод «*Lanceomyxia*» *kuzmini* Tcherk., *Howellella labis* T. Modz., наутилоидей *Ankiloceras virgulaforme* Foerste в средней части и брахиопод *Howellella angustiplicata* Kozl., пеллеципод *Pteria kamenka* Kam. и остракод *Leperditia elongata* Peetz в верхней части [28, 210, 253, 293]. Мощность серии увеличивается с севера на юг от 650 до 1100 м.

Алфёровская свита (D_{1al}) имеет широкое распространение на юге Новой Земли в бассейнах рек Саханина, Юнау, Тайная и в районе озер Нехватова. Наиболее представительный разрез описан по р. Южная Тайная. Он представлен сочетанием органических построек типа биогермов и биогермных массивов и сопряженных с ними органогенно-обломочных и детритовых известняков. На подстилающих отложениях карандейской свиты (верхней части каменной серии) алфёровская свита залегает согласно с постепенным переходом. Граница проводится по исчезновению строматолитовых известняков и появлению известняков с нормальной морской фауной.

Свита изобилует остатками кораллов, брахиопод, трилобитов, наутилоидей, дакриоконадрид и конодонтов. Руководящими формами являются кораллы *Favosites multiplicatus* Yanet in Dubat., *Squameofavosites cribratus* Smirn., брахиоподы *Nordotoechia tumida* Tcherk., *Howellella minora* Rzon., конодонты *Polignathus deniscens* Phil. et Jacks., *Pandorinellina exqua exqua* Phil., датирующие свиту позднелохковским–пражским возрастом [28, 210, 253, 293]. Мощность свиты возрастает с юга на север от 400 до 600–750 м.

Каменная серия и алфёровская свита объединенные (D_{1km+al}) выделяются только вдоль северо-восточного крыла Русановской антиклинали, где имеют тектонический контакт с силурийскими слоями. Они представлены терригенно-карбонатными отложениями мощностью более 1500 м и содержат богатый комплекс органических остатков лохковского–пражского веков раннего девона.

Рифовая толща (D_{1rf}) выделяется в Вайгачской СФпЗ на небольшой площади на юго-востоке о. Вайгач. Название дано по преобладанию в разрезе фациально не выдержанных рифовых биокластических и биогермных известняков светлого и желтовато-серого цвета. Помимо них присутствуют вторичные доломиты, кое-где переслаивающиеся с тонкослоистыми известняками.

Опорный разрез находится к востоку от рамки листа в районе мыса Сухой Нос. В его основании известняки содержат пражские *Coenites cf. puberulus* Yanet., *Favosites cf. karpinskiyi* Yanet., *Karpinskiya congulata* Tsch., а выше – ранне-среднеэвразийские *Ivdelinia ivdelensis* (Khold.), *Karpinskiya fedorovi* Tsch., *Neokarpinskiya fedorovi ivdelensis* (Khold.) комплексы органических остатков. Мощность рифовой толщи – 600–1000 м [210].

НИЖНИЙ–СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

Отложения этого возраста на Новой Земле в Саханинской СФпЗ представлены подгорнинской серией, а в Рогачёвской СФпЗ Восточно-Новоземельской зоны – тайнинской свитой. На о. Вайгач в Коротаихинско-Вайгачской подзоне Вайгачско-Саханинской СФЗ этим подразделением по возрасту примерно соответствует сухоновская толща. На Вайгаче выделяется также ниже-среднедевонские рифовая и сухоновская нерасчлененные толщи.

Подгорнинская серия ($D_{1-2}pd$) выделяется вдоль южной оконечности Новой Земли в Саханинской СФпЗ на побережье губ Логинова, Синельникова, Черная, на полуостровах Подгорного, Кабаний Нос и Рахова. Она объединяет синельнинскую (500 м), кабанийскую (350–400 м) и чернугубскую (до 500 м) свиты, представленные чередованием пачек разнообразных известняков с подчиненными им седиментационными доломитами, аргиллитами, алевролитами и известковистыми песчаниками. В верхах серии присутствуют органогенные (коралловые и водорослевые) постройки. На алфёровской свите подгорнинская серия залегает согласно, с постепенным переходом. Нижняя граница обычно проводится по появлению черных сланцеватых глинистых известняков.

Серия содержит богатый комплекс органических остатков – кораллов, мшанок, брахиопод, трилобитов, дакриоконарид, гониатитов, конодонтов. В ее низах присутствуют кораллы *Favosites regularissimus* Yanet, брахиоподы *Radiomena parirregularis* Tcherk., гониатиты *Gracilites svetlanae* Bogosl. и конодонты *Polygnathus deniscens* Phill. et Jack., *P. perbonus* Phill., характерные для эмского яруса нижнего девона; в средней части – кораллы *Favosites balsaticus* Goldf., брахиоподы *Megastrophia uralensis* (Vern.), *Ljudmilispirifer kabaniensis* Tcherk., *Radiomena irregularis* (Rolm.), конодонты *Polygnathus serotinus* Telf., *P. foliformis* Snig., характерные для эмса и эйфеля, а в верхней части серии – кораллы *Arcophillum yakovlevi* Tchern. и брахиоподы *Chascothyris holzapfeli* Torlly., *Ilmenia hians* Buch., *Dechenella verneuli* (Barr.), *Stringocephalus* sp., указывающие на живетский возраст. Этот комплекс окаменелостей определяет принадлежность подгорнинской серии к верхам нижнего (эмский ярус)–среднему девону [210, 143]. Мощность серии – до 1600 м.

Тайнинская свита ($D_{1-2}tn$) выделяется в Рогачёвской СФпЗ, имея широкое распространение на юге и в центральной части Новой Земли от губы Саханина до губы Северная Тайная. Отложения представлены темно-серыми и черными аргиллитами, глинистыми, нередко углеродистыми сланцами, а также глинистыми, реже алевролитистыми известняками с подчиненными гори-

зонтами алевролитов, песчаников, кварцитопесчаников и фтанитов. Песчаники и кварцитопесчаники присутствуют только в верхней части восточных разрезов свиты. Предполагается, что на западе эта часть отложений размыта. Тайнинская свита согласно залегает на алфёровской свите. Их контакт проводится по появлению темно-серых глинистых известняков.

Комплекс ископаемых остатков не отличается разнообразием [28, 143, 173]. В низах свиты присутствуют дакриоконариды *Nowakia zlichvensis* Boucek., *N. barrandei* Boucek, *Viriatellina* cf. *hercynica* Boucek, гониатиты *Mimagoniatites* cf. *fecundes* (Barr.), конодонты *Polygnathus deinscens* Phil. et Jacks., *P. inversus* Kl. et John, а в верхней части – дакриоконариды *Nowakia* aff. *otomari* Boucek et Prantl, конодонты *Polygnathus serotinus* Telf., *P. costatus costatus* Klapp., *P. linguiformis linguiformis* Hinde, датирующие отложения свиты в интервале эмсский век раннего девона–средний девон. Нижняя граница свиты имеет возрастное скольжение с востока на запад почти до основания среднего девона [293]. Мощность тайнинской свиты колеблется от 300 до 1000 м, составляя в среднем около 700–850 м.

Сухоносовская толща (D₁₋₂sn) выделяется на северо-востоке о. Вайгач, где ранее картировались нерасчлененные ниже-среднедевонские отложения. Она названа по мысу Сухой Нос (юг о. Вайгач, лист R-41), где на западном побережье прол. Югорский Шар вскрыт наиболее полный ее разрез [282]. Толща сложена преимущественно серыми и темно-серыми слоистыми известняками с редкими прослоями и пачками кварцевых песчаников (до 4 м) в средней части и зеленовато-серыми глинистыми известняками с прослоями глинистых сланцев и кварцевых песчаников в верхах разреза. В карбонатных породах присутствуют органические остатки, позволяющие датировать эти отложения эмским–среднедевонским возрастом.

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

Рифовая и сухоносовская толщи нерасчлененные (D₁₋₂rf÷sn) распространены на северо-восточном побережье о. Вайгач. В строении нижней части подразделения принимают участие рифовые и рифогенные известняки и вторичные доломиты, ассоциирующие кое-где со слоистыми известняками с комплексом органических остатков описанной выше рифовой толщи. Верхняя часть представлена известняками с редкими прослоями кварцевых песчаников и глинистых известняков. Комплекс ископаемой фауны датирует подразделение возрастным интервалом поздний эмс раннего девона–большая часть живета. Мощность отложений – 600–1250 м.

СРЕДНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Пырковская и костяномысовская толщи объединенные (D₂₋₃rg+km) распространены преимущественно на севере и северо-востоке о. Вайгач в Коротайхинско-Вайгачской СФпЗ; кроме того, неболь-

шой блок этих пород расположен на юго-востоке острова на границе с листом третьего поколения R-41 [54].

Пырковская толща названа по мысу Пырков (северо-запад Пай-Хоя, побережье Печорского моря). По составу и положению в разрезе она близка к ранее картируемым на Вайгаче и северо-западном Пай-Хое отложениям франского яруса [233]. Толща сложена слоистыми и биогермными известняками, доломитами и мергелями с прослоями карбонатно-глинистых сланцев. В ее основании присутствуют песчаники и алевролиты. На подстилающих образованиях пырковская толща залегает с глубоким размывом. На западной рамке листа (о. Вайгач) она ложится на нерасчлененные отложения хатанзейской, гребенской свит и вайгачской толщи верхнего силура–нижнего девона, а на востоке Вайгача – на отложения сухонососовской толщи нижнего–среднего девона. Таким образом, степень размыва подстилающих образований уменьшается на северо-восток. Мощность пырковской толщи – 400–470 м.

Костяномысовская толща названа по мысу Костяной на севере о. Вайгач, где находится ее стратотипический разрез [282], в строении которого принимают участие известняки, доломиты с линзами кремней, иногда водорослевые и строматопоровые биогермы. Верхняя граница толщи принята по смене доломитово-известняковой ассоциации пород турнейскими темно-серыми фораминиферо-водорослевыми известняками. Мощность толщи – 380–630 м.

В нижней части объединенного литокомплекса толщ присутствуют окаменелости саргаевского горизонта нижнего франа *Mucrospirifer novosibiricus* (Toll.), *Ladogia megendorfi* Vern. Вместе с тем, допускается возможность датирования базальных слоев лыновским временем, т. е. поздним живетом. В средней части встречены *Cyrtospirifer disjunctus* (Sow.), *C. tenticulum* Vern., *Teodossia anossovi* (Vern.), *T. livensis* Nal., свидетельствующие о франском возрасте. Из верхней части определены комплексы фораминиферовых зон фамена: *Septatournaella gauseae* – *Quasiendothyra communis*; *Quasiendothyra sobeitusana* – *Endothyra communis* [28, 303, 315]. На основании этих окаменелостей объем описываемого стратона охватывает верхний подъярус (пашийский горизонт) живетского яруса–фаменский ярус.

Общая мощность объединенных пырковской и костяномысовской толщ составляет 780–1100 м.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Верхнедевонские образования пользуются широким распространением на Новой Земле, где участвуют в строении осевых частей главных складчатых структур. На о. Вайгач они распространены локально – только в небольшом блоке на юго-западе. С позднего девона резко обособляются два типа разрезов – шельфовый существенно карбонатный (в Вайгачско-Саханинской СФЗ) и конденсированный существенно карбонатно-кремнисто-глинистый относительно глубоководный (в Восточно-Новоземельской СФЗ).

Рейская свита (D_3rs) широко распространена в Рогачёвской и, в меньшей степени, в Саханинской СФЗ между зал. Рогачёва и губой Тайная, в бассейне р. Северная Тайная, Юнау и в районе озер Нехватовых, на побе-

режье прол. Костин-Шар и губ Пропащая, Раковая, Чёрная. Свита сложена базальтами, их туфами, туффитами, песчаниками, алевролитами, гравелитами, конгломератами, известняками. Ее стратотип находится на р. Гусиная. Базальты образуют гряды высотой до 100–200 м. Свите свойственны значительная фациальная изменчивость и значительные колебания мощностей.

В зависимости от состава базальных слоев, ее нижняя граница проводится по пласту конгломератов (2–10 м) либо по основанию терригенной пачки с растительными остатками, либо по подошве базальтов. Кое-где в Рогачёвской СФпЗ нижняя граница свиты устанавливается по постепенному переходу от серых и светло-серых кварцитопесчаников к желтовато-серым известковистым песчаникам с линзами гравелитов и конгломератов. В Саханинской СФпЗ в основании свиты наблюдается разрыв, и ее отложения залегают на породах разного возраста – вплоть до нижнедевонской алфёровской свиты. В этой подзоне свита наиболее изменчива по мощности (10–150 м) и составу. Конгломераты в некоторых разрезах присутствуют на двух-трех уровнях. Выше разрез представлен псаммито-алевритовыми породами с различной примесью пирокластики. В верхах разреза появляются горизонты карбонатных пород.

Свита относительно бедна органическими остатками, представленными растительным детритом, кораллами, брахиоподами, пеллециподами и гастроподами, которые распространены по латерали неравномерно. Кораллы встречаются только в Рогачёвской СФпЗ; там же обильны брахиоподы, присутствующие чаще в верхней терригенной пачке. Растительные остатки сосредоточены в низах разреза. Они представлены формами *Svalbardia polymorpha* Hoeg, *Pteridorachis* sp., *Pseudobornia* sp., а ископаемые остатки фауны – *Penneckiella* ex gr. *jevlanensis* Bulv., *Disphyllum paschiense* Soshk., *D.* ex gr. *caespitosum* Goldf., *Cyrtospirifer* sp., *Desquamatia* sp., *Mucrospirifer novosibiricus* Toll., *Uchtospirifer* sp. (cf. *murchisonianus* Kon.), *Leiorhinchus pavlovi* Mufke, *L. taimyricus* Nal., *Ladogia triloba* Sow., датирующими отложения ранним франом [28, 253, 293]. Верхняя граница предполагается скользящей; с более полным возрастным объемом в Рогачёвской СФпЗ. В Саханинской СФпЗ часть рейской свиты замещается низами красинской свиты.

Мощность рейской свиты – 10–550 м. При этом в прол. Карские Ворота она отсутствует, целиком замещаясь объединенным литокомплексом избнинской толщи и красинской свиты.

Красинская свита (D_3kr) в качестве самостоятельного подразделения выделяется на северо-западе Саханинской СФпЗ, где распространена достаточно широко. Она согласно залегают на рейской свите, имея с ней постепенные переходы, а местами фациально замещается песцовской и вадегской свитами объединенными. Свита представлена органогенными и органогенно-обломочными, нередко доломитизированными известняками, известковистыми аргиллитами, алевролитами и песчаниками. Фациальная изменчивость выражена увеличением глинистости и уменьшением количества органогенных построек (в том числе, полным исчезновением коралловых построек) в направлении с юга–юго-востока на север–северо-запад.

Свита богата органическими остатками. Для ее низов характерны брахиоподы *Cyrtospirifer tenticulum* Vern., *C.* ex gr. *disjunctus* Sow., *Mucrospirifer* ex

gr. *novosibiricus* Toll, *Ladogia triloba* Buch., кораллы *Hexagonaria aranea* sp. nov., *Disphyllum paschiense* Soshk., *Peneckiella* sp. nov., *Thamnophyllum germanicum* Scr. и др., а для верхней части свиты типичны брахиоподы *Theodossia* ex gr. *anossofi* Vern., кораллы *Flexibilophyllum* gen. et sp. nov., *Zololasma verrucosa* Soshk. и др. Единичные гониатиты *Manticoceras galeatum* Wedekind и *M. latisellatum* Jan. встречаются по всему разрезу. Тентакулиты представлены единичными *Homoctenus* cf. *tenuicinctus* Roemer. Единичны и конодонты, зато комплекс фораминифер весьма разнообразен. Возраст свиты по комплексу органических остатков определяется серединой и верхами франа [28, 175]. Мощность свиты – до 650 м.

Избнинская толща и красинская свита объединенные (D_{3iz+kr}) распространены локально, протягиваясь узкой полосой от о. Избный, где описан стратотип избнинской толщи, в северо-западном направлении на 50 км.

Избнинская толща залегает с размывом на отложениях нижне-среднедевонской подгорнинской серии. Ее нижняя часть сложена валунно-галечными конгломератами, песчаниками с ископаемой флорой, гастроподовым и брахиоподовым детритом «*Samarotoechia*» *pyrkensis* Nal., а выше – мергелями с прослоями брахиоподовых ракушнякав. Мощность толщи – от 10 до 40 м [175].

В верхней части объединенного литокомплекса (в красинской свите) мергели с *Mucrospirifer* ex gr. *novosibiricus* Toll, *Ladogia triloba* (Sow.) постепенно замещаются известняками, содержащими фораминиферы *Nodosaria evlanensis* (Lip.), кораллы, брахиоподы *Cyrtospirifer schelonicus* Nal., *Theodossia anossofi* (Vern.) и др., конодонты *Palmatolepis gigas* M. et J. франского возраста. В кровле красинской свиты на юге СФЗ появляются пестроцветные мергели и алевролиты. Мощность всего подразделения – 550–700 м.

Терригенно-карбонатная толща (D_{3tk}) развита узко локально на юго-западе о. Вайгач, вблизи восточной границы с площадью листа R-41 [54]. В ее основании залегает пачка пестроцветных мергелей, глинистых известняков, аргиллитов с прослоями алевролитов и седиментационных доломитов, которые выше сменяются известковистыми песчаниками с «*Samarotoechia*» *pyrkensis* Nal., песчанистыми известняками с прослоями глинистых сланцев и брахиоподовых ракушнякав с *Ripidiorhynchus aldoga* (Nal.), *Eleutherokomma(?) aliger* (Ljasch.). В средней части присутствуют известняки с *Anathyris helmersenii* (Buch.), *Cyrtospirifer schelonicus* Nal. с прослоями глинистых сланцев, биогермы с ругозами, брахиоподами. Верхняя часть толщи представлена известняками и сланцами с прослоями седиментационных доломитов, ракушнякав с *Theodossia* ex gr. *uchtensis* Nal., *Th. ischmensis* Nal., *Th.* cf. *evlanensis* Nal. По комплексу окаменелостей возраст толщи определен как франский. Отложения толщи с глубоким размывом залегают на породах гребенской свиты верхнего силура [231]. Мощность подразделения – 480–620 м.

Саханинская свита (D_{3sh}) выделяется на Новой Земле в Саханинской СФПЗ. Стратотип описан на п-ове Рахманова в губе Саханиха. Отложения свиты распространены в бассейнах рек Чёрная, Обманная, Пропашая, Мелкая, Саханина, в районе губы Башмачная и в прол. Карские Ворота, участвуя в строении приосевых частей, крыльев и центриклинальных замы-

каний синклиналей второго порядка. Свита сложена плитчатыми пелитоморфными и глинистыми, реже алевроито-глинистыми, песчанистыми и органическими известняками. Отложения свиты согласно залегают на подстилающих слоях, но ее нижний контакт нечеткий и проводится по появлению желтовато-серых известняков, содержащих *Cyrtospirifer* ex gr. *archiaci*, с прослоями известковистых алевролитов. Фациальная изменчивость свиты незначительна.

Свита хорошо охарактеризована палеонтологически. По всему разрезу присутствуют остатки брахиопод, пелеципод, наутилоидей, гониатитов, фораминифер и конодонтов. Наиболее богаты ими низы разреза. Характерны следующие окаменелости: брахиоподы *Cyrtospirifer* ex gr. *archiaci* Murch., *Ptychomaletoechia gtiasika* Nal., конодонты *Pelekysgnathus* ex gr. *varcus* Stauffer, *Polygnathus* sp., гониатиты *Cheloceras verneuili* Münster, *C. subpartitum* Münster, *Tornoceras simplex* Buch., *Epitonoceras peracutum* Hall и др. для низов свиты; гониатиты *Protornoceras dorsatum* Wed. и др., а также конодонты *Palmatolepis marginifera marginifera* Zieg., *P. marginifera inflexa* Müller, *P. glabra elongate* Holmes, *P. minuta loba* Holmes и др. для средней части, датирующие эту часть разреза низами позднего фамена. На севере СФпЗ на уровне нижнего и верхнего фамена появляются пачки гониатитовых известняков с *Cheiloceras circumflexiferum* (Sandb.), *Epitonoceras polare* Vog. et Jats., *Protornoceras dorsatum* (Wdkd.) и др. В целом по комплексу органических остатков объем свиты соответствует нижней половине фаменского яруса, примерно отвечая зоне *Cyrtospirifer archiaci*, согласно унифицированной региональной схеме [28, 175]. Общая мощность саханинской свиты – 340–500 м.

Песцовская и вадегская свиты объединенные (D_{3ps+vd}) выделяются в центральной части Рогачёвской СФпЗ в бассейнах рек Рогачёва, Вадега, Северная и Южная Тайные. Согласно залегают на рейской свите.

Песцовская свита сложена черными глинисто-углеродистыми сланцами и аргиллитами с прослоями и дисковидными конкрециями глинистых известняков и черных кремнистых пород. Граница с рейской свитой согласная и проводится по подошве пачки черных аргиллитов. Для южных районов СФпЗ характерны многочисленные прослои и пачки гониатитовых известняков с *Komiceras stuckenbergi* (Holz.), *Manticoceras intumescens* (Beyr.), *Crickites holzapfeli* (Wdkd.), *Palmatolepis gigas* Mill. et Y., *P. triangularis* Sann, характерных для верхнего франа.

В верхней части объединенного литокомплекса (вадегская свита) черные сланцы сначала сменяются светло-серыми горизонтально-слоистыми тонкозернистыми известняками, а затем тонкоритмичным переслаиванием черных сланцев, фтанитов и известняков. Для вадегской свиты характерны прослои конгломерато-брекчий, которые интерпретируются как фации обломочных потоков. В свите установлены аммоноидеи зоны *Dimeroceras globulare-Maeneceras potpeckji* фаменского возраста. В целом возраст этого объединенного стратиграфического подразделения надежно обоснован как позднемеловый [28, 175, 293]. Мощность – 160–200 м. В возрастном отношении большая часть песцовской свиты, а также нижняя и средняя части вадегской свиты Рогачёвской СФпЗ коррелируются с саханинской свитой одноименной СФпЗ.

ДЕВОН–КАРБОН

Верхний девон – карбон (D_3-C). Нерасчлененные отложения этого возраста выделяются условно на акватории вдоль юго-западного побережья Вайгача и юго-западного обрамления Новой Земли. Предполагается, что они сложены известняками и доломитами, а также мергелями, алевролитами и песчаниками. Мощность – более 1000 м.

Нерасчлененные отложения верхнего девона – среднего карбона (D_3-C_2) выделяются в прибрежной части Баренцева моря западнее – юго-западнее арх. Новая Земля от о. Междушарский до губы Карпова. По аналогии с сушей предполагается терригенно-карбонатный с преобладанием известняков состав отложений с подчиненными им псаммито-алевроито-пелитовыми прослоями и фтанитами, а в верхней части – с эвапоритами. Толща с размывом залегает на разных горизонтах среднего–нижнего девона и верхнего силура. Амплитуда размыва возрастает в западном направлении [72]. Мощность отложений – около 1050 м.

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА

Отложения каменноугольного возраста достаточно широко распространены на Новой Земле, особенно в Саханинской СФпЗ. В Коротайхинско-Вайгачской СФпЗ они занимают небольшие площади на северной оконечности и на востоке, вблизи рамки с листом R-41.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Рогачёвская и милинская свиты объединенные (C_1rg+ml) выделены совместно ввиду их небольшой мощности и соответственно ширины выходов на дневную поверхность. Этот литокомплекс распространен преимущественно в северной – северо-восточной части листов R-39, 40 в Рогачёвской СФпЗ. На листах R-38–40 второго поколения [53] он выделялся как черняковская серия.

Рогачёвская свита представлена темноокрашенными фтанитами и аргиллитами с редкими прослоями кремнистых известняков и доломитов. Нижняя граница согласная и проводится по смене светло-серых пород вадегской свиты черными фтанитами. Стратотип описан по крупному правому притоку р. Рогачёва. Однородный состав, тончайшая слоистость пород, выдержанность по латерали, отсутствие бентосной органики и небольшая мощность указывают на формирование свиты в глубоководных условиях. Фациальные изменения наблюдаются в направлении с северо-востока на юго-запад от зал. Рогачёва до верховьев р. Нехватова, где фтаниты рогачёвской свиты замещаются известняками низов лазаревской свиты.

Свита бедна органическими остатками, которые представлены лишь радиоляриями и конодонтами. Поскольку в подстилающих ее слоях вадегской свиты присутствуют позднефаменские фораминиферы, то основание рогачёв-

ской свиты можно условно относить к границе девона и карбона. В ее нижней части присутствуют раннетурнейские конодонты рода *Siphonodella*. Верхи свиты надежно охарактеризованы конодонтами *Scaljognatus anchoralis* (позднее турне), а кровля – формами *Scaliognathus ex gr. anchoralis* (Br. et Mehl), *Gnathodus texanus* Roundy, *Mestognatodus*. sp. и др., типичными для раннего–среднего визе, а в верхней трети разреза рогачёвской свиты (р. Красная) присутствуют позднетурнейские–ранневизейские конодонты. Кроме того, определены фораминиферы родов *Endothyra*, *Archaediscus* и др. По этому комплексу возраст свиты определяется как раннекаменноугольный в пределах турне–раннего визе. Мощность свиты – более 110 м.

Милинская свита названа по ручью в бассейне р. Рогачёва, где описан ее стратотип. Она сложена светло-серыми массивными известняками с прослоями доломитов в верхней части и согласно залегает на рогачёвской свите. Граница проводится по подошве светло-серых известняков. С северо-востока на юго-запад эта свита постепенно фациально замещается лазаревской свитой, что фиксируется переходными типами разрезов.

Органические остатки редки и представлены фораминиферами и конодонтами, приуроченными к ее верхней части, и аммоноидеями. Верхняя граница «скользит» во времени. По комплексу органических остатков возраст свиты – от среднего визе до позднего серпухова. На юге Рогачёвской СФпЗ в средней части свиты установлены аммоноидеи средневизейской зоны *Beyrichoceras–Goniatites*, а в верхней части – серпуховской зоны *Uralopronorites–Cravenoceras*. Мощность милинской свиты – от 20–50 м до 80 м вблизи зоны фациального перехода.

Возрастной объем объединенного литокомплекса охватывает весь ранний карбон [275, 315], а мощность составляет от 120 до более 140 м.

Карповская и болванская толщи объединенные (C₁kr+bl) распространены в Коротайхинско-Вайгачской СФпЗ и картируются совместно вследствие невозможности раздельного показа в масштабе карты.

Карповская толща названа по полуострову (юго-запад о. Вайгач за границей территории листа) [282]. Она сложена темно-серыми детритовыми и органогенными известняками, с линзами кремней в основании. В верхней части наблюдается ритмичное переслаивание темно-серых детритовых известняков с доломитистыми и кремнистыми известняками в ассоциации с линзами, прослоями и стяжениями кремней. Отложения охарактеризованы комплексами всех фораминиферовых зон турнейского яруса. Нижняя граница с подстилающими девонскими отложениями согласная и проводится по появлению горизонта фораминиферовых известняков. Мощность толщи – более 260 м.

Болванская толща названа по бухте (северо-восток о. Вайгач) [282]. Она представлена темно-серыми известняками и доломитами. Последние в средней части литокомплекса (средневизейский уровень) слагают пачку мощностью до 100 м. Возраст толщи, по остаткам фораминифер, визейско-серпуховский [72, 178, 282]. Мощность болванской толщи – до 850 м, а общая мощность карповской и болванской объединенных толщ – 1080–1100 м.

НИЖНИЙ–СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

Лазаревская свита ($C_{1-2}lz$) названа по мысу в прол. Карские Ворота, где находится ее стратотип. Свита распространена в южной части Новой Земли в Саханинской СФпЗ. Ее нижний контакт с саханинской свитой согласный и наблюдался только на п-ове Рахманова. На юге СФпЗ свита сложена различными известняками, реже доломитами, кремнями и аргиллитами с водорослевыми органогенными постройками. На северо-западе СФпЗ в районе о. Междушарский в ее отложениях установлены пачки гипсов-ангидритов с видимой мощностью от 100 до 250 м.

Ранне-среднекаменноугольный возраст свиты надежно обоснован богатыми определениями фораминифер, кораллов, брахиопод, аммоноидей, конодонтов [155, 252, 303, 315]. В нижнекаменноугольных слоях по фораминиферам установлены все зоны общей шкалы. Из брахиопод в турнейских породах часты *Eudoxina media* Leb., *Schellwetnella crenistria* Phill., *Ovatia jvata* Hall, в визейских–серпуховских – представители родов *Striatifera* и *Gigantoproductus*. Нижнебашкирские отложения охарактеризованы фораминиферами краснополянского и северокельтменского горизонтов, такими как *Eostaffella pseudostruvei angusta* Kir., *Plectostaffella jakhensis* Reitl., *Ozawainella aurora* Grozd. et Leb. Мощность свиты – до 1500 м. Она максимальна на крайнем юге и несколько уменьшается в северо-восточном направлении.

НИЖНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Карповская, болванская и чайкинская толщи нерасчлененные ($C_{1-3}kr+čk$) выделяются на северо-восточном побережье о. Вайгач у границы площади листа R-41 [54]. Сложены различными известняками серого цвета, среди которых преобладают детритовые и органогенные разности. В нижней части чайкинской толщи многочисленны окаменелости башкирского яруса и нижнемосковского подъяруса, а в верхней части присутствуют комплексы фораминифер позднемосковского, касимовского и гжельского возраста. Комплексы бентосных ископаемых организмов также свидетельствуют о позднекаменноугольном возрасте отложений. Общая мощность нерасчлененного подразделения – более 1200 м.

СРЕДНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Чайкинская толща ($C_{2-3}čk$) на о. Вайгач в Коротайхинско-Вайгачской СФпЗ в качестве самостоятельного подразделения выделяется в бух. Болванская, нижнем течении р. Сармик и на п-ове Карпова. Она представлена водорослевыми, рифогенными, мшанковыми и брахиоподовыми известняками. Из нижней части толщи определен богатый комплекс окаменелостей башкирского–раннемосковского времени, а в верхней части присутствуют фораминиферы позднемосковского, касимовского и гжельского возраста – *Fusulinella bocki* Moell., *F. pseudobocki* Lee et Chen., *Ozawainella mosquensis* Raus., *Wedekindellina uralica* Dutk., *Schubertella mjachkovensis*

Raus., *Obsoletes obsoletes* (Schelf.), *Konmeriaia natchetensis* Stewart., *K. devexa* (Thomps.), *K. kotlovskiyi* Sf., *Fusiella lancetiformis* Put., *F. lancetiformis karlensis* Sul., *Protriticites* sp. и др. [178, 282]. Мощность свиты – 30–190 м.

СРЕДНИЙ КАРБОН – ПРИУРАЛЬСКИЙ ОТДЕЛ ПЕРМИ

Нерасчлененные отложения среднего карбона – приуральского отдела перми (C_2-P_1) выделены на карте в прол. Карские Ворота на предполагаемом продолжении структур соколовской серии. Мощность – предположительно до 200 м.

Соколовская серия (C_2-P_1sk) распространена на севере и юго-востоке территории в Саханинской и Рогачёвской подзонах, обнажаясь на крыльях и замыкании Вайгач-Южновоземельского антиклинория от р. Юнко на севере до о. Междушарский и прол. Карские Ворота на юге. Серия сложена преимущественно темноокрашенными алеврито-глинистыми породами. Для ее нижней части характерны многочисленные прослои фтанитов, глинистых известняков и желтовато-серых мелкозернистых доломитов. К средней части приурочены линзовидные прослои кремнисто-родохрозитовых пород с характерной сине-черной коркой окислов марганца на поверхности выветривания. В направлении на юг количество этих прослоев убывает до полного исчезновения. В верхах наблюдаются редкие прослои темно-серых полимиктовых песчаников и пачки хлидолитов.

Соколовская серия согласно залегает на лазаревской свите в Саханинской СФпЗ и на милинской свите в Рогачёвской СФпЗ. Нижняя граница проводится по подошве пачки аргиллитов с прослоями известняков.

В Саханинской СФпЗ разрез нижней части серии представлен фтанитами, черными кремнисто-углистыми сланцами с фосфатными конкрециями; в средней части – мергелями с угнетенным комплексом органических остатков; в верхней части – преимущественно алевритистыми аргиллитами с аммоноидеями *Glaphyrites sp.*, *Agathiceras sp.* Для верхней части характерны родохрозит-кремниевые и баритовые конкреции. Среднекаменноугольный–раннепермский возраст определен по фораминиферам, конодонтам, аммоноидеям. Мощность – до 220 м.

В Рогачёвской СФпЗ соколовская серия в ее нижней части (в казаркинской свите) сложена кремнисто-углеродистыми сланцами, фтанитами с прослоями градиционно-слоистых известняков и конгломерато-брекчий, в которых установлено большинство конодонтовых зон среднего–позднего карбона, от базальной башкирской зоны *Declinognathodus noduliferus* до выделяемой в кровле гжельского яруса зоны *Streptognathodus elongates*. Выше залегают аргиллиты с прослоями кремнисто-родохрозитовых пород с ассельскими конодонтами зон *Streptognathodus wabaunsensis*; *St.constrictus*–*St.barskovi*. В верхней части серии (моллеровская свита) преобладают аргиллиты и алевролиты, в которых установлены только фораминиферы артинско-кунгурского возраста *Ammovertella kungurensis* Zol., *Nodosaria pugioidae* Zol. et Igonin, *N. spherocamerata* Zol. Таким образом, возраст соколовской серии в целом определяется как среднекаменноугольный–раннепермский [301, 314, 315]. Мощность – 130–450 м.

ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА

Отложения пермской системы пользуются широким распространением на Новой Земле и незначительно на о. Вайгач. Они участвуют в строении Кармакульской седловины, Карского синклиория и Западно-Новоземельской зоны дислокаций.

Отложения представлены почти исключительно терригенными породами псаммито-алевритно-пелитовой размерности мощностью до 5000–5500 м. Картирование и расчленение этой монотонной толщи, бедной органическими остатками, которые при этом нередко переотложены, представляет большие трудности.

Для большей части ранней перми выделяются две структурно-формационные зоны, унаследованные со средне-позднедевонского–каменноугольного времени: Вайгачско-Саханинская СФЗ (с Кортаихинско-Вайгачской и Саханинской СФПЗ) и Восточно-Новоземельская СФЗ (с Рогачёвской и Карской СФПЗ). Карская СФПЗ в границах листа не обнажена. Разрезам этой части перми свойственны глубоководные глинистые, алевро-псаммитовые, кремнистые и карбонатные (марганценозные родохрозитсодержащие) осадки. С уфимского времени условия осадконакопления на Новой Земле постепенно выравниваются и повсюду начинают накапливаться преимущественно глинистые осадки. Со второй половины уфимского века для Новой Земли выделяется единая Кармакульская СФЗ, где формировались ритмичнослоистые хлидолитовые, псаммито-глинистые осадки, обязанные процессам лавинной седиментации. Вместе с тем, несмотря на ее в целом субширотную зональность, в границах листа для этой СФЗ обособляются два типа разрезов со своими подразделениями. В казанском веке они сменяются относительно мелководными терригенными отложениями, а еще позднее, в конце перми–начале триаса, прибрежно-морскими и пестроцветными континентальными терригенными с примесью пирокластического материала образованиями [156].

На о. Вайгач распространены нижнепермские отложения, накапливавшиеся в менее глубоководных условиях, чем на Новой Земле. Здесь выделяется Кортаихинско-Вайгачская СФПЗ, относящаяся к Кортаихинской зоне региональной схемы [39].

ПРИУРАЛЬСКИЙ ОТДЕЛ

На Новой Земле отложения отдела представлены кармакульской серией на западе и ее близким фациальным аналогом – белушинской свитой на востоке, а на севере о. Вайгач – тремя литокомплексами, обнажающимися в ядре синклинали и венчающими разрез палеозойских толщ, а также на акватории южнее острова, где в тектонических блоках условно выделены сезымская и гусятинская свиты объединенные и отсутствующая в северном разрезе печорская серия, как продолжение соответствующих подразделений, закартированных на северном берегу Тимано-Печорской области по бортам Кортаихинской впадины.

Сезымская и гусиная свиты объединенные (P_{1sz+gs}). Сезымская свита в основании разреза представлена мергелистым горизонтом (8–30 м). Она завершает ряд карбонатных формаций Елецкой зоны Урала, знаменуя начало терригенного осадконакопления. Свита сложена мергелистыми известняками с прослоями мергелей, аргиллитов, алевролитов и силицитов. В мергелях присутствуют форминиферы и гониатиты *Somoholites serus* Vog. sp. nov. ассельско-сакмарского возраста. В границах территории листа R-40 отложения свиты скорее всего залегают на породах карбона согласно.

Гусиная свита (150–250 м) представлена аргиллитами и полимиктовыми песчаниками с прослоями аргиллитов и алевролитов, содержащих артинские окаменелости [282]. Общая мощность объединенных свит – 160–280 м.

Бельковская и талатинская свиты нерасчлененные ($P_{1bl÷tl}$) выделены на северном берегу Вайгача, там же, где и описанное выше подразделение.

Бельковская свита сложена аргиллитами с редкими прослоями полимиктовых песчаников и многочисленными кремнисто-глинистыми и мергелистыми конкрециями. Ее нижняя, согласная с гусиной свитой, граница проводится по смене песчаных пачек аргиллитами. Верхняя часть стратона (талатинская свита) представлена ритмичным чередованием полимиктовых песчаников (преобладают), алевролитов и аргиллитов. Возраст подразделения по органическим остаткам датируется артинско-раннекунгурским временем. Мощность подразделения – 500–900 м.

Воркутская серия (P_{1vr}) представлена мелкоритмичным чередованием полимиктовых песчаников, аргиллитов и алевролитов с остатками брахиопод *Plicatifera stukenbergiana* (Krot), *Canocrinella cancrini* (Vern.), *Yakovlevia weuprechtii* (Toula) кунгурского возраста [282]. На подстилающих отложениях залегают согласно. Мощность – 300–400 м.

Кармакульская серия (P_{1kr}) распространена на севере листов R-39, 40 в Кармакульской СФЗ на замыкании Южноновоземельского антиклинория. Она сложена полимиктовыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами и хлидолитами. Характерны продукты лавинной седиментации – турбидиты с текстурами оползания осадка, олистостромы, олистолиты. Турбидиты обычно псаммитовые и образуют пачки мощностью до 120 м с ритмами от 1,5 до 7 м. В их основании песчаники мощностью 0,2–2 м. Для состава серии свойственно уменьшение количества песчаников в северном направлении и замещение песчаных турбидитов их глинистыми разностями. Породы серии согласно залегают на подстилающих аргиллитах соколовской серии. Контакт серий проводится по появлению мощной пачки песчаников.

Органические остатки в отложениях серии редки; они представлены фораминиферами *Nodosaria hexagona* Tsch., *Reophax gerkei* Vor., *Rectoglandulina rugmeaformis* A. M.-Macl., *Fronicularia amygdaleformis* Gerke, двустворчатые моллюсками *Atomodesma permica* (New.), брахиоподами *Attenuatella stringocephaloides* Tschern. et Lich., *Uraloproductus* cf. *stuckenbergianus* Krot. и флорой *Paracalamites trigidus* Neub., *Cordaites singularis* Neub., *Phylladoderma arberi* Zal., позволяющими определить ее возраст как уфимский [253, 275]. Мощность серии на юге СФЗ – 2800 м и уменьшается в северном направлении до 1500–1600 м.

Белушинская свита (P_{1bl}) является возрастным аналогом сложно-построенной кармакульской серии. Она выделена в северной части территории листа R-40 по обрамлению Вайгач-Южноновоземельского антиклинория. Как и кармакульская серия, белушинская свита имеет трехчленное строение и сложена песчаниками с прослоями аргиллитов и алевролитов. Для нее характерны отложения иловых потоков и олистолиты девонских и каменноугольных известняков размером до 7 м. На подстилающих отложениях соколовской серии белушинская свита залегает согласно. В породах свиты присутствуют остатки фораминифер, пелеципод и брахиопод, а также отпечатки растений, датирующие ее отложения уфимским возрастом [293]. Мощность свиты – от 500 до 800 м.

ПРИУРАЛЬСКИЙ–БИАРМИЙСКИЙ ОТДЕЛЫ

На западе Кармакульской СФЗ эти отделы представлены гусиноземельской свитой, а на востоке – объединенным подразделением кочергинской и геркинской свит.

Гусиноземельская свита (P_{1-2gz}) распространена на п-ове Гусиная Земля и о. Междушарский, где расположен ее стратотипический район. Свита имеет двучленное строение. Ее нижняя подсвита сложена алевролитами и аргиллитами с редкими прослоями песчаников, а верхняя имеет ритмичное строение с мощностью ритмов 60–80 м. В их основании залегают алевролиты с прослоями (0,2–2 м) песчаников, а выше наблюдается переслаивание алевролитов с аргиллитами при преобладании последних в верхней части ритмов. В породах свиты присутствуют ископаемые остатки фораминифер, аммоноидей, пелеципод, брахиопод и растений казанского возраста [156, 143]. Мощность свиты – 1050–1400 м.

Кочергинская и геркинская свиты объединенные ($P_{1-2kč+gr}$) выделяются вдоль побережья Карского моря и в бассейнах рек Савина и Бутакова, обнажаясь в ядерных частях сложнопостроенной синклинали структуры и более мелких складок, являющихся структурами более мелкого порядка по отношению к Карскому синклинию.

Кочергинская свита представлена аргиллитами и алевролитами с тонкими прослоями известковистых алевролитов и линзами песчано-алевритоглинистых дебритов, содержащих олистолиты органогенных известняков карбона. В отложениях присутствуют редкие остатки фораминифер, брахиопод *Attenuatella stringocefalloides* Tschern. et Lich., пелеципод и аммоноидей *Sverdrupites harkeri* Ruzh., *Daubichites butakovensis* Bog. уфимско-казанского возраста. Мощность – до 700 м.

Геркинская свита имеет ритмичное строение. В основании залегают песчаники с крупными линзовидными прослоями известняков и известковистых песчаников, которые перекрываются алевролитами с подчиненными им известковистыми разностями. Выше наблюдаются алевролиты и аргиллиты. Окаменелости многочисленны и представлены фораминиферами, кораллами, мшанками, брахиоподами, пелециподами и аммоноидеями *Daubichites sp.*,

Sverdrupites amudseni Nass., *Altidoceras* sp., свойственные казанским слоям. Мощность свиты 400–600 м, а мощность объединенного литокомплекса – от 1100 до 1300 м [156, 143].

БИАРМИЙСКИЙ ОТДЕЛ

Савинская свита (P_{2sv}) обнажается в ядре крупной синклинали, протягиваясь в северо-западном направлении на расстояние более 80 км, от устья р. Бутакова у побережья Карского моря на юге до верхнего течения р. Первая Савина на севере.

Свита сложена в нижней части известковистыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Здесь присутствуют прослои с морской ископаемой фауной и прослои с листовой флорой и растительным детритом. Выше залегают аргиллиты и алевролиты с линзовидными прослоями и конкрециями брахиоподовых известняков. На подстилающих отложениях савинская свита залегает согласно. Возраст свиты – (уфимско)-казанский, а мощность – 700–900 м [156, 143].

ПРИУРАЛЬСКИЙ–ТАТАРСКИЙ ОТДЕЛЫ

Пермь, нерасчлененные отложения (P_{1-3}) условно выделены в акватории вдоль юго-западного и юго-восточного побережий Вайгачско-Южноновоземельского района. Предполагается, что нижнепермские слои кое-где залегают на касимовских со стратиграфическим перерывом. В строении низов разреза принимают участие мергели, мергелистые известняки, силициты с аммоноидеями; а в верхней части – аргиллиты, алевролиты, песчаники. Мощность разреза предположительно оценивается в 1000–6000 м.

БИАРМИЙСКИЙ–ТАТАРСКИЙ ОТДЕЛЫ

Отложения этого возраста распространены незначительно. На западе Кармакульской СФЗ они представлены шадровской, а на востоке валентиновской свитами.

Шадровская свита (P_{2-3sd}) вместе с вышележащей адмиралтейской свитой обнажается в осевой части небольших синклиналичных складок на севере и юге Гусиной Земли, а также на северо-западе о. Междушарский. В строении свиты принимают участие прибрежно-морские конгломераты, песчаники и алевролиты, содержащие в верхах разреза прослои углей и растительный детрит. Характерны пачки косослоистых баровых песчаников мощностью 8–25 м. На подстилающих отложениях гусиноземельской свиты породы шадровской свиты залегают согласно.

Помимо крупных растительных остатков породы свиты содержат богатый комплекс морских окаменелостей – фораминифер, аммоноидей *Neogeoceras* sp., брахиопод *Spitzbergenia alferovi* (Milor.), *Canocrinella* aff. *spitzbergenia* (Gobb.), *Megousia weyprechtii* (Toula) и пеллеципод казанско-татарского возраста [275, 293]. Мощность свиты – до 850 м.

Валентиновская свита (P_{2-3vl}) на территории района обнажается на небольшой площади Карской стороны Новой Земли непосредственно в ядре Савинской синклинали. Свита сложена алевролитами с единичными тонкими прослоями песчанистых алевролитов и многочисленными карбонатными конкрециями с органическими остатками фораминифер, брахиопод *Svalbardia capitalina* Toula, *Anidantus rugosus* Lich., *Canocrinella* cf. *cancrini* Vern., *Yakovlevia mammatiformis* Fred., *Anemonaria spitzbergiana* Toula и др. татарского возраста [275, 293]. Мощность свиты – более 350 м.

ТАТАРСКИЙ ОТДЕЛ ПЕРМИ–НИЖНИЙ ТРИАС

Адмиралтейская свита (P_3-T_{1ad}) обнажается локально; на юге и северо-западе Гусиной Земли, где вместе с подстилающей ее шадровской свитой слагает ядра мелких синклиналичных структур. Свита представлена прибрежно-морскими и континентальными, преимущественно красноцветными отложениями, имеющими ритмичное строение [209]. В основании ритмов присутствуют песчаники с прослоями и линзами конгломератов. Выше залегают алеврито-аргиллитовые пачки с подчиненными им песчаниками, алевропесчаниками, туффитами и туфами основного состава. Туфогенные породы приурочены к нижней части разреза. Ритмы, как правило, завершаются темно-серыми и вишнево-красными аргиллитами. Граница свиты с подстилающей ее адмиралтейской свитой согласная и проводится по подошве пачки песчаников с прослоями красноцветных пород.

Окаменелости редки и представлены пелециподами, остатками позвоночных, растительным детритом и раннетриасовым спорово-пыльцевым комплексом. Ранее свиту относили к триасу [201], затем было установлено присутствие в ее составе татарских слоев [208]. В низах свиты обнаружены позднепермские двустворки *Liebea septifer* (King), *Edmondia* cf. *netschajewi* Мурон., конхостраки *Echinolimnadia* aff. *mattoxi* Nov. и спорово-пыльцевой комплекс, характеризующий верхи татарского отдела перми–низы триаса. В верхней части свиты присутствуют остатки раннетриасовых позвоночных *Tichvinskia* cf. *vjatkensis* Tchud. et Vjuch., пелеципод *Lirolealina triassica* (Chevnyshév), растений *Tomiostrongylus gorskyi* (Vlad.) Sad. и спорово-пыльцевой комплекс *Duplexisporites.*, *Matoniasporites* sp., *Periplecotriletes* sp., *Striatites* sp., *Striatocjniferites* sp.

Граница перми и триаса четко установлена и по палеомагнитным данным. Нижние 100 м свиты принадлежат к магнитозоне R_3P верхов татарского отдела перми, а вышележащие слои – магнитозонам N_1T , R_1T , N_2T , R_2T нижнего триаса [275, 293]. Мощность свиты – более 1100 м.

Зилаиро-Лемвинская структурно-формационная зона (аллохтон) (X.1)

ВЕРХНИЙ ОРДОВИК–НИЖНИЙ ДЕВОН

Зилаиро-Лемвинская СФЗ Урала к западу от нашего листа включает три подзоны. Одна из них, Пайхойская СФпЗ занимает осевую часть Пайхойского кряжа. Ее юго-западная граница в современной структуре в целом совпадает с контурами Пайхойского аллохтона и проходит по линии Главного Пайхойского надвига [54].

Нерасчлененные отложения верхнего ордовика – нижнего девона (O_3-D_1) показаны у восточной рамки нашего листа R-40 в небольшом тектоническом блоке на акватории Карского моря, как продолжение аллохтонных лемвинских (пайхойских) фаций, представленных на смежном листе в районе мыса Сухой Нос на о. Вайгач сопчинской свитой верхнего ордовика и оюской–ливановской объединенными свитами силура–нижнего девона, которые граничат между собой по разлому [54]. Эти свиты сложены преимущественно конденсированными черносланцевыми карбонатно-углеродисто-кремнисто-глинистыми образованиями [233], которым свойственны ритмичность, преобладание в разрезе углеродисто-кремнисто-глинистых пород и присутствие фосфатсодержащих пачек и прослоев. Девонская часть разреза в своей верхней половине сложена известняками. Возраст свит на смежном листе установлен по находкам граптолитов и конодонтов. Аллохтонный блок палеозойских пород перекрыт меловыми отложениями чехольного комплекса Карской СФО. Общая мощность отложений составляет предположительно от 750 до более, чем 1200 м.

МЕЗОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

Печорская структурно-формационная область (VI.A)

Мезозойские отложения в этой СФО представлены всеми тремя системами и всеми отделами. Разрезы мезозойских отложений по скважинам Печорской СФО см. на рис. 5.

ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА

Триасовые отложения на территории ТПП имеют региональное распространение. Они отсутствуют на валах Варандей-Адзвинской структурной зоны и на востоке Коротаихинской впадины. На западе распространение триасового комплекса ограничено Седуяхинским валом и Тиманом. В акваториальной части триасовый Печорский седиментационный бассейн соединяется с Баренцевоморским.

Триасовые отложения выделены между ССГ I(A) и Б и соответствуют сейсмокомплексу I(A)-Б. Внутри этого сейсмокомплекса наиболее устойчиво

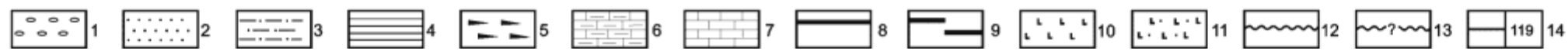
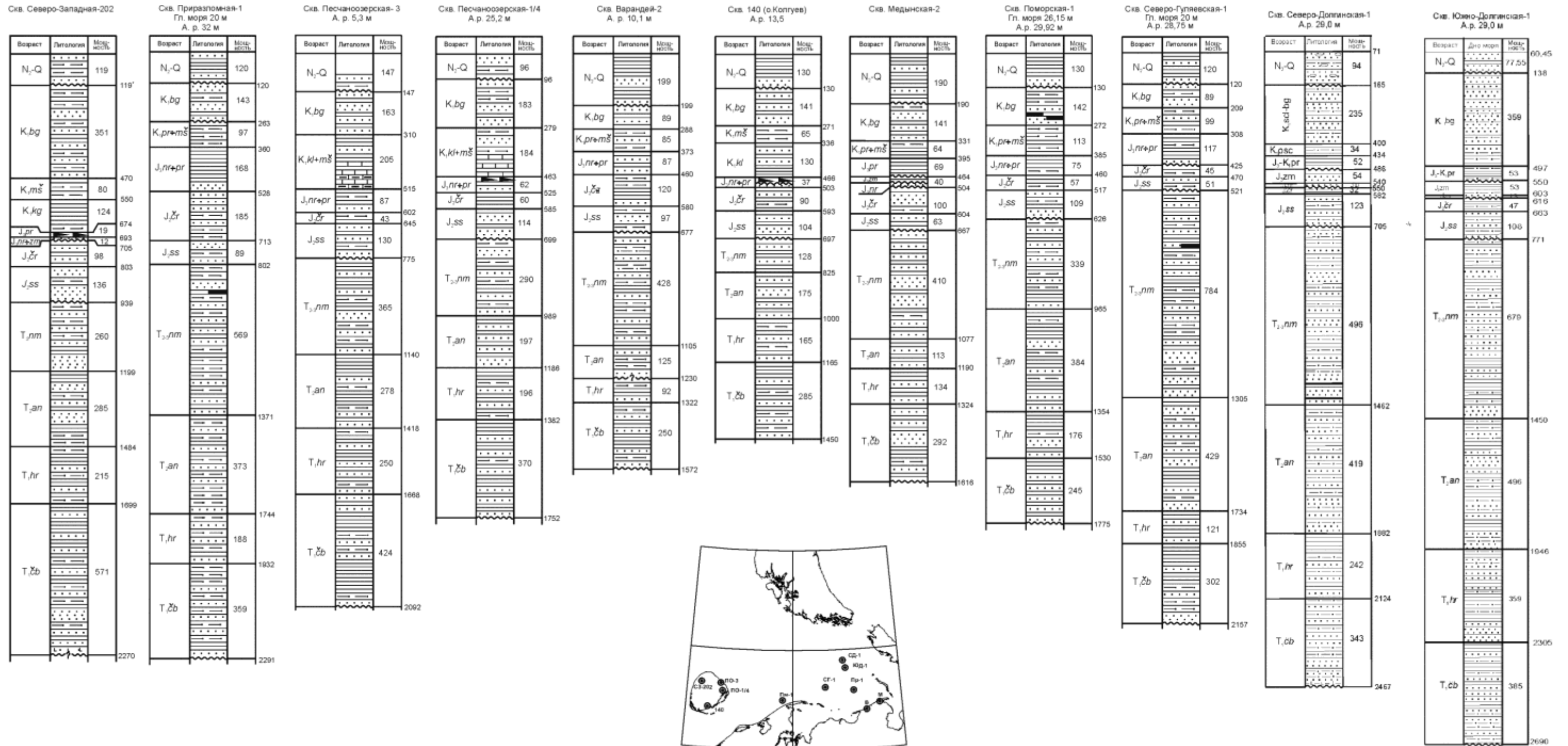


Рис. 5. Разрезы мезозойских отложений (Печорская СФ). По данным ГГК-1000 R-38-40 [53] с дополнениями.

1-11 – литологический состав: 1 – конгломераты, гравелиты, 2 – пески, песчаники, 3 – алевролиты, 4 – глины, аргиллиты, 5 – «черные глины», 6 – мергели, 7 – известняки, 8 – угли, 9 – углистые породы, 10 – базальты, 11 – туфы базальтовые; 12 – границы стратиграфического несогласия; 13 – соотношения подразделений не ясны; 14 – абсолютные отметки подошвы (кровли подразделений).

коррелируется отражение A_2 и спорадически прослеживаются отражающие горизонты A_{11} , A'_2 .

Эти отложения представлены только терригенными породами: неравномерным чередованием песчаников, алевролитов и глин, образовавшимися в условиях прибрежной равнины и отражающие все разнообразие озерных, аллювиальных и дельтовых фаций. Лишь в разрезах северной (морской) части Печорского шельфа, по-видимому, можно ожидать появления маломощных морских слоев, синхронных кратковременным трансгрессиям моря.

Разрез сложен сериями циклически построенных пачек, которые обычно не прослеживаются на значительное расстояние. Неравномерное распределение крупно- и мелкообломочных пород по разрезу позволяет выделять толщи, отличающиеся по составу и строению, которые характеризуются определенным обликом каротажных диаграмм. Это делает возможным межскважинную корреляцию триасовых отложений при обязательном использовании литологических и палеонтологических данных.

В пределах Печорской СФО по типам разрезов различаются три структурно-формационные зоны: Печороморская, Малоземельско-Адзвинская и Коротаихинская.

В Печороморской СФЗ на разрезе выделены нижне-, среднетриасовая и среднетриасовая (ладинский ярус)–верхнетриасовая толщи. Их характеристика дана по материалам поисковых и параметрических скважин, пробуренных на о. Колгуев (Песчаноозерские-1/4, 3, Северо-западная-202, скв. 140) и акватории Печорского моря: Варандей-море, Медынские-море (1, 2), Поморская-1, Паханческая-1, Приразломная-1, Северо-Гуляевская-1, Северо-Долгинская-1 и Южно-Долгинская-1. Поисковые скважины, пробуренные на шельфе, выполнялись с малым выходом керна. Мощность триасовых отложений по разрезам морских скважин колеблется от 567 до 2165 м, увеличиваясь в северном и восточном направлениях.

Триасовые отложения Печорской синеклизы (Малоземельско-Адзвинская СФЗ и СФПЗ о. Колгуев) подразделяются на чаркабожскую свиту индско-раннеоленёкского возраста, шапкинскую серию (верхний оленёк–средний триас) и нарьянмарскую (средний–верхний триас) свиту. На севере синеклизы они вскрыты скважинами на площадях Варандейская, Лабаганская, Харьгинская, Коровинская, Носовая, Северо-Чернореченская, Хыльчующая, Южно-Сенгейская и др.

Характеристика стратиграфических подразделений приводится по разрезам параметрических скважин на о. Колгуев (140, ПО-3, ПО 1/4), которые отличаются от поисковых большим выходом керна. Мощность триаса варьирует от 790 до 1325 м.

В Коротаихинской СФЗ триасовые отложения расчленены на лестаншорскую свиту (нижний–средний триас, нижняя часть анизия), нядейтинскую свиту (средний триас) и коротаихинскую свиту (средний триас, верхняя часть ладина–верхний триас). Палеонтологическое обоснование возраста и стратотипические разрезы свит располагаются за пределами листа, в южной части Коротаихинской впадины. Коротаихинская зона отличается максимальной мощностью в ТПП, как всего разреза триаса, так и отдельных его подразделений.

Помимо палеонтологических данных, важным критерием для стратиграфического расчленения триасового разреза является окраска глинистых пород: красноцветная, главным образом в нижнетриасовых свитах, преимущественно пестроцветная в среднем триасе и сероцветная в верхнем триасе. Возраст отложений в основном базируется на данных палинологического анализа. Однако в настоящее время еще существует неоднозначность в определении возраста спорово-пыльцевых комплексов разными авторами, что затрудняет выделение свит.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Нижнетриасовые отложения распространены практически по всей территории ТПП, за исключением осевых зон крупных положительных структур (валы Седухинский, Талотинский, Гамбурцева). Отложения залегают с размывом на различных горизонтах перми и представлены ритмичным переслаиванием красно-коричневых глин, зеленовато-серых алевролитов и серых песчаников с прослоями внутри- и внеформационных конгломератов. Выделено несколько типов разрезов, различающихся по мощности, соотношению разных типов пород, структуре, составу и генезису пластов. Все разрезы имеют трехчленное строение, а слагающие их породы – аллювиальный генезис. Выделяются фации пристрежневой части русла, прирусловой отмели, прирусловых валов и внутренней части поймы [196]. В рамках отдела выделена чаркабожская свита, охватывающая по возрасту индский и нижнюю часть оленёкского яруса.

Ч а р к а б о ж с к а я с в и т а (T_1cb) представлена преимущественно красноцветными глинистыми породами с прослоями песчаников и алевролитов. Мощность пластов песчаников составляет 5–15 м, редко достигает 20–40 м.

Неравномерное распределение пластов песчаников в разрезе свиты позволило разделить ее на две подсвиты [222] либо на четыре пачки (конгломерато-песчаную, песчано-глинистую, существенно песчаную, существенно глинистую) [136, 137], либо на ритмопачки [222].

Ритмопачки начинаются песчаниками (аллювиальные, обычно русловые фации), которые сменяются красноцветными глинами с маломощными прослоями алевролитов и песчаников (пойменные, дельтовые фации), а завершаются глинами обычно неслоистыми, часто комковатыми с зеркалами скольжения, редко горизонтально-слоистыми (озерные, пресноводно-бассейновые фации). Ритмопачки прослеживаются на небольших расстояниях, их мощность меняется от первых десятков метров до первых сотен метров. В основании нижней подсвиты (86–122 м) на о. Колгуев (скважины 140, ПО-3, ПО 1/4) залегают пласт (9–34 м) песчаника косослоистого с прослоями конгломерата [222]. Иногда (скв. Северо-Западная-202) в основании разреза располагается маломощная пачка (1,35 м) пепловых и псефо-псаммитовых туфов.

Верхняя подсвита (191–294 м) сложена в нижней части преимущественно песчаниками, а выше – глинами и алевролитами. Самым характерным и пре-

обладающим компонентом верхней части свиты являются красноцветные (шоколадно-коричневые, темные кирпично-красные) глины.

В глинах, песчаниках и алевролитах отмечаются включения туфогенного материала в виде неправильной формы пятен и линзовидных прослоев [135, 137]. Конгломераты мелко- среднегалечные серовато-зеленые, часто карбонатизированные. В составе обломочного материала преобладают глины – серые, серовато-зеленые и буровато-коричневые, а также разноцветные кремни, кварц, кварциты.

В отложениях свиты присутствуют костные остатки позвоночных (земноводных, пресмыкающихся, рыб), раковины конхострак, лингул, остатки ископаемых растений, спорово-пыльцевые комплексы.

В нижней подсвите в скв. Поморская-1 на гл. 1720–1830 м Л. А. Федиловой определен нижеиндский спорово-пыльцевой комплекс. Наиболее полные вышеиндские спорово-пыльцевые комплексы определены в скважинах 140 (гл. 1413,1–1418,4 м) на Колгуеве [135], Северо-Гуляевской-1 на гл. от 1900 до 2100 м и Поморской-1 на гл. 1660–1430 м [255]. Присутствуют споры и гифы грибов.

В верхней подсвите встречены остатки лабиринтодонт *Wetlugasaurus* sp. и проколофонов *Orenburgia* sp. (скв. ПО-35, инт. 1543,4–1551,4 м, определение А. Н. Орлова), указывающие на принадлежность вмещающих отложений к слудкинскому горизонту оленёцкого яруса. Этот возраст подтверждается также находками остатков двоякодышащих рыб *Gnathorhiza triassica beresnikiensis* Minich, 1977 (скв. ПО-9, инт. 1450,0–1457,0 м) и *G. otchevi* Minich, 1977 и *G. triassica beresnikiensis* Minich (ПО-35, инт. 1543,4–1551,4 м).

По заключению В. А. Молина, конхостраки, встреченные во всех Песчаноозерских скважинах, характеризуют оленёцкий ярус нижнего триаса. На оленёцкий возраст вмещающих отложений указывают такие формы как *Pseudesteria execta*, совместное нахождение *Cyclotunguzites gutta* и *Estheriina alqualis*, а также *Echinestheria etchiensis*, которая в Якутии встречается в пограничных слоях индского и оленёцкого ярусов. В морских скважинах (ПО 1/4, Поморской, Северо-Долгинской-1 и Северо-Гуляевской) в верхней части чаркабожской свиты, помимо конхострак, определены нижеоленёцкие спорово-пыльцевые комплексы.

В разрезах морских скважин чаркабожская свита представлена преимущественно толщей красноцветных глин с прослоями песчаников и алевролитов серых и зеленовато-серых глин. Редко отмечаются белые каолиновые глины (скв. Пр-1, гл. 2100 м). В составе тяжелой фракции песчаников преобладают минералы группы эпидота–цоизита (скв. СГ-1).

В северной части вала Сорокина чаркабожская свита, по-видимому, представлена только верхней нижеоленёцкой частью. Наряду с раннеоленёцкими спорово-пыльцевыми комплексами в керне из конгломератов (скв. Пр-1, инт. 2195–2208 м) В. А. Молиным обнаружены конхостраки *Cyclotunguzites gutta* (Lutkevich), типичные для оленёцкого яруса.

Мощность отложений свиты варьирует на шельфе от 199 м в скв. ММ-1 до 571 м в скв. СЗ-202; на суше мощность более стабильна – 220–250 м.

НИЖНИЙ–СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

К нижнему–среднему отделам триаса относятся шапкинская серия в Малоземельско-Адзьвинской СФЗ, лестаншорская и нядейтинская свиты в Коротаихинской СФЗ и нерасчлененные отложения (СПК I(A) – A₂') в Печороморской СФЗ. Контакт с чаркабожской свитой согласный, постепенный.

Сейсмоподкомплекс I(A) – A₂' (^sT_{1–2}). Нижне-среднетриасовые нерасчлененные отложения выделены на разрезе в Печороморской СФЗ. По объему и составу подразделение соответствует чаркабожской свите и шапкинскому ряду, разрезы которых описаны по данным бурения морских скважин на о. Колгуев и в восточной части Печорского шельфа. Мощность СПК увеличивается в северо-восточном (от 200 до 1000 м) и значительно возрастает в северо-западном направлении – до 1500–1800 м.

Лестаншорская свита (T_{1–2}/s) сложена преимущественно песчаниками с подчиненными прослоями алевролитов и аргиллитов, имеет отчетливое ритмическое строение и состоит из трех подсвит [134].

Нижняя подсвита сложена в основании конгломератами и буровато-серой глиной (4,5 м), выше – толщей базальтов (38 м), выше – пачкой песчаников (50 м) и пачкой (80 м) переслаивания по 0,05–1,5 м аргиллитов и алевролитов кирпично-красных, шоколадно-красных, серовато-зеленых и серых. Находки филопод и спорово-пыльцевые комплексы свидетельствуют о раннетриасовом, предположительно индском, возрасте нижней подсвиты [81, 134].

Средняя подсвита начинается пачкой (500 м) крупноглыбовых и плитчатых разнозернистых и мелко-среднезернистых песчаников с глинистым цементом. В них встречаются карбонатные конкреции, стволы хвощей. Завершается разрез подсвиты пачкой (450–500 м) переслаивания мелко-крупнозернистых серовато-зеленых полимиктовых песчаников (7–250 м) с зеленовато-серыми глинистыми и красно-коричневыми алевролитами (0,5–2,0 м) и темно-серыми аргиллитами (0,5–2,0 м). Отложения содержат карбонатные конкреции и мелкие железистые «бобовины» (в аргиллитах). Возраст отложений определяется находками раннеоленёкских тетракод и раннеоленёкского палинокомплекса [80]. Мощность средней подсвиты – 1000 м.

Верхняя подсвита начинается пачкой (450 м) мелко-разнозернистых зеленовато-серых и серых песчаников с глинистым цементом с редкими прослоями конгломератов и аргиллитов. Завершает разрез пачка (60 м), в которой нижняя половина (30 м) представляет переслаивание по 0,5–2,0 м серых, темно- и зеленовато-серых алевролитов и красновато-коричневых, реже серых и темно-серых аргиллитов, а верхняя сложена зелеными мелкозернистыми песчаниками.

В отложениях определены тетраподы позднего оленёка, среднего триаса, раннетриасовый (предположительно оленёкский) палинокомплекс и средне-триасовый палинокомплекс. Возраст отложений лестаншорской свиты рассматривается как индский–раннеанизийский. Мощность отложений свиты меняется от 412 м на западе до 1640 м на востоке.

Шапкинская серия (T_{1–2}sp). В шапкинскую серию объединены харалейская и ангуранская свиты.

Харалейская свита представлена красновато-коричневыми глинами с резко подчиненным количеством прослоев серых алевролитистых и пятнистых буро-коричневых глин, алевролитов и песчаников с редкими сидеритовыми конкрециями, с углефицированным растительным детритом, с карбонатными конкрециями. Нижняя граница обычно трудно определима и чаще всего приурочена к пласту песчаника, выше которого отмечается увеличение значений гамма-активности (ГК) и кажущихся электрических сопротивлений (КС). Прослои песчаников и алевролитов незакономерно распределены по разрезу нижней пачки. Мощность пластов песчаников обычно 2,0–7,0 м, редко 20 м. Породы содержат примесь пирокластического материала.

Отложения свиты бедны органическими остатками. Встречаются редкие обломки костей позвоночных, конхостраки, остракоды. Из скв. ПО-3 (гл. 1540,9–1547,7 м), 140 (гл. 1094 м), ПО-1/4 (гл. 1197–1216,5 м), Поморская-1 (гл. 1220–1290 м) выделены позднеоленёкские комплексы миоспор [222, 255]. В этих же отложениях были определены конхостраки *Limnadia komiana Molin*, *Esteriella costata Weiss*, характерные для нижнего триаса (скв. ПО-1/4), а конхостраки *Cyclotunguzites gutta (Luk.)* и *Esteriella qualis Lutk.* (скв. ПО-7, гл. 1430,5–1438,0 м) позволяют определить возраст вмещающих отложений как позднеоленёкский (заключение В. А. Молина). Присутствуют кости наземных позвоночных, чешуя рыб.

Мощность отложений харалейской свиты на о. Колгуев составляет 173–323 м, закономерно увеличиваясь с юга на север и северо-запад острова.

Аналогичный разрез харалейской свиты прослеживается на Печорском побережье и шельфе. На севере вала Сорокина в нижней части свиты отмечаются разнозернистые песчаники с многочисленными гравием, гальками и линзами конгломерата. На шельфе, в разрезах морских скважин, отложения харалейской свиты обладают всеми характерными чертами и содержат соответствующие спорово-пыльцевые комплексы.

Мощность харалейской свиты в морских скважинах – от 94 м в скв. Варандей-море-1 до 186 м в скв. Аквамариновая-2 и 250 м в ПО-3, далее увеличивается к северо-востоку до 359 м в скв. Южно-Долгинская-1.

Ангуранская свита сложена пестроцветными глинами с редкими прослоями алевролитов, песчаников и серых глин. Песчаные пласты приурочены к ее нижней части. Нижняя граница устанавливается по появлению пестроокрашенных глин и обычно приурочена к подошве пласта песчаников. По характеристикам ГИС ангуранская свита мало отличается от харалейской свиты.

В глинах присутствуют сферолиты и линзовидные прослои сидерита, скопления железистых бобовин, прожилки и включения железистого хлорита. Серые и темно-серые глины содержат углефицированный растительный детрит, иногда мегаспоры и листовую флору. Количество сероцветных глин увеличивается вверх по разрезу.

Песчаники мелко- и среднезернистые полимиктовые слюдястые, редко кварцевые серые, зеленовато-серые и светло-серые среднесортированные. Отложения бедны органическими остатками, и их возраст определяется по спорово-пыльцевым комплексам.

Для спорово-пыльцевых комплексов ангуранской свиты характерно уменьшение или исчезновение нижнетриасовых и появление среднетриасо-

вых форм, на основании чего и принимается возраст этих комплексов как среднетриасовый. Л. М. Варюхина выделила два палинокомплекса: верхне-оленёкский из нижней части свиты (скв. 140, гл. 951–954,6 м) и среднетриасовый из более высоких горизонтов (скв. 140, гл. 853–870 м) и ПО-1/4 (гл. 1073–1080 м). Последний наиболее сходен с комплексом из верхней половины ладинского яруса на Урале. Среднетриасовые спорово-пыльцевые комплексы выделены Л. П. Ильиной из разрезов свиты на Песчаноозерской площади и в скв. Северо-Долгинская-1.

Отложения ангуранской свиты широко распространены на побережье и на шельфе Печорского моря. В морских скважинах ангуранская свита также представлена характерными пестроцветными глинами с прослоями песчаников и алевролитов.

Мощность отложений ангуранской свиты на о. Колгуев составляет 165–278 м, а в поисковых скважинах на шельфе – 373–606 м. Наименьшие мощности отмечаются в пределах Варандей-Адзвинской зоны – 113–125 м, максимальные – в скважинах Паханчешская-1 и Южно-Долгинская-1.

Таким образом, возраст шапкинской серии находится в интервале верхне-оленёкский подъярус – ладинский ярус, общая мощность отложений серии достигает 600 м.

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Н а д е й т и н с к а я с в и т а (T_{2nd}), выделенная в Кортаихинской СФЗ, сложена переслаивающимися пестро-, красно-, зелено- и сероцветными аргиллитами, алевролитами и песчаниками с преобладанием сероцветных разностей. Породы слагают ритмопачки мощностью от 2–4 до 15–17 м. Ритмы включают до пяти разностей пород, но все пять редко.

Среднетриасовый возраст отложений определяется находками остатков раннеанзйских амфибий, среднетриасовой флоры и среднетриасового палинокомплекса. Мощность отложений свиты – 220–700 м.

СРЕДНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

К среднему–верхнему отделам триаса отнесены нарьянмарская свита в Малоземельско-Адзвинской СФЗ, кортаихинская свита в одноименной зоне, а также ладинско-верхнетриасовый сейсмоподкомплекс ${}^S T_2 I-T_3$ в Печороморской СФЗ.

Сейсмоподкомплекс $A_2'-B$ (${}^S T_2 I-T_3$), выделенный на разрезе к геологической карте в Печороморской СФЗ, в целом соответствует нарьянмарской свите. По данным бурения, на шельфе отложения охарактеризованы спорово-пыльцевыми комплексами, сопоставимыми по составу с комплексами нарьянмарской свиты Тимано-Печорской провинции и определяющими ее возраст как средне-позднетриасовый. Мощность – 200–800 м.

К о р т а и х и н с к а я с в и т а (T_{2-3kr}) сложена переслаивающимися серыми и темно-серыми аргиллитами (7–50 м), серыми глинистыми алевролитами (3–5 м) и серыми, темно-серыми, иногда с зеленоватым оттенком пес-

чаниками (20–30 м, редко 60 м). Песчаники полимиктовые разнозернистые: от мелко- до крупнозернистых. В породах распространены сидеритовые и фосфатные конкреции. Выделяются редкие прослои черных углистых аргиллитов. Отложения содержат углефицированный растительный детрит, листовую флору, в которой определены компоненты европейских флор конца среднего – начала позднего триаса, палинокомплексы среднетриасового и позднетриасового возраста. Мощность отложений свиты – более 1390 м. Мощность всего триасового разреза в Коротаихинской СФЗ достигает 3740 м.

Нарьянмарская свита (T_{2-3nm}) сложена тонко- и неравномерно чередующимися серыми и зеленовато-серыми глинами, алевролитами и песчаниками с прослоями углистых глин. Встречаются горизонты, обогащенные растительными остатками, а также маломощные линзочки угля. Отложения залегают согласно на породах ангуранской свиты. Нижняя граница определяется по исчезновению пестроцветных глин и приурочена к подошве пласта песчаников [134]. В скв. СГ-1 песчаники средне- и крупнозернистые косо-слоистые с прослоями до 0,35 м гравелитов, конгломератов и седиментационных брекчий [260, 160].

Отличительными особенностями отложений нарьянмарской свиты являются сероцветность пород, обилие растительных остатков и детрита, углистость пород, присутствие пресноводной фауны, довольно многочисленные сферолиты и конкреции сидерита. В отдельных интервалах разреза отложения имеют отчетливое циклическое строение. Нижнюю часть цикла слагают песчаники и алевролиты, а верхнюю, постепенно сменяя друг друга, – серозеленые алевролитистые глины с прожилками, пятнами железистых хлоритов и серые, темно-серые глины. Иногда ритм завершают блеклые пестроокрашенные комковатые глины. Мощность ритмов разного порядка колеблется в широких пределах: от первых десятков метров до 140 м. Пачки ритмического строения выделяются по характерным особенностям каротажных диаграмм.

Отложения богаты окаменелостями. В глинах присутствует фауна пресноводных моллюсков, отмечаются ходы илоедов, встречаются многочисленные остатки растений. В верхней части разреза Ч. М. Колесниковым обнаружены рэтские пресноводные пелециподы *Reptania* aff. *cardiiformis* (Kol.), *Pseudocardinia* aff. *nucleoformis* Hua, *Subcardinia* aff. *corinata* Rol. (скв. ПО-3, инт. 830–836 м) [239].

В скважинах Поморская-1, Приразломная-1, ПО-1, Северо-Гуляевская-1 и Северо-Долгинская-1 определен средне-позднетриасовый (верхний ладинкарний) спорово-пыльцевой комплекс с *Camarozonosporites rudus*, *Florinites pseudostratus*, *Echinospores ilicaoides* [255]. Многочисленные остатки флоры в отложениях нарьянмарской свиты на севере Тимано-Печорской провинции, в том числе и вместе с раковинами пресноводных моллюсков сем. *Rseudocardiniidae*, также свидетельствуют о средне-позднетриасовом возрасте вмещающих отложений [134].

По находкам конхострак *Eulimnadai rogeri* Nov. (скв. ПО-1, инт. 927–934 м) В. А. Молин уточнил возраст вмещающих отложений как позднетриасовый, карнийский. По мнению Л. П. Ильиной, палинокомплекс, выделенный из отложений в скв. ПО-1 с глубины 920–927 м и 927–934 м является пере-

ходным, средне-позднетриасовым и идентичен по составу палинокомплексу, определенному из верхов ангуранской свиты (скв. ПО-1, инт. 1086–1098 м). Следовательно, верхи ангуранской и низы нарьянмарской свит характеризуются единым спорово-пыльцевым комплексом. В скв. Поморская-1 Л. А. Федиловой выделены самостоятельные нижнекарнийский и верхнекарнийский комплексы [255].

На материковой площади и на шельфе строение и состав свиты претерпевают изменения. Так, в восточной части Хорейверской впадины и в пределах Варандей-Адзьвинской СФЗ разрез опесчанивается, увеличиваются количество прослоев и мощность пластов песчаников. В связи с этим происходит «выравнивание» состава нарьянмарской свиты с вышерасположенными отложениями нижней–средней юры [136, 137]. Мощность и стратиграфическая полнота нарьянмарской свиты находятся в зависимости от структурной приуроченности разрезов. В депрессиях обычно мощность выше, чем на мегавалах. На мегавалах триасовые отложения подвергались более глубокому размыву в раннеюрское время. Возможно, в пределах отдельных тектонических блоков нарьянмарская свита может быть представлена только своими нижними горизонтами или отсутствовать.

Возраст отложений нарьянмарской свиты определяется не однозначно. Межведомственным стратиграфическим совещанием (1979 г.) было принято решение датировать нарьянмарскую свиту карнийско-норийским временем. Такой же возраст свиты принят в Легенде Печорской серии листов Государственной геологической карты РФ масштаба 1 : 200 000 [262] и масштаба 1 : 1 000 000 [53].

Верхняя граница свиты приурочена к подошве песчаниковой пачки с нижнеюрским комплексом миоспор и выделяется по каротажным данным. Фиксируется в пределах всего Тимано-Печорского региона.

Мощность отложений нарьянмарской свиты меняется от 128 в скв. ПО-3 на Колгуеве до 784 м в скв. Северо-Гуляевская-1. В целом увеличение мощности идет в северном и северо-восточном направлениях.

ЮРСКАЯ СИСТЕМА

Юрские отложения представлены всеми отделами и распространены в Малоземельско-Адзьвинской и Печороморской СФЗ. На суше они расчленены на свиты, характеристика которых приводится в основном по разрезу скв. 140 на о. Колгуев [172]. На акватории (на разрезе) отложения юры показаны. В объеме сейсмостратиграфического комплекса Б–В (^SJ).

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Харьягинская свита (*J₁hr*) тоарского возраста имеет локальное распространение в северной части Хорейверской впадины (скв. Северо-Чернореченская-1, Нямярхитская-10), Колвинского (скв. Хыльчюуская-1) и Варандейского валов [137], на материковой части Малоземельско-Колгуевской моноклинали (скважины Южно-Сенгейская-1, Аноргаяхская-1). В Ва-

рандей-Адзввинском районе тоарские отложения входят в состав нерасчлененной ниже-среднеюрской толщи. Харьягинская свита вскрыта в глубоких депрессиях предъюрского рельефа. Отложения залегают с размывом на подстилающих триасовых породах. Перерыв в осадконакоплении охватывает верхи норийского яруса верхнего триаса–плинсбахский ярус нижней юры.

В нижней части (40 м) свита сложена песчаниками, а завершают разрез глины и глинистые алевролиты, которые в самой верхней части разреза чередуются с песчаниками. Песчаники светло-серые и белые мелко- и среднезернистые кварцевые, слюдяные, часто каолинизированные, с глинистым, редко кальцитовым цементом. Харьягинская свита мало отличается по составу от вышележащей сысольской свиты средней юры.

На севере Печорской синеклизы в отложениях свиты установлены три палинокомплекса: палинокомплекс с *Cadargasporites robustus*–*Taurocusporites bigranulatus*; палинокомплекс с *Polycingulatisporites liassicus*–*Classopollis*; палинокомплекс с *Cyathidites*–*Converrucosisporites torosus*–*Pityosporites scaurus*. Возраст этих комплексов определен как конец ранней юры, предположительно, тоарский. Совместно с микроспорами встречен пресноводный микрофитопланктон, что указывает на континентальные условия образования вмещающих отложений [111]. Мощность отложений – от 8–10 м в Малоземельско-Колгуевской моноклинали до 140 м в Колвинском районе и 161 м на севере Хорейверского района.

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Сысольская свита (J_{2ss}). В сысольскую свиту выделена преимущественно песчаниковая толща, сформировавшаяся в основном в континентальных условиях. Она трансгрессивно залегают на различных горизонтах триаса, иногда палеозоя либо перекрывает породы харьягинской свиты. Верхняя граница свиты определяется сменой континентальной песчаниковой толщи морскими глинами чуркинской свиты с фауной фораминифер, она обычно хорошо фиксируется на диаграммах ГИС и является одним из основных реперов при корреляции скважин в южной части Баренцевского шельфа и на его побережье. Свита вскрыта на шельфе во всех морских скважинах. На Колгуеве [160, 172] и на материковой части ТПП свита сложена песками и песчаниками с маломощными прослоями (до 5 м) глин и алевролитов. Отложения залегают с размывом на верхнетриасовых породах.

Пески и песчаники светло-серые, буровато-серые, белые, от мелко- до крупнозернистых, кварцевые и полимиктовые, слюдяные, иногда каолинизированные, хорошо сортированные. Глины и глинистые алевролиты шоколадного, коричневатого-серого, бежевого, темно-серого, зеленоватого-серого цвета, слюдяные, с примесью песка, иногда известковистые. Встречаются линзочки угля и углефицированный растительный детрит. В отложениях присутствуют кальцитовые и кальцит-сидеритовые конкреции, пирит, гравийно-галечный материал размером до 1,5 см, представленный кварцитами, разноокрашенным кварцем, кремнистыми аргиллитами. В шламе встречаются угловатые обломки черного блестящего угля (степень углефикации по показателю витрена – Б₃).

Из глин выделен спорово-пыльцевой комплекс, типичный для среднеюрских отложений. В его составе представлены *Coniopteris* (10,5–38,7%), *Cibolium juncium* К.-М. (0–2,5%), *Lycopodium* (26,5–37,8%), *Osmundaceae* (1,5–18,7%), *Selaginellaceae* (1,8–15,2%), *Schizaceae* (0–6,4%), *Camptotriletes cerebriformis* Sach., *Scidophytus* Rovn. Пыльца представлена в основном двухмешковой пылью хвойных (89%), *Ginkgocycadophytus* Sam. (до 8%), кейтониевых (до 0,5%), *Pinus* (до 10%), единичными зернами *Cedrus*, *Podozamites* и *Quadriculina limbata* Mal. Мощность отложений – 103,5 м.

На шельфе, судя по материалам ГИС и шламовым пробам, состав сысольской свиты в целом соответствует описанному выше. На востоке района (скв. Пр.-1, гл. 730 м) среднеюрский возраст отложений определяется присутствием среднеюрского (предположительно байосского) комплекса спор и пыльцы. В составе комплекса доминанты – *Neoristrickia* sp. (36%), *Stereisporites* sp. (13%), *Disacites* spp. (10%), субдоминанты – *Osmundacidites* sp. (9%), *Cyathidites* sp. (7%), мало – *Obtusisporites junctum* (К.-М.) Pocock (4%), *Lycopodiumsporites* sp. (3%), *Fripartina variabilis* Mal. (2%), *Salvinia perpulcha* Bolch. (2%) и др. (заключение Л. Б. Лодкиной).

Об увеличении доли морских слоев в разрезе сысольской свиты на шельфе свидетельствуют результаты бурения на Поморской площади [261]. В шламовых пробах с глубины 590 и 597 м встречены единичные фораминиферы *Saccamina* ex gr. *ampullacea* Schleifer, *Ammodiscus* ex gr. *glumaceus* Gerke et Sossipatrova, *Ammobaculites* ex gr. *vetustus* (Terquem et Berthelin), *Lenticulina* aff. *externa* Schleifer, *Astacolus* ex gr. *torquatus* Runeva, сходные с видами, распространенными в ааленских и тоарских отложениях Севера Средней Сибири. Присутствие фораминифер позволяет предположить наличие в разрезе отложений морского генезиса.

В шламовых пробах с гл. 570 и 580 м установлен комплекс фораминифер с *Trochammina* aff. *praesquamata*, характеризующий байосские отложения. В составе комплекса *Saccamina* aff. *compacta* Gerke, *Ammodiscus pseudoinfimus forma granulata* Gerke et Sossipatrova, *Recurvoides* aff. *clausus* A. Sokolov, *Trochammina* aff. *praesquamata* Mjatluk, *Lenticulina* aff. *interrumpa* Blank, *Astacolus* aff. *contulatus* Runeva, *Globulina* ex gr. *pygmea* (Schwager) и др. [235].

В шламовых пробах (гл. 540, 550 и 560 м) выявлен комплекс с *Ammodiscus pseudoinfimus*–*Trochammina*(?) *jacutica*, характерный для среднеюрских (байос-батских) отложений севера Средней Сибири и традиционно, хотя и достаточно условно в связи со слабой разработанностью биостратиграфических схем средней юры, приурочен к батскому ярусу (заключение С. Н. Яковлевой).

Таким образом, находки фораминифер позволяют рассматривать возраст сысольской свиты как аален-раннебатский. Мощность отложений сысольской свиты на шельфе составляет 45–109 м и до 130 м на Колгуеве. В разрезах скважин, где самостоятельная сысольская свита не выделена, отложения этого уровня входят в состав нерасчлененной ниже-среднеюрской толщи.

Ч у р к и н с к а я с в и т а (J_2cr) сложена преимущественно глинами с прослоями алевролитов и песчаников, нижняя граница приурочена к подошве пачки глин, сменяющих песчаники сысольской свиты, что хорошо отражается на всех диаграммах ГИС.

В основании свиты (скв. 140, инт. 593,5–588 м) выделяется пачка мощностью 5,6 м глин алевроитовых, песчанистых, коричневато-черных слюдистых, слоистых, с многочисленными стяжениями пирита, неопределимыми обломками двустворок и глин серых алевроитистых с обломками раковин двустворок и мелкими раковинами гастропод.

Глины перекрывает песчаник (0,2 м) тонкозернистый известковистый, с остатками белемнитов и пелеципод и конкреционный прослой (0,1 м) сидерита. Из глин выделен комплекс фораминифер с *Riyadhella sibirica* среднепозднебататского возраста.

Выше располагается пачка (32 м) глин в разной степени алевроитистых и тонкоотмученных серых, с прослоями алевролитов. В глинах присутствует обедненное сообщество фораминифер, среди которых представлены *Ammodiscus* ex gr. *pseudoinfimus* Gerke et Sossip., *Recurvoides ventosus* (Chab.), *R.* ex gr. *disputabilis* Dain, *Ammobaculites lapidosus* Gerke et Scharov., *Lenticulina tatarimensis* Myatl. и др.

В темно-серых глинах отмечаются ходы илоедов, иногда пиритизированные, редкие стяжения пирита. Глины содержат раковины мелких гастропод, тонкие створки мелких пелеципод, редко остатки раковин аммонитов, комплекс фораминифер с *Ammoscalaria* sp. nov., который богаче ниже встреченного и содержит среднекелловейские виды. Завершает разрез свиты пачка глин (503–520 м) с редкими прослоями алевролитов крупнозернистых светло-серых известковистых с многочисленными раковинами пелеципод и редкими остатками аммонитов, с известковистыми трубками червей.

Глины светлые, зеленовато-серые и светло-серые тонкоотмученные, известковистые и неизвестковистые, с конкрециями пирита, ходами илоедов, часто пиритизированными. В глинах установлена редкая фауна аммонитов *Cadoceras*(?) sp. (определение М. С. Месежникова), белемнитов, пелеципод и гастропод, верхнекелловейский комплекс фораминифер с *Pseudolamarckina ryaasanensis*. Мощность отложений в скв. 140 – 93,5 м.

На севере Печорской синеклизы (прибрежная зона Печорского моря) чуркинская свита сложена глинистыми или преимущественно глинистыми отложениями, которые в Печорской синеклизе надежно датируются по аммонитам и комплексам фораминифер средней юры.

В восточной части региона (восточная часть Хорейверской впадины и Варандей-Адзъвинская зона) отмечается увеличение в разрезе свиты доли песчаников. В породах присутствуют гальки и гравий, иногда образующие скопления. В связи с этим граница между сысольской и чуркинской свитами становится трудно определяемой без палеонтологических данных. В нижней части разреза совместно с комплексом фораминифер с *Riyadhella sibirica* выделен палинокомплекс с *Sestrosporites pseudoalveolats*, *Sciadopityspollenites macroverrucosus*, которому сопутствуют разнообразные морские водоросли [111].

На шельфе чуркинской свиты соответствуют глинистая (скв. Пом.-1) либо песчаниково-глинистая (скважины СГ-1, Пр.-1) толщи. В связи с опесчаниванием и слабым палеонтологическим обоснованием выделение чуркинской свиты в морских скважинах выполнено с определенной долей условности.

На Поморской площади в шламовых пробах с гл. 515, 520, 530 м установлен батский комплекс фораминифер с *Riyadella sibirica*, в составе которого представлены *Ammodiscus* aff. *baticus* Dein., *A.* aff. *proprius* Jakobleva, *Recurvoides* aff. *singularis* Lut., *Bulbobaculites callosus* Jakobleva, *Riyadella sibirica* (Myiatliuk), *R. schapkinaensis* Jakobleva, *Marginulinopsis* ex gr. *praecomptulaformis* Gerke et Shar. и др. В шламовых пробах с гл. 500 м выявлены келловейские фораминиферы: *Recurvoides* aff. *scherkaliensis* Levina, *Ammobaculites borealis* Gerke, *Lenticulina ipatozei* Levina, *Marginulinopsis* ex gr. *praecomptulaformis* Gerke et Schar. и др. [235].

Кроме того, в шламовых пробах с больших глубин встречены раковины *Pseudolamarckina rjasanensis* (Uhligi) – вида-индекса позднего келловея Печорской синеклизы, *Astacolus batrakiensis* (Mjatliuk) – среднекелловейского вида-индекса, и раннекелловейской *Guttulina tatarensis* Mjatliuk. В шлеме также наблюдались мелкие обломки раковин моллюсков. Таким образом, по фораминиферам можно предполагать присутствие в разрезе отложений чуркинской свиты бат-келловейского возраста.

На Приразломной площади (скв. Пр.-1, гл. 710 м) в шламовых пробах были установлены верхнекелловейские(?) фораминиферы *Pseudolamarckina* cf. *rjasanensis* (Uhlig.) (определение С. П. Яковлевой). Мощность отложений чуркинской свиты на шельфе в скважинах – от 45 до 185 м.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Н е р и ц к а я с в и т а (J_3nr) самостоятельно выделяется в скважинах на о. Колгуев, а на остальной территории она входит в состав нерасчлененного юрского сейсмокомплекса Б–В.

Свита сложена песчаниками тонкозернистыми светло-серыми известковистыми с многочисленной битой ракушкой и известковыми трубками червей, глинистыми глауконитовыми песчаниками с прослоями глинистого алевролита и глины алевроитовой с гнездами глауконитового песка.

В песчанике встречены оксфордские аммониты *Ammoeboceras* sp., *A.* (*Prionodoceras* sp.), крупные белемниты, пелециподы *Buchia* cf. *bronni* Rouill и *Perna* sp. ind., отмечаются многочисленные следы ползания бентосных организмов.

Свита характеризуется невыдержанным составом и малой мощностью. На северо-востоке Печорской синеклизы нижняя граница нерицкой свиты проводится по подошве пласта песчаников обычно известковистого кварцевого, залегающего в основании глинистой кимериджской толщи.

В составе свиты наряду с песчаниками встречаются светло-бурые криптокристаллические известняки с глауконитом и железистыми оолитами, глинистые алевролиты и песчанистые глины с гравием.

В большинстве разрезов возраст нерицкой свиты ограничен верхним оксфордом. По находкам аммонитов за южной границей территории листа выделяется нижний оксфорд, представленный песчаниками и алевролитами. В этой толще М. С. Месежниковым определены *Cardioceras* (*C.*) ex gr. *cordatum* (Sow.), *C.* cf. *excavatum* (Sow.), *C.* cf. *percaelatum* Pavl., *Coliathiceras*

sp., *Hecticoceras* sp. Иногда аммонитам сопутствует раннеоксфордский комплекс фораминифер с *Ophthalmidium sagittum* [214].

Мощность нерицкой свиты крайне мала, в колгуевских скважинах она изменяется от 0,3 до 6,6 м, максимальная мощность – до 32,5 м.

З а м е ж н и н с к а я с в и т а (J_{3zm}), так же как и предыдущая, выделена только в скважинах на о. Колгуев. Свита сложена (скв. 140, гл. 501–489 м) черными алевритистыми, песчанистыми глинами с глауконитом. В глинах много мелких ростров белемнитов, обломков раковин аммонитов и пелелипод, многочисленны радиолярии и фораминиферы, определяющие возраст вмещающих отложений как раннекимериджский. Радиолярии, по определению Г. Э. Козловой, представлены раннекимериджским комплексом с *Crucella crassa*. Здесь же выделен раннекимериджский комплекс фораминифер со *Spiroplectamina tobolskensis* (определение С. П. Яковлевой).

На Печорском побережье кимериджский ярус представлен глинами серыми, темно-серыми или черными тонкоотмученными и алевритовыми с глауконитом. В глинах – редкие прослои глинистых алевролитов. На диаграммах ГИС толща выделяется однообразной кривой поляризационных сопротивлений (ПС) и низкими значениями кажущихся сопротивлений (КС). В глинах встречаются карбонатные конкреции, стяжения пирита, ходы илоедов.

В восточных скважинах вскрыт комплекс с *Reophax sterkii* и *Spiroplectamina* ex gr. *tobolskensis*, выше которого выделен комплекс с *Pseudolamarckina lopsiensis*, сходный с верхнекимериджскими ассоциациями восточного склона Урала и определяющий возраст вмещающих отложений как позднекимериджский [214].

Разделение оксфордской и кимериджской толщ четко проводится по смене песчаных отложений глинистыми с учетом палеонтологических определений. В случае, когда глинистые оксфордские образования сменяются глинами кимериджа, их разделение затруднительно.

Мощность отложений замежнинской свиты изменяется от 2 до 12 м и лишь в восточных районах иногда достигает 100 м [103].

П а р о м е с с к а я с в и т а (J_{3pr}) сложена глинами (скв. 140, гл. 489–468 м) [172]. В основании разреза располагается пачка (8 м) черных битуминозных глин с раковинами *Buchia* cf. *mosquensis* (Buch.) и плохой сохранности аммонитов *Pavlovia*(?) (*Dorsoplanites*) sp. ind., *P.*(?) sp. ind., а также фораминиферами, характерными для верхнетитонского комплекса с *Dorothia tortuosa*, и радиоляриями плохой сохранности.

В составе глин преобладает монтмориллонит и отмечается высокое содержание Сорг. (битуминозные или «черные глины» типа баженовитов). Выше залегают черные глины тонкоотмученные неизвестковистые, слюдястые с предположительно верхневолжским комплексом фораминифер, в котором представлены крупные *Recurvoides*, *Haplophragmoides* и *Pushkinella*.

Мощность отложений – 22 м.

На Печорском побережье отложения паромесской свиты характеризуются довольно выдержанным, преимущественно глинистым составом.

В средней части свиты располагаются прослои алевролитов. В глинах – обилие ходов илоедов, остатки средне-верхневолжских аммонитов и три комплекса фораминифер: верхнетитонский – *Dorothia tortuosa*, верхнетитон-

ский–нижнеберриасский комплекс со *Spirofrondicularia rhabdognioides* и нижнеберриасский комплекс фораминифер (зоны *subditus* и *nodiger*) [214].

Наряду с фораминиферами в глинах присутствуют верхнетитонские радиоларии с *Parvicingula papulata* и нежнеберриасские – с *Pseudocrolanium planocephala* [91]. Мощность отложений паромесской свиты – 20–90 м.

На шельфе в скважинах выделены верхнеюрские отложения, включающие нерицкую, замежнинскую, паромесскую свиты, расчленить которые по материалам ГИС затруднительно, тем более что палеонтологические находки, определяющие возраст отложений, редки.

Важным является присутствие позднеоксфордского вида-индекса Тимано-Печорского региона *Epistonuna uhligi* Mjatluk. Оксфорд-нижнекимериджские фораминиферы *Spiroplectamina* ex. gr. *tobolskensis* Beljaev. et Komissar., *Epistomina uhligi* Myatl. были встречены также в шламе с больших глубин (гл. 550–597 м). В скв. Пр.-1 (гл. 630 м) из шламовых проб были определены нижнекимериджские фораминиферы *Kutsevelia petaloidea* Jakovl. (определение С. П. Яковлевой) и позднекимериджские–раннеберриасские остракоды *Paranotacythere paula* Gub. (гл. 560 м) (заключение Н. Н. Колпенской).

По материалам ГИС в разрезах морских скважин не удалось однозначно определить присутствие характерных для низов паромесской свиты битуминозных глин. Их обломки не встречены и в шламовых пробах, хотя фораминиферы этого стратиграфического уровня были установлены.

Поэтому можно предположить, что в разрезе паромесской свиты в восточной части печорского шельфа, по-видимому, отсутствуют глины, обогащенные органическим веществом, и их замещают глины темно-серые, как и на прилегающем побережье [103].

На предполагаемом уровне паромесской свиты, в шламовых пробах (скважины Пом.-1 и Северо-Гуляевская-1), обнаружены ядра раковин *Buchia* sp. indet., обломки ростров белемнитов, а в образцах с гл. 420, 440, 444 м в скв. Пом.-1 и с гл. 330, 360, 380, 420 м в скв. СГ-1 определен богатый комплекс фораминифер смешанного состава, основную массу которого составляют средне- и раннеберриасские виды. Установлены виды фораминифер, приуроченные преимущественно к раннеберриасским отложениям Тимано-Печорского региона и севера Сибири: *Ammodiscus veteranus* Kosyureva, *Ammobaculites gerkei* Schar., *Bullobaculites inconstans* Bart et Brand, *Lenticulina* ex gr. *sossipatrovae* Gerke et E. Jvanova и др. (заключение С. П. Яковлевой и Р. А. Соколова). В итоге возраст паромесской свиты определяется как позднекимериджский–раннеберриасский. Мощность свиты меняется незначительно: от первых десятков метров на западе ТПП до 60–80 м на востоке.

Сейсмокомплекс Б–В (^SJ). На шельфе в Печороморской СФЗ юрские отложения показаны нерасчлененными. Они ограничены региональными отражающими сейсмическими горизонтами Б и В, но внутренние отражения прослеживаются фрагментарно. В разрезах юры по морским скважинам, самой представительной из которых является Поморская-1, узнаются отложения всех известных на суше свит: нижнеюрской харьгинской, среднеюрских сысольской и чуркинской и верхнеюрских нерицкой, замежнинской и паромесской. Информация об их составе и возрасте по керну скважин приведена выше.

Мощность юрских отложений на шельфе достигает 200–300 м.

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

Меловые отложения представлены в основном только нижним отделом (на шельфе – сейсмокомплекс В–Д). Верхнемеловые породы встречены в отдельном блоке среди четвертичных осадков на севере о. Колгуев [258].

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Разрез нижнемеловых отложений четко подразделяется на две части: нижнюю, берриас-барремскую, сложенную глинами, и верхнюю, апт-альбскую, представленную глинисто-алевроито-песчаниковой толщей. Нижняя граница меловой толщи выражается сменой тонкодисперсных титонских глин известковистыми глинами и алевролитами, уменьшением кавернообразования и уровня записи ГК, некоторым увеличением кажущихся сопротивлений и отклонения кривой ПС от «линии глин».

На шельфе в Печороморской СФЗ в нижнемеловых отложениях выделяются 2 сеймоподкомплекса: В – Гп (берриас-барремский) и Гп – Д (апт-альбский).

Берриас-барремский подкомплекс объединяет несколько стратиграфических подразделений. Его разрез, наиболее полно обеспеченный керном и палеонтологическими определениями, был получен в параметрических скважинах на Колгуеве и в акваториальной части ТПП: 140 на о. Колгуев [171, 172] и Северо-Гуляевская-1 [260, 160], где выделены колгуевская (бореальный берриас-готерив) и мошьюгинская (баррем) свиты. Мошьюгинская свита выделяется и на суше в пределах Печорской синеклизы (Малоземельско-Адзвинская СФЗ). Здесь колгуевской свите соответствуют парусащельская (берриас-нижний валанжин) и щельская (верхний валанжин-готерив) свиты.

К апт-альбскому возрасту в Малоземельско-Адзвинской СФЗ отнесена большегаловская свита, которая выделена и на о. Колгуев.

П а р у с а щ е л ь с к а я с в и т а ($K_1ps\check{c}$) на севере Печорской синеклизы сложена глинами и глинистыми алевролитами (иногда известковистыми и опоковидными) с редкими пластами алевролитов и песчаников. В разрезе выделяются 2–3 пачки песчаников мощностью 7–21 м, которые не выдерживаются по простиранию.

В отложениях присутствуют редкие раковины берриасских аммонитов *Subcraspedites* sp. *indet.* (скв. Лявожская-111, гл. 420 м; скв. 112, гл. 440 м) (определение М. С. Месежникова) и нижневаланжинских бухий *Buchia keyserlingi* (Lah.) (скв. 111, инт. 388–395 м). По комплексам фораминифер возраст отложений определяется как берриас-ранневаланжинский.

Мощность свиты в Малоземельско-Адзвинской СФЗ составляет 35–46 м. В большинстве скважин парусащельская свита как самостоятельная единица не выделена, а образует единое литологическое тело с щельской и мошьюгинской свитами.

Щ е л ь с к а я с в и т а ($K_1s\check{c}$) в северных районах Печорской синеклизы сложена глинами и глинистыми алевролитами.

Глины темно-серые, черные, грязно-серые, зеленовато-серые, желтовато-серые в разной степени алевролитистые и тонкоотмученные, изредка песчанистые, иногда слюдястые. Алевролиты глинистые, иногда крупнозернистые,

редко известковистые и опоковидные. Породы обычно содержат глауконит, ходы илоедов, обломки раковин двустворок. Поздневаланжин-готеривский возраст отложений определяется по присутствию комплексов фораминифер.

Мощность свиты – 6–79 м [213].

К о л г у е в с к а я с в и т а (K_1kl). Стратотип выделен в скв. 140, пробуренной вблизи пос. Бугрино. Свита сложена монотонной толщей глин. По палеонтологическим остаткам, главным образом фораминиферам, в составе свиты выделяются две толщи: берриас-нижневаланжинская и верхневаланжинская–готеривская.

Берриас-нижневаланжинскую толщу (мощностью от 10 м в скв. СЗ-202 до 30 м на Таркской площади) слагают глины светло-серые, светло-зеленые и зеленовато-серые неизвестковистые и сильно известковистые плотные с заметно пониженной гамма-активностью. Встречаются глауконитовые глины с маломощными (0,6 м) прослоями пеллециподового ракушника.

Из глин выделен берриасский комплекс радиолярий *Hemicryptocapsa salymica* [91] и фораминиферы комплекса с *Kutsevella praegoodlandensis* и *Lentieulina* ex gr. *sossipatrovae* (берриас) (зоны *Surites analogus* и частично *Hectoroceras kochi*) и комплекс с *Recurvoides excellens* и *Kutsevella pseudogoodlandensis* (берриас–нижний валанжин) [235].

Палинологический комплекс (инт. 460,5–432,1 м) является характерным для отложений валанжина Печорского бассейна.

Верхневаланжин-готеривская толща (мощностью от 40 м на Таркской площади до 125 м на Западно-Песчаноозёрской) в нижней, верхневаланжинской, части (инт. 413–446 м) представлена глиной светло-серой, зеленовато-серой известковистой и глиной темно-серой. В светло-серой и зеленовато-серой глине присутствуют пиритовые и кальцитовые конкреции, ходы илоедов, часто пиритизированные, остатки раковин пеллеципод, гастропод и аммонитов.

Верхняя, готеривская часть толщи (413–338 м) сложена глинами темно-серыми алевритовыми, слюдястыми с редкими прослоями алевролитов, сидеритовыми, кальцитовыми и пиритовыми конкрециями. В глинах отмечаются раковины пеллеципод, скопления раковинного детрита, остатки раковин аммонитов. Из глин нижней части толщи выделен богатый и разнообразный комплекс фораминифер: *Reophax minutissimus* Bart. et Brand., *Mjatliukaena gaultina* (Bertelin), *Verneuilinoides neocomiensis* (Mjatl.), *Hoeglundina caracolla* (Roemar), *H. tenuicostata* Bart. et Brand., сходный по составу с верхневаланжинским комплексом с *Mjatliukaena gaultina* М. К. Косицкой [171] и комплексом с *Reophax minutissima* и *Lenticulina eichenbergi* [29].

Как и для комплекса Печорской синеклизы, характерно присутствие большого количества известковых форм *Lenticulina eichenbergi* Mjatl., *L. saxonica* Bart. et Brand., *L. ouachensis* Sigal, *Marginulinopsis schreiteri* Espetal et Sigal и др., указывающих на более теплолюбивые условия их обитания по сравнению с фораминиферами берриас-нижневаланжинского комплекса.

В верхней части толщи (с гл. 418 м) среди фораминифер появляется вид *Hoeglundina nordensis* sp. nov., установленный в готериве (слои *Ammobaculites gomelensis* и *Hoeglundina nordensis*) Тимано-Уральской области, а с гл. 394 м – комплекс фораминифер, по своему облику весьма близкий к готерив-

скому комплексу Прикаспийской впадины. В последнем наиболее характерными формами являются *Evolutinella portentosa* Mjatl. et Kosetskaja, *Ammobaculites prosper* (Mjatl.), *Trochammina gyroidiniformis* Mjatl., *Lagenahauteriviana* sub. sp. *cylindrica* Bart. et Brand. Мощность верхневаланжин-готеривских отложений – 110 м. Мощность отложений колгуевской свиты – от 70 до 130 м.

На севере Тимано-Печорской провинции берриас-нижневаланжинской толще Колгуевской свиты соответствует парусащельская свита, а верхневаланжин-готеривской толще – щельская. На окраинах бассейна седиментации и на отдельных палеоподнятиях отложения парусащельской свиты залегают с размывом на титонских отложениях паромесской свиты.

Мошьюгинская свита (K_1ms), как самостоятельная единица выделена на большей части о. Колгуев и в некоторых акваториальных скважинах. В разрезе скв. 140 (гл. 271–336 м) отложения представлены в нижней части (до гл. 311 м) темно-серыми глинами с линзами и гнездами глауконита, примесью алевроитового материала, с пиритизированными ходами червей и редкими сидеритовыми конкрециями. На Песчаноозёрской площади свита образует единую толщу вместе с колгуевской.

В основании мошьюгинской свиты залегает пласт алевролита (инт. 328–336 м). В глинах встречены скафоподы? (тонкие ветвящиеся известковые образования), обломки раковин двустворок и аммонитов, комплекс фораминифер, характерный для барремского яруса (слои с *Miliammina mjatliukaе* и *Conorbina barremica*).

Выше (инт. 288–311 м) располагаются серые и слегка коричневатые алевроитовые, слюдястые глины, иногда с гнездами и линзами тонкозернистого песка и глауконита, со скоплениями углефицированного растительного детрита, с ходами илоедов, обломками пеллеципод.

В средней части пачки (инт. 292,7–301,5 м) выделяется пласт (1 м) глауконитовой породы с мелким рассеянным сидеритом и обломками углефицированной древесины. Завершают разрез (инт. 271–288 м) коричневато-серые слюдястые тонкослоистые глины.

Мощность отложений – 65 м.

Сейсмоподкомплекс В – Гп ($^sK_1b-br$). Берриас-барремские отложения выделены на шельфе в Печороморской СФЗ и в Южной СФЗ Восточно-Баренцевской СФО. В восточных районах Печорского шельфа они вскрыты поисковыми скважинами и охарактеризованы только шламом. Представлены глинистой толщей с редкими прослоями алевролитов, иногда песчаников. По характеристикам ГИС и по составу отложения не отличаются от одновозрастных отложений Печорской синеклизы и о. Колгуев.

Берриас-барремский возраст отложений определяется по фораминиферам, выделенным из шламовых проб. В полном объеме палеонтологическая характеристика отложений была получена в скв. Поморская-1 [261].

Мощность берриас-барремских отложений на шельфе по скважинам меняется от 97 до 113 м и постепенно увеличивается в северном направлении до 200 м.

Сейсмоподкомплекс Гп – Д ($^sK_1a-al$). Апт-альбские отложения выделены на шельфе в Печороморской СФЗ. По составу и объему они соответствуют большегаловской свите. Мощность – 100–200 м.

Большегаловская свита (K_1bg) апт-альбского возраста охарактеризована керном в скв. 140 (гл. 130–271 м) на о. Колгуев. В этом разрезе свита сложена преимущественно песчаниками и песками с прослоями глин и алевролитов.

Количество тонкообломочных пород увеличивается вверх по разрезу. Нижняя граница свиты условно отнесена к подошве песчаниковой толщи, сменяющей глинистые отложения. В кровле толщи выделяются глины (1,65 м) темно-серые алевролитистые, плитчатые слюдистые с ходами илоедов, мелкими пиритовыми стяжениями, обрывками лигнита. В глинах отмечаются маломощные прослои алевролита серого слюдистого, ходы илоедов. Отложения содержат углефицированный растительный детрит, обрывки растительной ткани, линзочки и слойки угля. Из глин выделен аптский спорово-пыльцевой комплекс (инт. 156,5–162,0 м). Мощность отложений – 141 м.

На севере Печорской синеклизы большегаловская свита имеет довольно однообразный вещественный состав. Сложена песками и алевролитами с прослоями и пачками глин и алевролитов.

В скважинах на Печорском шельфе строение и состав большегаловской свиты сохраняется. В шламовых пробах в скв. Пр.-1 (гл. 400 м) были установлены нижнемеловые (возможно, альбские) остракоды *Centroclythere* ex gr. *denticulata* Nerteus и *Clithrocytheraridae* sp. (заключение Н. Н. Колпенской) и явно мелового облика споры и пыльца, единичные динофлагеллаты *Odontochitina operculatum* (O. We) Defl. и др. (гл. 580, 630 м).

Споры и пыльца верхней половины нижнего мела встречены в этих отложениях также в скв. СГ-1 (гл. 175–270 м) (определение Л. Б. Лодкиной) и в скв. Пр.-1 (гл. 300 м).

Мощность отложений в скважинах – 89–143 м.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Конкинская свита (K_2kn) объединяет нерасчлененные отложения верхнего отдела. Свита установлена на севере о. Колгуев, на участке побережья к западу от р. Конкина [258], никакими скважинами не вскрыта. Отложения сильно деформированы. Нижнюю часть толщи слагают пески мелко-среднезернистые и средне-мелкозернистые травяно-зеленые, зеленые, серые и серо-желтые. В последних отмечаются включения мелких окатышей песков тонко-мелкозернистых темно-коричневых. В средней части разреза зеленые пески переслаиваются с темно-серыми, почти черными глинами. Из глин определен спорово-пыльцевой комплекс, близкий по составу палинокомплексу, выделенному из туронских отложений севера Сибири (заключение Н. М. Бондаренко).

Мощность нижней части толщи – 18–20 м.

Выше располагается пачка (6–7 м) алевролитов и песков алевролитистых глауконитовых темно-зеленого цвета с включениями раковин иноцерамов, кальцитовыми, глинисто-кальцитовыми, сидеритовыми конкрециями (от $0,2 \times 0,4 \times 0,5$ м до $0,5 \times 0,7 \times 1,0$ м) и желваками (от 0,5–1,0 см до 5 см в диаметре) фосфоритов.

Фосфориты обогащают отдельные горизонты алевроитов или образуют конкреции. Из конкреций и вмещающих пород были определены аммониты и иноцерамы: *Scaphites* ex gr. *planus* (Yabe), *Goniocamax* sp. sp.(?) *Actinocamax* sp. nov., *Inoceramus subinvolutus*, *In. ecostatus* Jefrem., *In. aff. pontonensis* Ver., *In. aff. slovutnensis* Ver. et. Zon., *In. ex gr. nipponicus* N. et M., характерные для турон-коньякских отложений севера Сибири и Дальнего Востока, а также гастроподы – *Euspira* aff. *rectilabrum* (Con.), *Serrifusus* aff. *dacotensis* M. et H., *Euthrifusus tuberculatum* (Nag.), *Lunatia subcrassa* (M. et H.), встречающиеся в сантон-кампанских отложениях (заклучение М. Я. Бланк). Здесь же Л. В. Василенко определены фораминиферы коньяк(?)-нижнекампанского комплекса с *Eponides sibirika* – *Osangularis whitei* – *Nodosariidae*.

Над фаунистически охарактеризованной пачкой выделяется толща (32–39 м) глинистых песков темно-серых и желто-бурых с прослоями и линзами песка темно-зеленого мелко-среднезернистого, зеленовато-серых алевролитов, а также пакетами (до 3–3,5 м) песков светло-серых мелко-среднезернистых косослоистых с линзами черных и коричневых глин и буро-желтых аргиллитов.

В отложениях этой толщи Н. М. Бондаренко определен палинокомплекс, который в западных районах Сибири обычно встречается в туронских отложениях. Полный стратиграфический объем свиты не известен. Мощность свиты – 56–68 м.

Восточно-Баренцевская (V.A) и Предновоземельская (V.Б) структурно-формационные области

ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА

В пределах данных СФО триасовые отложения слагают мощный комплекс отложений, заключенный между сейсмическими отражающими горизонтами I(A) и Б. В Южной СФЗ внутри сейсмокомплекса (I(A) – Б) наиболее устойчиво коррелируется отражение A_2 и спорадически прослеживаются отражающие горизонты A_1 и A_3 . Триасовый сейсмокомплекс разделен на четыре подкомплекса: нижнетриасовый индский (I(A) – A_1), ниже-среднетриасовый оленёкско-анизийский (A_1 – A_2), средне-верхнетриасовый ладинско-нижнекарнийский (A_2 – A_3), верхнетриасовый карнийско-норийский (A_3 – Б).

В Гусиноземельской СФЗ среди промежуточных отражений наиболее надежно выделяется ОГ A_2 . В соответствии с этим триасовые отложения расчленены на два сеймоподкомплекса: ниже-среднетриасовый индско-анизийский (I(A) – A_2) и ладинско-верхнетриасовый (A_2 – Б).

НИЖНИЙ–СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

Сейсмоподкомплекс I(A) – A_1 ($^S T_{1i}$). Соответствующая ему индская толща вскрыта в верхней части на Мурманской площади (скв. М-24) [298]. Сложена преимущественно глинистыми породами, в которых неравномерно

распределены редкие прослои (5–10 м, редко 40 м) песчаников и алевролитов, обычно приуроченные к нижней и средней частям вскрытого разреза.

Характерным литологическим признаком толщи являются красноцветные аргиллиты. Судя по шламу, в толще представлены также серые, зеленоватые и темно-серые аргиллиты. В сероцветных аргиллитах присутствует углефицированный растительный материал. Песчаники мелко- и среднезернистые полимиктовые зеленовато-серые линзовидно- и косослоистые с глинистым (хлоритовым, гидрослюдисто-хлоритовым) и карбонатным цементом.

Из отложений выделены триасовые спорово-пыльцевые комплексы и переотложенные пермские конхостраки. Л. А. Фефилова определила из этих отложений только индский палинокомплекс А [18, 204]. Палинокомплекс из более высоких горизонтов (гл. 3866–3873,3 м), по мнению Н. К. Куликовой, сопоставим с раннеоленёкским комплексом чаркабожской свиты. В составе палинокомплекса пыльца доминирует над спорами.

Мощность вскрытых скважиной индских (индско-нижеоленёкских?) отложений более – 931 м.

Сейсмоподкомплекс A_1-A_2 ($^S T_{10}-T_{2a}$). Оленёкско-анизийский сейсмоподкомплекс вскрыт на Мурманской площади, где он сложен пестроцветными аргиллитами. Присутствуют также прослои аргиллитов зеленовато-серых и темно-серых до черных с обильным углефицированным растительным детритом и линзами угля. Песчаники образуют редкие маломощные (2–7 м) пласты, относительно равномерно распределенные по разрезу.

Нижняя граница установлена условно, а верхняя – по появлению в шламе обломков красноцветных аргиллитов.

Толща имеет двучленное строение. Литологические признаки пород нижней половины разреза толщи отражают их сходство с отложениями харалейской свиты Тимано-Печорского региона [213]. Л. А. Фефиловой в отложениях определены спорово-пыльцевые комплексы A_2+B (индский–оленёкский), B (раннеоленёкский) и Γ (позднеоленёкский). По мнению Н. К. Куликовой, состав палинокомплекса с гл. 3197+1,2 м (скв. М-24) полностью отвечает палинокомплексу из верхнеоленёкской харалейской свиты Печорской синеклизы.

Аналогичный комплекс выделен также в отложениях скв. М-26 (гл. 3022,5–3028,3 м) [213, 235]. Мощности оленёкских (верхнеоленёкских?) отложений на Мурманской площади – 632 м.

Верхнюю часть толщи слагают анизийские отложения. На полную мощность они вскрыты на Мурманской площади и частично, в своей верхней части, на Куренцовской и Арктической. Представлены преимущественно пестроцветными глинистыми породами. Встречаются углистые глины аргиллитоподобные с отпечатками листьев и стеблей растений, крупными мегаспорами. В разрезе присутствуют редкие прослои песчаников мелкозернистых зеленовато-серых, серых, иногда с окатышами глин. В глинистых породах отмечаются стяжения и сферолиты сидерита, пятна лептохлоритов.

Л. А. Фефилова определила присутствие в породах анизийского спорово-пыльцевого комплекса D (скв. М-24, гл. 2779,6+2,4–2841+3,5 м) [18]. По мнению Н. К. Куликовой, палиноспектр из нижней части толщи (скв. Мурманская-24, гл. 2755+2,5 м) по таксономическому составу уверенно сопоставляется с палиноспектром из нижней части среднетриасовой ангуранской свиты

Печорской синеклизы [213]. Анизийский палинокомплекс с *Leschekisporites aduncus*, *Microchachrydites* выделен из аналогичных отложений в скв. М-26 (гл. 2550–2820 м) [213]. В этом спектре отмечается преобладание спор над пылью растений. Мощность отложений – 246 м.

Общая мощность ниже-среднетриасовых отложений достигает 2500–3000 м.

Сейсмоподкомплекс I(A) – A₂ (^ST₁–T_{2a}). Соответствующие ниже-триасово-анизийские отложения выделяются в Гусиноземельской СФЗ. По составу пород эта толща сложена пестроцветными аргиллитами, алевролитами, песчаниками и в целом отвечает составам индской и оленёкско-анизийской толщам Восточно-Баренцевской СФО. Мощность отложений достигает 4000 м.

СРЕДНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Сейсмоподкомплекс A₂ – A₃ (^ST_{2l}–T_{3k1}) включает отложения ладинского яруса (средний отдел) и нижней половины карнийского. Стратиграфический диапазон отложений в сейсмоподкомплексе изменяется по направлению от краевой части к центру Гусиноземельской СФЗ. Толща вскрыта на всех разбуренных площадях: Мурманской, Северо-Мурманской, Арктической и Куренцовской и содержит в своем разрезе как пестроцветные породы, характерные для среднего триаса, так и сероцветные, которые отличаются образования верхнего триаса.

В составе толщи преобладают аргиллиты блеклые пестроцветные и сероцветные, среди которых песчаники слагают редкие маломощные (2–7 м) пласты. Нижняя граница толщи отнесена к подошве глинистой пачки, ниже которой в шламе появляются обломки ярких пестроцветов.

На Мурманской площади из отложений толщи выделены ладинские палинокомплексы: комплекс Ж (скв. М-26, гл. 2369–2506,1 м) [204], ладинский комплекс с *Aratrisporites virgatus*, *Concavissimisporites* [213]. По мнению Н. К. Куликовой, выделенный палинокомплекс почти тождественен палинокомплексу верхней части ангуранской свиты Печорской синеклизы.

В северном направлении в разрезе ладинской толщи увеличивается доля морских отложений. В ее верхней части на Арктической площади представлены в основном аргиллиты темно-серые с тонкой горизонтальной слоистостью и блеклые пестроокрашенные, зеленовато-серые и серые с зеленоватым оттенком, почти бежевые с комковатой текстурой, содержащие корни растений и углефицированный растительный детрит. Встречаются углистые аргиллиты. С аргиллитами переслаиваются алевролиты и песчаники.

В отложениях встречены растительные остатки *Podozamites* sp. (гл. 4488,8 м) и *Ginkgoales*(?) (заключение Л. А. Фефиловой) и *Scytophyllum* sp., *Sagenopteris angustiformis* Chram., *Ptilozamites* sp., *Doratophyllum* sp., которые типичны для кейперских (верхи ладинского–низы карнийского яруса) отложений Печорской синеклизы (заключение А. И. Киричковой). В составе палинокомплекса, выделенного из этих отложений, пыльца существенно преобладает над спорами [273]. Споры немногочисленны и в основном представлены видами рода *Aratrisporites*, что характерно для среднетриасовых

палинокомплексов Печорской синеклизы [213]. Спорово-пыльцевой комплекс сопровождается микрофитопланктоном *Micrhystridium* sp., *Leioffus* sp., *Cyclonephelium*(?) sp., *Parcodinia* sp., *Meicurogongaulax* sp., указывающим на морской генезис вмещающих отложений. Мощность ладинских отложений на Мурманской площади 157 м (скв. М-24). На Куренцовской площади ввиду слабой палеонтологической и литологической обеспеченности, определить мощность ладинских отложений не представляется возможным. На Арктической площади мощность ладинских отложений – более 174 м.

Нижекарнийские отложения представляют собой толщу неравномерно чередующихся песчаников, алевролитов и аргиллитов. Встречаются линзочки угля.

В керне с гл. 4216–4227 м (скв. Арк.-1) определены двустворчатые моллюски *Subcardinia* cf. *curinata* Ch. Kol., *Pseudocardinia* aff. *nuculiformis* (Hua) Ch. Kol., *Reptania* sp., характерные для карнийских отложений Печорского бассейна, Урала и Средней Азии (заключение Ч. М. Колесникова); поздне-триасовые фораминиферы плохой сохранности и разнообразного систематического состава (*Lituolidae*, *Ataxophragniidae*, *Nodosariidae*), в том числе секрещионная *Astaculus minita* (Bornemann) форма, характерная для карнийских отложений Нордвикского района (заключение С. П. Яковлевой), которые свидетельствуют о, несомненно, морском генезисе вмещающих отложений; остракоды *Ogmoconchella acuta* Gerke et Lev., *O. ordinata* Gerke et Lev., *O. fabacea* Gerke et Lev., *Cytherella* sp. (обломки *C. gurineiskensis* Gerke et Lev.(?)), которые известны из карнийских отложений Нордвик-Хатангского района. Мощность нижекарнийской толщи – около 200 м.

Общая мощность толщи 600–700 м.

Сейсмоподкомплекс $A_2 - B$ ($^S T_2 l - T_3$) выделяется в Предновоземельской СФО. Стратиграфическая мощность подразделения наращивается в западном направлении. Отложения представлены пестроцветными аргиллитоподобными глинами, а в верхней части разреза отмечается переслаивание серых аргиллитов, глин, алевролитов и песчаников. Мощность толщи варьирует от 200 до 800 м.

Сейсмоподкомплексу $A_3 - B$ ($^S T_3 k_2 - n$) соответствует верхнекарнийская–норийская толща. Отложения верхнего карния характеризуются неравномерным, грубым чередованием пачек песчаников, алевролитов и аргиллитов. Количество песчаников увеличивается вверх по разрезу. Мощность отдельных пачек достигает 25 м. Встречаются сидеритовые конкреции. Характерны линзы и маломощные прослои бурых и каменных углей, слои с остатками флоры.

По мнению Л. А. Фефиловой, палинокомплекс, выделенный из шлама (скв. Арк.-1, гл. 3955 м) сопоставим с поздне-триасовым (карнийским) палинокомплексом, установленным на Мурманской площади. В отложениях присутствуют обрывки растений *Neocalamites* sp. (скв. Арк.-1, гл. 4037 м, заключение Л. Н. Абрамовой). Мощность верхнекарнийских отложений – около 200 м.

Норийские отложения представляют собой чередование пачек аргиллитов и алевролитов и песчаников. Мощность пачек – 5–20 м. Нижняя граница условно отнесена к подошве глинистой пачки, предположительно фиксиру-

ющей начало норийской трансгрессии. Верхняя граница условно приурочена к подошве пласта песчаников, выше которого меняется характер диаграмм ГИС. В разрезах южной части Баренцевского шельфа такой границей является подошва нижнеюрских песчаников. В нижней части толщи преобладают глинистые породы, тогда как в верхней все породы представлены примерно в равных количествах.

В отложениях скв. Арк.-1, на гл. 3824–3834 м определен поздне триасовый палинокомплекс (заключение Н. К. Куликовой), вместе с которым обнаружены остатки членисто-стебельных *Neocalamites* sp. и папоротника, принадлежащего к семейству *Dipteridaceae*, которые также свидетельствуют о поздне триасовом возрасте отложений.

Норийские отложения слагают также верхнюю часть разреза триасовых отложений на Мурманской и Куренцовской площадях, что подтверждается наличием палинокомплекса с *Camarozonotriletes rudis*, *Zebrasporites laevigatus*, *Ovalipollis* [213] и норийского комплекса К (заключение Л. А. Фелицовой). Мощность норийской части толщи достигает 229 м.

Верхняя граница толщи не установлена, вполне вероятно присутствие отдельных горизонтов рэтского яруса в морских фациях.

Мощность отложений – 300–400 м.

ЮРСКАЯ СИСТЕМА

Комплекс юрских отложений заключен между отражающими горизонтами Б и В' и выходит на дочетвертичную поверхность только в Предновоземельской СФО.

Разрез юрских отложений включает все подразделения юрской системы и характеризуется преобладанием песчаников в нижней части и глинистых пород в верхней. На основании интерпретации диаграмм ГИС можно выделить 4–6 трансгрессивно-регрессивных циклов, каждый из которых начинается аргиллитами и завершается песчаниками. Мощность крупных циклов – 40–130 м, мелких – до 20 м.

В Южной СФЗ сейсмическими отражающими горизонтами юрский комплекс подразделяется на два подкомплекса: Б – В₂ (нижняя юра–средняя юра, байосский ярус) и В₂ – В' (средняя юра, батский ярус–верхняя юра). В Предновоземельской СФО юрский сейсмокомплекс не расчленен.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ – СРЕДНИЙ ОТДЕЛ, БАЙОССКИЙ ЯРУС

Сеймоподкомплекс Б – В₂ (^SJ₁–J_{2b}). В его составе, по данным буровых скважин, различаются две толщи: нижнеюрская и среднеюрская (аален–байосская).

Нижнеюрские отложения несогласно перекрывают отложения триаса. Они представлены мощной толщей песчаников с маломощными прослоями аргиллитов и алевролитов.

Верхняя граница условно отнесена к подошве относительно мощной пачки тонкообломочных пород, которая хорошо выражена на диаграммах ГИС и

выше которой выделены среднеюрские фораминиферы. Мощность отдельных пластов песчаников в толще достигает 60 м, а разделяющих их пакетов алевролитов и аргиллитов составляет несколько метров, редко до 10–20 м. В этих пакетах отмечаются мелкие оползневые складки, закрутыши, ходы пескожилов, конкреции. Песчаники мелко-, средне- и крупнозернистые светло-серые кварцевые, полевошпатово-кварцевые, редко полимиктовые (в нижней части разреза), плохосортированные, иногда содержат редкие зерна глауконита. Выделяются маломощные прослои конгломератов с песчаным или глинистым наполнением, редкие маломощные линзочки угля.

Из органических остатков присутствуют обломки древесины, углефицированный растительный детрит, отпечатки стеблей *Equisetites* sp. и корней растений. Из отложений выделены бедные нижнеюрские палинокомплексы (скв. Арк.-1, гл. 3120–3170 м, 3215 м, заключения В. В. Павлова, Л. Б. Лодкиной, Л. А. Фефиловой; скв. Кур.-1, гл. 1940–2040 м, гл. 2086 + 0,5 м, заключение Л. А. Фефиловой и В. В. Павлова, гл. 2086 + 2,95 м, заключение Н. К. Куликовой; скв. М-23, гл. 1665 м, заключение Н. К. Куликовой). Только в скв. Кур.-1 выделен палинокомплекс с *Bennetitales*, *Quadriculina anefliiformis*, *Triancoraesporites ancorae*, который не имеет аналогов в Печорской синеклизе и условно отнесен к нижней юре [213].

Мощность отложений в скважинах меняется от 173 до 402 м.

Среднеюрские (аален-байосские) отложения представляют собой толщу неравномерного переслаивания песчаников, алевролитов и аргиллитов.

Количество песчаников уменьшается по направлению к центру Южно-Баренцевской впадины. Песчаники в составе толщи светло-серые, серые, иногда буроватые от мелко- до крупнозернистых кварцевые, редко полимиктовые (в нижней части толщи), с глинистым (каолининовым и хлорит-каолининовым) либо карбонатным (кальцитовым и кальцит-сидеритовым) цементом, иногда регенерационным кварцевым. Редко отмечаются прослои седиментационных брекчий.

Возраст отложений определяется на основании редких фаунистических находок в разрезах многих скважин, пробуренных на шельфе Баренцева моря. В нижней части толщи присутствуют фораминиферы ааленского(?) комплекса с *Riyadhella syndascoensis*–*Ammodiscus pseudoinfimus* (скв. Ш-4, гл. 2170–2188,7 м) и предположительно аален-батского комплекса фораминифер (скв. Ш-2, гл. 2108–2122 м), в составе которого более половины всего количества фораминифер – представители рода *Riyadhella*: *R. syndascoensis* и *R. ex gr. tertia*. Последние широко распространены в ааленских и аален-байосских отложениях на севере Средней Сибири (Нордвикский район) (заключение С. П. Яковлевой). Наряду с фораминиферами из отложений был выделен среднеюрский палинокомплекс с *Cyathidites*, *Lycopodium*, *Osmundaceae*, вместе с которыми встречается микрофитопланктон [213].

По мнению Н. К. Куликовой, палинокомплексы, выделенные на Штокмановской площади из среднеюрских отложений (скв. Ш-1, гл. 2301–2306 м; скв. Ш-4, гл. 2174–2179 м, гл. 2280,4–2288,7 м), более всего схожи с палинокомплексом с *Cyathidites*, *Lycopodiumsporites*, *Neoraistrickia rotundiformis* и с палинокомплексом с *Cyathidites*, *Lycopodiumsporites*, *Stereisporites* из нижней части сысольской свиты Тимано-Печорского региона. Мощность нижне-

среднеюрских (байосских) отложений в скважинах составляет 668 м (скв. Арк.-1); сейсмоподкомплекс – до 700 м.

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ ЮРЫ, БАТСКИЙ ЯРУС – НИЖНИЙ МЕЛ, НИЖНЕБЕРРИАССКИЙ ПОДЪЯРУС

В составе отложений сейсмоподкомплекса $B_2 - B'$ (${}^S J_2 bt - K_1 b_1$) представлены батская, келловейская, оксфордская, кимериджская, титонская толщи и низы берриасской толщи. Они выделяются в разрезах буровых скважин на основании интерпретации диаграмм ГИС и палеонтологических остатков.

Батская часть разреза сложена либо песчаниками (Мурманская площадь), либо неравномерно чередующимися песчаниками, алевролитами и глинистыми породами. Характер чередования меняется по площади: от алевролито-глинистого (скважины Кур.-1, СМ-1) до алевролито-песчаникового (скв. Арк.-1). Завершается батский разрез маломощной (18–50 м) пачкой средневерхнебатских отложений.

Возраст отложений определяется находками раковин средне-позднебатского комплекса фораминифер с *Riyadhella sibirica* (скв. Кур.-1, гл. 1500–1540 м, скв. Ш-1, гл. 2190 м, заключение С. П. Яковлевой). Слои с этим комплексом фораминифер располагаются в основании чуркинской свиты Тимано-Печорского региона. Мощность батских отложений – 95 м (скв. Арк.-1).

Келловейские отложения характеризуются изменчивым составом: от существенно глинистого (Мурманская, Куренцовская и Северо-Мурманская площади) до алевролито-глинисто-песчаникового (Арктическая площадь).

Нижняя граница приурочена к подошве мощной глинистой пачки с нижнекелловейским комплексом фораминифер. Толща сложена (скв. СМ-1) глинами аргиллитоподобными серыми и темно-серыми скорлуповатыми и тонкослоистыми с редкими прослоями алевролитов. В глинах присутствуют пиритизированные ходы червей, мелкие пиритовые и доломитовые конкреции, мелкие включения сгустков сидерита (водоросли?).

К центру Южно-Баренцевской синеклизы значительно увеличивается мощность толщи и в ее разрезе возрастает количество песчаников и алевролитов (до 50 %, скв. Арк.-1). Мощность отдельных пластов песчаников составляет 5–15 м, алевролитов – 2–8 м. Отложения содержат фрагменты раковин аммонитов, пелеципод, остатки белемнитов, фораминиферы.

В нижней части толщи (скв. Арк.-1, гл. 2664,4 м) определен келловейский аммонит подсемейства *Cadoceratinae*, *Tancredia* sp. (заключение Н. И. Шульгиной) и обедненный раннекелловейский(?) комплекс фораминифер, включающий *Haplophragmoides* sp., *Trachammina* ex gr. *rostovcevi* Levina, *Riyadhella* sp., *Astacolus* sp., *Guttulina* cf. *tatarensis* Mjatl. (заключение С. П. Яковлевой).

На Штокмановской площади (скв. Ш-2, гл. 1886–1880 м) также в нижней части толщи найден ниже-среднекелловейский аммонит *Cadoceras* sp. indet. (определение Н. И. Шульгиной) и комплекс агглютинированных фораминифер: *Kutsevella* ex gr. *menorabilis* (Scharovskaja), *K.* aff. *calloviensis* Jakovleva,

Recurvoides ex gr. *scherkalyensis* Levina, «*Riyadhella* sp.», *Dorothia*(?) aff. *concinna* Jakovleva и др.; впервые появляются виды с секреторной стенкой – *Lenticulina* sp. indet.

По заключению С. П. Яковлевой, все виды комплекса известны из келловейских (в основном нижнекелловейских) отложений Западной Сибири, Усть-Енисейского и Нордвик-Хатангского районов. Представители рода *Kutsevella*, в т. ч. *K. calloviensis*, характерны для келловейских отложений Тимано-Печорской провинции.

В верхней части толщи определен предположительно верхнекелловейский аммонит *Longaeviceras*? sp. (скв. Ш-2, гл. 1782 м, заключение Н. И. Шульгиной) и выделен богатый комплекс фораминифер, включающий более 70 видов разнообразных агглютинированных и секреторных форм. По мнению С. П. Яковлевой, видовой состав комплекса надежно определяет его возраст как позднекелловейский. В комплексе присутствуют виды, известные из верхнекелловейских отложений Западной Сибири и Тимано-Печорской провинции.

На этом же уровне в скв. Ш-4 был выделен комплекс фораминифер с *Recurvoides scherkalyensis*–*Trochammia* ex gr. *rostovzevi*, включающий обильный и разнообразный набор фораминифер, широко распространенных в средне-верхнекелловейских и отчасти нижнеоксфордских отложениях Западной Сибири.

Кроме того, из верхов толщи (скв. Ш-6, гл. 1821 м) В. А. Басовым была определена *Saracenella juganica*, характерная для верхнего келловя Западной Сибири, вместе с которой встречены виды, известные как в верхнекелловейских, так и в оксфордских отложениях.

Палинокомплекс, выделенный из пород нижней части толщи (скв. Ш-4, гл. 1953–1959,4 м), по мнению Н. К. Куликовой, наиболее близок к палинокомплексу с *Sestosporites pseudoalveolatus*, *Sciadopityspollenites macroverrucosus* из верхней части сысольской и низов чуркинской свиты средней юры Тимано-Печорского региона. Мощность келловейских отложений – 75–242 м.

Верхнеюрские отложения являются своеобразным маркирующим горизонтом. Их отличительной особенностью являются «черные глины» – породы типа баженовитов Западной Сибири. Полные разрезы верхней юры наблюдались в скважинах Арк.-1 и Ш-1.

В составе верхнеюрских отложений различаются три толщи: оксфордская, по-видимому, песчаниково-алевролитоглинистая, кимериджская, сложенная «черными глинами», и титонская, объединяющая «черные глины» и аргиллиты. Границы между толщами в значительной степени условные и приурочены к уровням изменения характеристик ГИС, в основном диаграммы ГК.

В скв. Ш-1 (гл. 1955 м) были встречены единичные секреторные фораминиферы вида *Astacolus* ex gr. *pungaicus* Putrja, которые свидетельствуют о присутствии в разрезе оксфордских отложений (заключение В. А. Басова).

В шламовых пробах, в скв. Арк.-1 на больших глубинах были определены оксфорд-кимериджские фораминиферы *Ceratocancris* aff. *ambitosus* Dain. (гл. 2718 м) и *Saracenaria* ex gr. *subsuta* Beljaev (гл. 3639 м) (заключение С. П. Яковлевой). Малая мощность оксфордских отложений, возможно, как и в Тимано-Печорском регионе, свидетельствует о наличии кратковременных

перерывов в основании оксфордской толщи и, возможно, в средней ее части, т. к. именно среднеоксфордские палеонтологические остатки не удалось обнаружить в керне скв. Ледовая-1, где были определены ниже- и вышеоксфордские аммониты (заключение Н. И. Шульгиной). Мощность отложений – до 12 м.

Кимериджские отложения представлены в основном черными и темно-коричневыми, почти черными пелитовыми породами плотными тонкослоистыми и листоватыми, редко скорлуповатыми, объединенными под общим названием «черные глины», которые выделяются высоким (12–16%) содержанием $S_{орг.}$ [272, 273].

Нижняя граница приурочена к подошве толщи «черных глин», выделяющихся высокими значениями ГК. По составу «черные глины» близки к баженовитам из баженовской свиты Западной Сибири.

По заключению М. С. Месежникова, Н. И. Шульгиной, А. И. Лебедевой и Н. П. Вячкилевой в нижней части толщи (скв. Арк.-1, гл. 2421–2421,5 м) присутствуют раннекимериджские аммониты *Amoeboceras* (*Amoebites*) cf. *alticarinatum* Mesezhn. et Romm, *A. (Euprionoceras)* sp. (aff. *A. (E) kochi* Spath.), *Rasenia* sp. или *Zonovia* sp., бухий *Buchia* cf. *lindstroemi* (Sok.), *B.* cf. *tenuistriata* (Lah.), *B.* sp. juv. и др., редкие фораминиферы плохой сохранности (*Kutsevella*, *Recurvoides*, *Spiroplectamina*), которые в Западной Сибири характерны для верхней части оксфорда–низов кимериджа.

Этот комплекс выше по разрезу сменяют кимериджские аммониты *Amoeboceras* (*Hoplocardioceras*) *decipiens* Spath., вместе с которыми установлены *A. (Amoebites)* cf. *elegans* Spath., *A. (Euprionoceras)* sp. juv., *Oxidiscites* sp. (aff. *taimyrensis* Mesezhn.), *Zonovia* (*Xenostephanoides*) cf. *thurrelli* (Arcell et Collomon) (последний характерен для верхов нижнего–основания верхнего кимериджа), остатки бухий *Buchia* cf. *striato-rugisa* Pavl., *B. concentrica* (Sow.), *B. mosquensis* (Buch.).

Граница между ниже- и вышекимериджскими слоями, установленная по палеонтологическим остаткам в скв. Арк.-1, позволяет оценить мощность нижекимериджских глин в 12–15 м. Мощность кимериджских отложений – 4–34 м.

Титонские и нижеберриасские отложения представлены «черными глинами», которые в верхней, меньшей по мощности, части сменяются темно-серыми аргиллитами. Верхнюю границу толщи маркирует отражающий горизонт В', а в керне она определена по смене аргиллитов верхнетитонских комплексов макро- и микрофауны берриасскими (скв. Ш-4, гл. 1789–1802 м). Встречаются редкие, часто пиритизированные остатки фораминифер, количество которых возрастает с уменьшением в глинах содержания ОВ. Глины содержат остатки раковин аммонитов, бухий, пеллеципод, обломки призматического слоя раковин иноцерамов, фрагменты ростров белемнитов и онихиты, клешни крабов.

Органические остатки определяют титонский возраст отложений. На шельфе Баренцева моря присутствие в разрезе нижнетитонских отложений палеонтологически обосновано лишь для центральной части Южно-Баренцевской синеклизы.

Присутствие в разрезе средне- и верхнетитонских отложений подтверждается наличием в шламовых пробах (скв. Арк.-1, гл. 2345, 2350 м) комплексов фораминифер: среднетитонского с *Trochammina septentrionalis* и верхнетитонского с *Ammodiscus veteranus*–*Evolutinella emeljancevi* (заключение С. П. Яковлевой).

Аналогичные комплексы фораминифер в скв. Ш–4 (гл. 1789–1802 м) определены С. П. Яковлевой в керне из аргиллитов, выше которых встречены берриасские аммониты и фораминиферы.

Таким образом, титонские отложения представлены, возможно, в полном объеме в центральной части Южно-Баренцевской синеклизы, и в диапазоне среднетитонского и нижнеберриасского подъярусов в ее бортовых зонах. При этом на отдельных локальных структурах верхние слои этих отложений могут быть частично размыты в предваланжинское время. Мощность титонско-нижнеберриасских отложений – 26–80 м. Общая мощность отложений среднеюрско-нижнеберриасского сейсмоподкомплекса – 300–600 м.

Сейсмокомплекс Б–В' (^SJ–K₁b₁) объединяет нерасчлененные юрско-нижнеберриасские отложения в пределах Гусиноземельской СФЗ. Породы представлены аргиллитами, алевролитами и песчаниками. Мощность – до 500 м.

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

Меловые отложения заключены между отражающими горизонтами В' и Д. В Восточно-Баренцевской СФО они представлены двумя отделами, а в Предновоземельской СФО только одним – нижним.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

На локальных структурах в южной части Южно-Баренцевской синеклизы наблюдается несогласное налегание нижнемеловых отложений на титонско-нижнеберриасские, с частичным размывом последних.

Наиболее полный разрез нижнемеловых отложений был вскрыт скв. Арк.-1 в центре Южно-Баренцевской синеклизы [273]. Небольшой выход керна, но почти по каждому стратиграфическому подразделению, был получен в скв. СМ-1 [260].

Сейсмоподкомплекс В'–Гп (^SK₁b₂-g) выделяется в Предновоземельской СФО и соответствует верхнеберриасскому подъярису–готеривскому ярусу. Отложения сейсмоподкомплекса представлены аргиллитоподобными глинами с прослоями алевролитов и песчаников. В общих чертах комплекс можно коррелировать с валанжин-барремскими породами Восточно-Баренцевской СФО. Мощность отложений – до 230 м.

Сейсмоподкомплекс В'–Гп (^SK₁v-br), выделяющийся в Южной СФЗ, соответствует валанжинскому–барремскому ярусам и представлен двумя толщами: верхнеберриас-нижневаланжинской и верхневаланжин-барремской.

Толща сложена глинами аргиллитоподобными алевритистыми с редкими прослоями алевролитов. Глины темно-серые и буровато-серые, иногда известковистые, с кальцитовыми, сидеритовыми, доломитовыми и фосфатными конкрециями. В сидеритовых конкрециях отмечаются трещины, выполненные каолинитом.

В глинах присутствуют остатки раковин аммонитов, бухий, пелеципод, клешней ракообразных, мелких раковин моллюсков, фитопланктон.

В разрезе (скв. Арк.-1, гл. 2105–2235 м) в отложениях встречаются нижневаланжинские фораминиферы. На Штокмановской площади (скв. Ш-1, гл. 1803–1810 м) в глинах определены *Buchianites* ex gr. *neocomiensis*, *Buchia keyserlingi*, *B. sublaevis*, комплекс, который И. И. Сей трактует как ранневаланжинский (верхняя часть), а Н. И. Шульгина как поздневаланжинский (нижняя часть).

Здесь же определен немногочисленный комплекс фораминифер валанжинского возраста и выделен нанопланктон широкого возрастного диапазона: верхний берриас–нижний баррем. Комплекс кокколитофорид не противоречит видовому составу нанопланктоновой зоны *Cruciplacolithus salebrosus*, приблизительно равной по объему аммонитовой зоне *Paratollia* (низы валанжина), но отсутствие видов-индексов в выделенном комплексе не позволяет сузить его возрастной диапазон (заключение Е. В. Никифоровой).

Таким образом, палеонтологические остатки определяют возраст вмещающих отложений как нижневаланжинский.

В южной части Южно-Баренцевской синеклизы на некоторых локальных структурах (Северо-Мурманская и Мурманская площади) нижневаланжинские отложения отсутствуют. Мощность отложений в скважинах – 0–204 м.

Верхневаланжинские–барремские отложения представлены глинами с редкими прослоями серых алевролитов. На подстилающих породах толща залегает либо согласно, либо с размывом на локальных структурах Мурманской, Северо-Мурманской и предположительно Куренцовской.

Нижняя граница условная, приурочена к пласту с импульсным изменением характеристик ГИС. Выше этого уровня появляются верхневаланжин-готеривские фораминиферы.

Верхняя граница толщи отнесена к подошве относительно мощной пачки алевролитов и глин с готеривской фауной. Глины алевритистые серые, зеленоватые и темно-серые, тонкогоризонтально-слоистые с многочисленными включениями пирита, с овальными и трубчатыми сидеритовыми конкрециями.

В верхней (готерив-барремской) части толщи выделяется маломощный прослой характерных красно-коричневых или кирпично-красных глин. В глинах присутствуют обломки раковин аммонитов, иноцерамов, остракод, фораминиферы, а также водоросли, минерализованная древесина, пиритизированные растительные остатки.

Возраст толщи определяется по находкам комплекса фораминифер с *Epistomina caracolla* Roemer (скв. Арк.-1, гл. 1945–2075 м), сопоставимого с поздневаланжин-готеривским «теплолюбивым» комплексом с *Trocholina* ex gr. *modesta* – *Lenticulina macrodisca* (заклучение Л. В. Василенко).

На Северо-Мурманской площади [260] в нижней части толщи (скв. СМ-1, гл. 1727–1730,5 м) обнаружен однородный по видовому составу, но много-

численный комплекс фораминифер с *Arenobulimina (Orientalia?)* sp. и *Spiroplectamina* spp. По мнению Л. В. Василенко, комплекс, предположительно, готерив-раннебарремский, но не исключается и фаціальное замещение слоев валанжин-готеривского возраста. Мощность верхневаланжин-барремских отложений – до 260 м.

БАРРЕМСКИЙ ЯРУС–АПТСКИЙ ЯРУС, СРЕДНИЙ ПОДЪЯРУС

Сейсмоподкомплекс Г_n–Г₁ (⁸K₁br-a₂) представлен в Гусиноземельской СФЗ и включает барремскую и ниже-среднеаптскую толщи.

Барремские отложения представлены глинами с прослоями алевролитов и (редко) песчаников. Нижняя граница условно приурочена к уровню смены фораминиферных комплексов.

Из отложений выделены барремский комплекс фораминифер с *Conorbinopsis barremicus*–*Gyroidinoides sokolovae* (скв. Арк.-1, гл. 1865–1905 м, заключение Л. В. Василенко) и позднебарремский, по присутствию формы *Marginulinopsis spimiloses* Mjatluk, известной из верхнебарремских толщ Прикаспия и Среднего Поволжья (скв. Ш-1, гл. 1437–1447 м, заключение О. А. Сочевановой).

Л. В. Василенко рассматривает бедный комплекс из скв. Ш-1 в качестве аналога барремского (позднебарремского) комплекса с *Miliamina mjatliukae*–*Conorbinopsis barremicus* из барремских отложений о. Колгуев и бассейна р. Печора или баррем-аптского комплекса с *Verneuilinoidea subfiliformis*–*Rosalina* ex gr. *dampelae* – *Gavelinella barremiana* [272]. В. А. Басов, отмечая резкую смену состава комплексов фораминифер на границе нижнего и верхнего баррема, предполагает кратковременный перерыв на этом уровне [17]. Мощность барремских отложений в скважинах – 72–240 м.

В Южной СФЗ Восточно-Баренцевской СФО ниже-среднеаптские отложения (⁸K_{1a1-2}) заключены в пределах отражающих горизонтов, соответствующих сейсмоподкомплексу Г_n–Г₁.

Ниже-среднеаптская толща характеризуется неравномерным чередованием песчаников, алевролитов и глин.

Нижняя граница условно отнесена к подошве пласта песчаников. Песчаность разреза по площади меняется незакономерно, но в целом возрастает в разрезах центральной части Южной СФЗ. Отложения бедны органическими остатками.

На Арктической, Мурманской и Куренцовской площадях аптский возраст отложений определяется их положением в разрезе и редкими находками фораминифер аптских видов.

На Северо-Мурманской площади в нижней части толщи (гл. 1545+0,2 м) выделен комплекс фораминифер с *Verneuilinoides subfiliformis*, *Conorboidea glabra*, *Gavelinella barremiana*. В его составе вместе с массовыми *Gyroidinoides?* ex gr. *sokolovae* и единичными *Conorbinopsis* ex gr. *barremicus* отмечено много *Rosalina* ex gr. *dampelae*, *Conorboidea inderensis* Mjatluk, *Hoeglundina chapmani* (ten Dam), *H. aptiensis* (Mjatluk), *Gavelinella infracomplanata* (Mjatluk), *G. barremiana* Bettenstaedt.

Появление вместе с типичными позднебарремскими *Gavelinella barre-miana* и *Conorboides inderensis* таких характерных аптских видов Прикаспия как *Verneuilinoides kaspiensis* Mjatluk, *Hoeglundina chapmani*, *H. reticulata* (Reuss), *H. aptiensis*, *H. postaptiensis* и даже альбского *Conorboides mitra* подтверждают заметное омоложение фауны.

В пробе с гл. 1435 ± 0,5 м установлены лишь единичные *Gyroidinoides?* ex gr. *sokolovae*, отсутствуют *Conorbinopsis* ex gr. *barremicus*, но встречены десятки раковин *Hoeglundina chapmani*, *Conorboides mitra* Hofker, а также единичные *Conorotalites aptiensis* Bettenstaedt, *Hoeglundina postaptiensis* Mjatluk, *Cancrisiella woodi* (Khan), *Gavelinella infracomplanata*, *G. barremiana*, *G. sp.* В шламе на уровне верхней части толщи встречены редкие фораминиферы аптских видов.

Отмеченный состав фауны позволяет предположить аптский возраст отложений. Мощность ниже-среднеаптских отложений в скважинах – до 600 м. Мощность сейсмического подкомплекса – 400–800 м.

Аптский ярус, верхний подъярус–альбский ярус, нижний подъярус. Сейсмоподкомплекс $\Gamma_1 - \Gamma_1'$ ($^8\text{K}_{1a_3-a_1}$). Толща распространена в Восточно-Баренцевской и Предновоземельской СФО и залегает согласно на баррем-среднеаптских породах. Нижняя граница толщи определяется условно и приурочена к уровню, с которого в разрезе отмечается увеличение глин. Толща сложена песчаниками, алевролитами и глинами, неравномерно переслаивающимися между собой.

В южной части Южной СФЗ (Мурманская, Куренцовская и Северо-Мурманская площади) в разрезе толщи преобладают глины с прослоями алевролитов, тогда как на Арктической площади – песчаники и алевролиты. Здесь же отмечаются линзочки угля. Мощность прослоев пород – от 2 до 20 м, редко 40 м. Песчаники мелкозернистые серые, алевролиты светло-серые слюдистые и темно-серые глинистые. Глины серые, буровато-серые, темно-серые и пепельно-серые алевролитистые. Встречаются бледно-зеленые глауконитовые глины.

В отложениях присутствуют рассеянный пирит, углефицированные растительные остатки и редкие фораминиферы. Из отложений выделены фораминиферы позднеаптского–раннеальбского комплекса с *Quadrimorphina rucher-ae*, *Rosalina dampelae* (скв. СМ-1, 1078,6–1083,1 м; скв. Арк.-1, гл. 1080–1185 м; скв. М-24, гл. 470–630 м) [235]. Мощность отложений – до 400 м.

Отложения сейсмоподкомплекса $\Gamma'_1 - \Gamma_2$ (Д) ($^8\text{K}_{1a_{2-3}}$) альбского яруса, среднего–верхнего подъяруса распространены по всей площади Восточно-Баренцевской СФО и частично Предновоземельской СФО. Залегают согласно на подстилающих породах. Границы толщи в разрезах скважин приняты условно по появлению и исчезновению средне-верхнеальбского комплекса фораминифер.

Состав толщи, в которой неравномерно переслаиваются песчаники, алевролиты и глины, не выдерживается по площади. Обычно в ее разрезе преобладают алевролиты. Песчаники в значительном количестве отмечаются в нижней половине толщи в центральной части Южной СФЗ. Глины распределены по разрезу и по площади неравномерно. Если в разрезе скв. Арк.-1 глины с редкими прослоями алевролитов слагают верхнюю часть толщи (около

250 м), то в скв. Кур.-1, СМ-1 глины незначительно преобладают в нижней части толщи. В верхней преобладают алевролиты.

Мощность прослоев пород в основном меняется от 5 до 30 м. Глины алевролитистые. В их составе преобладает (50–70 %) монтмориллонит. Характерны бледно-зеленые глауконитовые глины. Редко отмечаются глины с оолитовой текстурой (скв. СМ-1). В глинах распространены стяжения пирита, а в кавернах иногда наблюдается гипс. Алевролиты и песчаники серые, светло- и темно-серые. Песчаники обычно мелкозернистые кварцевые, редко кварц-глауконитовые с глинистым, реже кальцитовым цементом. Алевролиты глинистые и известковистые.

В породах наблюдаются рассеянный пирит, кальцитовые конкреции, обломки раковин моллюсков. В отложениях присутствуют фораминиферы ранне-среднеальбского комплекса с *Ammobaculites fragmentarius*, *Gavelinella stictata* (скв. М-24, гл. 370–430 м; скв. СМ-1, гл. 640–520 м; скв. Арк.-1, гл. 610–790 м; скв. Кур.-1, гл. 305–415 м). Из самых верхних горизонтов толщи выделен комплекс фораминифер с *Vernuilinoides perplexus*, *Spiroplectamina phauloides* позднеальбского–сеноманского возраста (скв. Арк.-1, гл. 610–790 м). Наряду с фораминиферами в отложениях присутствуют радиолярии. Мощность средне-верхнеальбских отложений в скважинах – 150 м.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Сейсмоподкомплекс $\Gamma_2 - Д$ ($^S K_2$) расположен в Восточно-Баренцевской СФО. Нерасчлененные верхнемеловые отложения вскрыты почти в полном объеме скв. СМ-1 [260], а также скв. Арк.-1 [273]. По фораминиферовым комплексам, установленным в шламовых пробах, разрез отложений условно подразделяется на несколько толщ.

Нижняя толща сеномана (гл. 550–460 м) сложена зеленовато-серыми и темно-серыми глинами с прослоями алевролитов и, возможно, глауконитовых песков.

В разрезе скв. Арк.-1 (гл. 610–790 м) на этом стратиграфическом уровне выделен сеноманский комплекс фораминифер с *Verneuilinodes perplexus*–*Spiroplectamina phauloides*, в котором, наряду с позднеальбскими фораминиферами, встречены единичные экземпляры видов-индексов сеноманских зон и подзон Западной Канады. Появляются виды, характерные для сеномана Украины, Белоруссии и Польши (заключение Л. В. Василенко).

Выше (скв. СМ-1, гл. 398–460 м) располагается толща переслаивания песчаников, алевролитов и глин, с которой ассоциируется комплекс фораминифер с *Discorbis sanjarensis* предположительно позднесеноманского–туронского возраста.

Как отмечает Л. В. Василенко [30], первоначально комплекс был выделен как комплекс с *Gavelinella* sp. n. (= *D. sanjarensis*) и был отнесен к коньяку–раннему сантону [16]. Однако позже вид-индекс был отождествлен с *Discorbis sanjarensis* Lipnik – видом, характерным для верхнего сеномана Днепровско-Донецкой впадины, и Белоруссии, а среди планктона найдены *Hedbergella planispira* (Tappan) и *H. caspia* (Vassilenko), типично сеноманские

формы, что позволило определить возраст комплекса как позднеэоценоманский–туронский.

Комплекс сопровождается радиоляриями и остракодами. Залегающая выше (гл. 270–398 м) толща сложена преимущественно алевролитами с прослоями глин и песчаников.

Алевролиты светло-серые с глинистым и кальцитовым цементом. Породы содержат глауконит, иногда в значительном количестве, обломки раковин пелеципод, включая *Oxytoma*, радиолярии (иногда многочисленные), остракоды и фораминиферы комплекса с *Eponides sibiricus*–*Osangularia whitei*–*Nodosariidae* сантон-раннекампанского возраста. Ранее фораминиферы с этого уровня (гл. 345–365 м) рассматривались как относящиеся к комплексу с *Cibicidoides eriksdalensis* и сопоставлялись с фауной зоны *Cibicidoides eriksdalensis* сантонского возраста Западной Сибири и мергеля Эриксдаль в южной Швеции [260].

Учитывая, что в скважине фораминиферы выделены из единичных проб шлама, предполагается, что отложения имеют более широкий возрастной диапазон – коньяк–ранний кампан, имея в виду, что на о. Колгуев и на п-ове Канин в верхнемеловых отложениях были установлены турон-коньякские и коньяк-нижнесантонские комплексы фораминифер. Завершают верхнемеловой разрез (скв. СМ-1, гл. 172–270 м) глины серые и темно-серые с прослоями алевролитов, редкими линзами бурого угля, сидеритовыми конкрециями. К глинам приурочен комплекс фораминифер со *Spiroplectamina variabilis*–*Cibicidoides eriksdalensis primus* позднекампанского–раннемаастрихтского возраста, сходный с фауной ганькинской свиты (поздний кампан–маастрихт) Западной Сибири.

Как отмечалось выше, на площади листа верхнемеловые отложения были вскрыты скв. Арк.-1. Однако из шламowych проб удалось выделить только альб-эоценоманский комплекс фораминифер с *Verneuilinoides perplexus*, *Spiroplectamina phauloides*. Вместе с тем, в шламе среди фораминифер этого комплекса (гл. 850 м) была встречена форма, напоминающая *Eponides sibiricus* Нескаја, что позволяет предположить присутствие в разрезе эоценоманских отложений.

Возможно, на Арктической площади присутствует толща, аналогичная вскрытой на Северо-Мурманской структуре. Однако, фрагментарность данных, отсутствие кернa и наблюдений за контактами отдельных толщ не позволяют исключить и возможность выпадения каких-либо частей разреза. Верхний маастрихт, скорее всего, отсутствует на всей площади шельфа. Мощность верхнемеловых отложений – до 200 м, в скважинах (за пределами листа) – 339–378 м.

Ямало-Тазовская СФО (IX.A)

Южно-Карская структурно-формационная зона (IX.A)

Плитный чехол Южно-Карской СФЗ в границах ее изученной части начинается с отложений юры. Триасовые комплексы, по сейсмическим данным, выклиниваются северо-восточнее, ближе к центру Южно-Карской синеклизы.

В составе чехла на периферии синеклизы и в пределах Приновоземельской моноклинали выделены два сейсмокомплекса: юрско-нижеберриасский (А – Б) и меловой–эоценовый (Б – Д₀), которые расчленяются на ряд подкомплексов [53].

ЮРСКАЯ СИСТЕМА

Юрские образования объединены сейсмостратиграфическим комплексом А – Б. Характеристика юрских отложений выполняется по материалам скважин, пробуренных на п-ове Ямал южнее 72° с. ш. [308], где они представлены всеми подразделениями системы и характеризуются закономерным чередованием преимущественно песчано-алевритовых и глинистых толщ морского происхождения. Мощность юрских отложений (включая нижние горизонты берриасса) меняется от 0–300 м в бортовых частях Южно-Карской синеклизы до 2500 м в ее центральной части.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Сеймоподкомплекс А – Т₂ (^SJ₁) отнесен к нижнему отделу юры. Он, вероятно, имеет литологический состав, аналогичный свитам (зимней, левинской, джангодской и лайдинской), выделяемым в Ямало-Явайской СФЗ [313]. Картина сейсмической записи данного интервала позволяет предполагать, что в разрезе преобладают субконтинентальные и мелководно-морские фации.

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

Левинская свита сложена мелководно-морскими темно-серыми, иногда буроватыми аргиллитами и глинистыми мелкозернистыми алевролитами. Встречаются редкие маломощные прослои песчаников и конгломератов. В бортовых зонах синеклизы в составе свиты могут появиться прослои песчаников значительной мощности. В отложениях присутствуют морские двустворки и фораминиферы. Среди последних характерно присутствие крупных аммодискусов. Возраст отложений по палеонтологическим остаткам определяется как ранний–поздний плинсбах.

Джангодская свита подразделяется на три подсвиты. Нижняя подсвита сложена мелководно-морскими и прибрежно-морскими аргиллитами темно-серого и серого цвета, серыми глинистыми алевролитами и светло-серыми мелко- и крупнозернистыми песчаниками с редкими маломощными прослоями гравелитов и конгломератов. В отложениях присутствуют морские двустворки, фораминиферы, остатки наземных растений и палинокомплексы позднего плинсбаха. Мощность отложений – до 50–100 м. Средняя подсвита (так называемый «глинистый горизонт») имеет достаточно широкое распро-

странение, представлена темно-серыми, почти черными тонкоотмученными аргиллитами, иногда битуминозными. В аргиллитах присутствуют редкие маломощные прослои полимиктовых алевролитов и песчаников. В породах захоронены раковины двустворок, фораминиферы, остатки наземных растений, палинокомплексы нижнего тоара. Верхняя подсвета сложена преимущественно средне- и мелкозернистыми песчаниками, а также алевролитами и аргиллитами. Песчаники и крупнозернистые алевролиты серые, светло-серые полимиктовые. Аргиллиты и глинистые алевролиты темно-серые массивные или слоистые. В отложениях присутствуют морские и пресноводные двустворки, фораминиферы, остатки наземных растений, определяющие тоарский возраст вмещающих пород. Общая мощность аналогов джангодской свиты на шельфе – 400–500 м. На п-ове Ямал в песчаниках нижней и верхней подсветы установлены залежи углеводородов.

Лайдинская свита представлена мелководно-морскими аргиллитами серого и темно-серого, буроватого цвета и алевролитами мелкозернистыми глинистыми, которые иногда чередуются между собой либо образуют однородные пачки. В разрезе наблюдаются редкие и маломощные прослои крупнозернистых алевролитов и песчаников. Породы содержат раковины морских двустворок, фораминиферы, редкие остатки растений, палинокомплексы позднего тоара – раннего аалена.

Мощность нижнеюрского сейсмоподкомплекса – не более 250 м.

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Отложения средней юры представлены сейсмоподкомплексом $T_2 - T_1$ ($^S J_2$). Он может быть сопоставлен с нерасчлененными свитами: вымской, леонтьевской и мальшевской, картируемыми в пределах Ямало-Явайской СФЗ [313].

Вымская свита представлена мелководно-морскими песчаниками с подчиненным количеством прослоев алевролитов, аргиллитов, углей. Песчаники мелко- и среднезернистые светло-серые, характеризуются разнообразными структурно-текстурными особенностями, указывающими на различные условия их формирования. В отложениях присутствуют морские, солоноватоводные и пресноводные двустворки, фораминиферы, остатки мхов и плауновидных растений, палинокомплексы. Органические остатки определяют возраст отложений как позднеааленский – раннебайосский. На п-ове Ямал в песчаниках свиты установлены залежи углеводородов.

Леонтьевская свита сложена морскими темно-серыми тонкоотмученными аргиллитами и глинистыми мелкозернистыми алевролитами с редкими маломощными прослоями песчаников и крупнозернистых алевролитов. Отложения содержат раковины морских двустворчатых моллюсков, фораминиферы, остатки наземных растений, палинокомплексы, свидетельствующие о байосском возрасте свиты.

Мальшевская свита представлена преимущественно мелководно-морскими песчаниками светло-серыми мелкозернистыми и алевролитами темно-серыми, серыми, с прослоями аргиллитов и углистых пород, маломощными

пластами углей. В зависимости от глубины погружения в песчаниках в разной степени отмечаются кремнистость и карбонатность. В отложениях присутствуют морские, солоновато-водные и пресноводные двустворки, фораминиферы, остатки растений, палинокомплексы батско-раннекелловейского возраста. Мощность сейсмоподкомплекса – не более 400 м.

СРЕДНЯЯ ЮРА, КЕЛЛОВЕЙСКИЙ ЯРУС – НИЖНИЙ МЕЛ, БЕРРИАССКИЙ ЯРУС, НИЖНИЙ ПОДЪЯРУС

Сейсмоподкомплекс $T_1 - Б$ ($^S J_2k - K_1b_1$). Отложения этого возраста закартированы узкой полосой на северо-западе изученной площади Южно-Карской СФЗ, где они несогласно (трансгрессивно) залегают на эрозионной поверхности, перекрывая пермские и ниже-среднеюрские отложения. В свою очередь среднеюрско-нижеберриасские отложения несогласно перекрыты породами нижнего мела.

Разрез этих отложений, по аналогии с таковым на п-ове Ямал, представлен глинами абалакской и баженовской свит. Последняя сложена однородными буровато-черными аргиллитами, обогащенными органическим веществом. Эти отложения представляют собой наиболее глубоководные морские осадки юрского времени. Характерно наличие тонких кальцитовых прослоев, вкраплений пирита и большое содержание органического вещества. Аргиллиты на 55–56 % состоят из глинистых минералов (гидрослюды и монтмориллонита) и содержат 15–25 % биогенного кремнезема, 3–5 % пирита, 5–10 % зерен кварца и полевого шпата. Характерно наличие костей рыб, остатков аммонитов, двустворок, фораминифер, на основании которых и определен возраст этих отложений [277]. Мощность подразделения составляет – 120–180 м.

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

Меловые отложения представлены обоими отделами. Они подразделяются на четыре интервала, которые соответствуют сейсмическим подкомплексам: нижнемеловому ($Б - М'$), альб-сеноманскому ($М' - Г$), верхнемеловому ($Г - С_3$) и кампан-датскому ($С_3 - С_1$). Нижнемеловой подкомплекс в свою очередь подразделяется на две сейсмотолщи: среднеберриас-нижеготеривскую ($Б - В_0$) и верхнеготерив-аптскую ($В_0 - М'$).

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Берриасский ярус, верхний подъярус – готеривский ярус, нижний подъярус

Сейсмотолща $Б - В_0$ ($^S K_1b_2 - g_1$). Отложения этого возраста узкой полосой прослеживаются вдоль Новой Земли, несогласно залегая на верхнеюрско-нижеберриасских отложениях или непосредственно на породах складчатой перми и по составу отвечают, по всей вероятности, ахской свите. Ахская свита сложена глинистыми породами, которые согласно, иногда с раз-

мывом перекрывают отложения баженовской и одновозрастных ей свит. Глинистые породы (аргиллиты, глины аргиллитоподобные) темно-серые и серые, содержат прослои и линзы светло-серых и серых алевролитов, редко мелко- и среднезернистых аркозовых песчаников. Алевролиты и песчаники неравномерно распределены по разрезу свиты, формируя отдельные пачки, что позволяет в разных районах выделить от 3 до 6 пачек, как преимущественно глинистого, так и пачек песчаниково-алевролитоглинистого состава [262].

На о. Белый (скв. Белоостровская-1) ахская свита представлена аргиллитами с редкими маломощными прослоями песчаников в верхней части (самая нижняя часть свиты не вскрыта). Из отложений ахской свиты выделен спорово-пыльцевой комплекс (гл. 3486,0 м), в составе которого преобладают (20–40 %): *Schizaeaceae* (*Anemia* sp., *A. tricostata* Bolch.), *Podocarpaceae* (*Podocarpus* sp., *Pseudopodocarpus prolongata* К.-М.). Видовой состав и процентное соотношение спор и пыльцы позволяют датировать этот комплекс валанжинготеривским возрастом [239]. Из одного пласта песчаников в верхней части свиты получен приток нефти. Вскрытая мощность отложений ахской свиты – 211 м. К бортовым частям Южно-Карской синеклизы отмечается уменьшение мощности ахской свиты, но сохраняется морской генезис отложений.

На Карском шельфе отложения, одновозрастные ахской свите, имеют, как и на полуостровах Ямал и Гыдан, клиноформное строение. По данным МОВ ОГТ в районе Обручевского гемивала прослежены отражающие горизонты В₁, В₂, В₃, В₄, которые характеризуют кровли четырех зональных клиноциклитов [269]. Закартированы клиноформные комплексы как западного, так и восточного падения. Мощность верхнеберриас-нижеготеривских отложений на шельфе Карского моря достигает 400 м.

Готеривский ярус, верхний подъярус–аптский ярус

Сейсмотолща В₀ – М' (^SК_{1g2-a}). Отложения данного комплекса, вероятно, соответствуют танопчинской свите п-ова Ямал. Эта свита представляет собой чередование пачек тонкого переслаивания глин, алевролитов и песчаников с пластами алевролитов и песчаников, мощность которых от 0,5 до 50 м. К этим пластам приурочены залежи углеводородов. В целом, в нижней части свиты преобладают глинистые породы, а в верхней – песчаники. В верхней (в основном аптской) части свиты присутствуют прослои и линзы углей и углистых пород. Отложения свиты формировались в мелководноморских и преимущественно в континентальных условиях. Морскими скважинами вскрыта только верхняя аптская часть разреза. Полный разрез верхнего готерива–апта изучен в скв. Белоостровская-1, где он представлен неравномерным чередованием песчаников, алевролитов и аргиллитов. Соотношение пород и характер их переслаивания меняются по разрезу, что наряду с угленосностью, позволяет различать в составе свиты три толщи. По сравнению с разрезами п-ова Ямал, на шельфе в составе свиты увеличивается количество тонкообломочных пород, а количество песчаников уменьшается. Завершается разрез свиты, как и на п-ове Ямал, песчаниковой пачкой (45 м), песчаники которой содержат зерна глауконита, что указывает на их морское происхождение. Отличительной чертой свиты является присутствие в разрезе

линз и прослоев углей и углистых пород. В скв. Ленинградская-1 мощность пластов угля не превышает 1 м, а на Русановской площади достигает 2 м.

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

На шельфе Карского моря, на Ленинградской и Русановской структурах, глубокими скважинами вскрыта только верхняя часть таношчинской свиты. В породах нижней части разбуренного разреза (скв. Русановская-1, гл. 2445–2453 м) установлен аптский палинокомплекс, условно названный как *Anemia biauriculata*, *Gleicheniidites* и *Leiotriletes*, первый вид-индекс которого характерен для аптских отложений ряда северных регионов (Тимано-Печорский бассейн, север Западной Сибири) (заключение В. А. Федоровой). В более высоких горизонтах (гл. 2152–2163 м, 2202–2212 м, 2291–2304 м, 2406–2414 м) установлен аптский палинокомплекс с *Cicatricosisporites australiensis*, *Ginkgocycadophytus nitidus* и *Leiotriletes* [291].

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

Мощность отложений на площади листа – 400–600 м.

НИЖНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Нижний отдел, альбский ярус – верхний отдел, сеноманский ярус

Сейсмоподкомплекс М' – Г (^SKal-s). Альб-сеноманские отложения согласно залегают на верхнеготерив-аптских. Стратиграфический объем этой толщи соответствует яронгской, хантымансийской, марресалинской, покурской и уватской свитам, закартированным на суше [291].

В альб-сеноманских разрезах на шельфе (скважины Ленинградская-1 и Русановская-1) преобладают континентальные и прибрежно-морские образования. В основании толщи залегают маломощные морские глины, отражающие позднеаптскую–раннеальбскую морскую трансгрессию. С этими глинами связан горизонт М'. В отличие от Западной Сибири, на всей площади которой к концу сеномана установился континентальный режим, на юго-западной окраине Карского шельфа морские условия сохранились в течение большей части альб-сеноманского времени, о чем свидетельствует появление на сей-

смозаписях устойчивых отражающих горизонтов, в отличие от хаотического рисунка волнового поля, характерного для континентальных образований.

Судя по разрезам скважин Ленинградская-1 и Русановская-1, альб-сеноманская толща сложена переслаивающимися аргиллитоподобными глинами и алевролитами с редкими прослоями песчаников [256, 291]. Глины алевролитистые черные с тонкой горизонтальной и линзовидной слоистостью. В алевролитах характерно присутствие глауконита и пирита. Вверх по разрезу терригенная часть становится более грубозернистой, содержание песчаников достигает 20%. Песчаники кварцевые и олигомиктовые с известковистым и глинистым цементом и с глауконитом. Одновременно с увеличением роли песчаников в породах появляется углистый материал.

Мощность альб-сеноманских отложений в скважинах составляет 700–800 м. По сейсмическим данным, мощность комплекса на Приновоземельской моноклинали постепенно увеличивается к северо-востоку от 300–400 до 600–700 м.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Туронский – сантонский ярусы

Сейсмоподкомплекс Г–С₃ (^SK₂t-st). Отложения этих ярусов вскрыты скважинами Ленинградская-1 и Русановская-1, но изучены преимущественно по шламу, поэтому их возрастная привязка в значительной мере условна. В разрезе они коррелируются с кузнецовской свитой и нижней подсвитой березовской свиты.

Кузнецовская свита сложена преимущественно глинистыми породами, что хорошо фиксируется на каротажных диаграммах и позволяет принять границу раздела между маррессалинской и кузнецовской свитами в качестве реперного горизонта. В разрезе свиты выделяются две пачки. Нижняя (в скв. Ленинградская-1 в инт. 1098–1069 м) сложена серыми глинами. Верхняя пачка (в инт. 1035–1069 м) представлена чередующимися в разрезе глинами и алевролитами. Глины серые и темно-серые, с зеленоватым оттенком, слабо известковистые, содержат обломки древесины, углефицированный растительный детрит, пелитоморфный пирит и пиритовые конкреции, в алевролитовой фракции присутствует глауконит.

Выделенный в шламе обедненный комплекс фораминифер с *Pseudoelavulina hastata* s.l. – *Trochammina rutherfordi* отнесен Л. В. Василенко к туронскому возрасту. Мощность свиты на Ленинградской площади составляет около 65 м, на Русановской – 80–90 м.

Нижняя подсвита березовской свиты сложена тремя пачками. Нижняя представлена чередующимися алевролитистыми глинами и глинами кремнистыми серыми и зеленовато-серыми, с редкими прослойками алевролитов. Минеральный состав алевролитистых глин представлен монтмориллонитом и гидрослюдой, а кремнистых – кремнеземом и хлоритом. В некоторых разностях в алевролитовой фракции глин встречается глауконит в количествах до 10%.

Средняя пачка имеет преимущественно глинистый состав, изредка встречаются маломощные прослои алевролитов. Глины алевролитистые серые и тем-

но-серые листоватые. Алевриты серые с редкими зернами глауконита и обломками угля, редко с кальцитовыми конкрециями.

Верхняя пачка, сложенная кремнистыми и глинисто-кремнистыми темно-серыми и голубовато-серыми породами (опоками), является реперной для березовской свиты, интервал ее залегания в разрезе уверенно определяется на каротажных диаграммах по повышенным значениям БК и пониженным ГК. Кремнистые породы – обломочно-органогенные, до 60 % составляют обломки диатомей, спикул губок и радиолярий; цемент опал-халцедоновый. Присутствуют редкие зерна глауконита. Опоки характеризуются тонколистоватой отдельностью и раковистым изломом. Мощность пачки в скв. Ленинградская-1 составляет 23 м.

На основании выделенного из шлама комплекса фораминифер с *Ammobaculites uvaticus*–*Pseudoelavulina hastata admota*–*Radiolaria* Л. В. Василенко условно определяет возраст отложений коньяк-сантонским. Мощность подсвиты на Ленинградской площади составляет 130–135 м, на Русановской – 167–197 м [256, 291]. Мощность подразделения – до 300 м.

ВЕРХНИЙ МЕЛ–ПАЛЕОГЕН

Верхний мел, кампанский ярус – палеоцен, датский ярус

Сейсмоподкомплекс $C_3 - C_1$ ($^S K_2 km - P_1 d$). Отложения этого возраста развиты на востоке Приновоземельской моноклинали и в Южно-Карской синеклизе. Они согласно залегают на турон-сантонских отложениях. В скважинах это подразделение охватывает верхнюю подсвиту березовской свиты и ганькинскую свиту.

Верхняя подсвита березовской свиты состоит из трех пачек. Нижняя сложена глинисто-алевритовыми породами, при этом алевритовый материал распределен неравномерно: пятнами и линзами. Минеральный состав глин представлен гидрослюдой, хлоритом, монтмориллонитом. Иногда глины окремнены. Отмечаются фрагменты углефицированного и пиритизированного растительного детрита, зерна глауконита. По всему разрезу пачки имеются редкие кальцитовые конкреции. Мощность нижней пачки в скв. Ленинградская-1 составляет 18 м.

Средняя пачка сложена алевролитами и глинами при преобладании первых в верхней части пачки. По составу алевролиты кварцевые и слюдистые, содержат пиритизированный растительный детрит и гнезда пирита. Глины темно- и буровато-серые слюдистые, редко с зернами глауконита и лептохлорита, обломками раковин. Мощность пачки – 162 м.

Верхняя пачка представлена глинами и алевролитами с линзами известняков. Глины темно- и зеленовато-серые; алевролиты слабосцементированные, с глобулярным пиритом. Для этой пачки характерно присутствие пелитоморфных кальцитовых конкреций, изредка встречаются зерна глауконита. Мощность пачки в скв. Ленинградская-1 составляет 160 м.

Выделенные из отложений верхней подсвиты комплексы фораминифер Л. В. Василенко считает кампанскими. Мощность подсвиты на Русановской площади равна 370–400 м, на Ленинградской – 340–360 м.

Маастрихт-датская часть разреза в скважинах соответствует ганькинской свите, представленной мелководными морскими осадками. В разрезе свиты преобладают глины с прослоями алевролитов, реже – песчаников. Глины алевритистые коричневато-, буровато- и зеленовато-серые слабокремнистые, имеют гидрослюдисто-хлоритовый минеральный состав, встречаются зерна глауконита. Присутствует углефицированный растительный детрит, вкрапления пелитоморфного кальцита и сидерита. Алевролиты и песчаники светло-серые кварцевые, содержат глауконит и пиритовые конкреции. Выделенные комплексы фораминифер не позволяют надежно установить возраст отложений; по положению в разрезе и корреляции с сопредельными регионами условно он принимается маастрихтским–датским. Мощность ганькинской свиты на Русановской площади – 120–130 м, на Ленинградской – 140–160 м. Мощность подразделения – 240 м.

КАЙНОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

Палеоценовые и палеоцен-эоценовые отложения (сейсмоподкомплекс $C_1 - D_0$) распространены только на шельфе Карского моря. Они с резким несогласием перекрываются на западе Южно-Карской синеклизы олигоцен-миоценовой(?) толщей, а на остальной площади – плиоцен-четвертичными осадками. На акватории они представлены сейсмотолщами: палеоценовой и палеоцен-эоценовой.

ПАЛЕОЦЕН

Сейсмотолща $C_1 - C'$ ($^S P_1$). Палеоценовые образования представлены, вероятно, аналогами тибейсалинской свиты, условно выделенной в скв. Ленинградская-1 в интервале 420–274 м и в скв. Русановская-1 в интервале 408–262 м. В разрезе тибейсалинской свиты выделяются две толщи. Нижняя сложена переслаиванием глинистых алевритов и алевритовых глин. Алевриты серые и светло-серые слюдястые, с включениями пирита, линзами и пропластками светло-серого мелкозернистого песка; в минеральном составе легкой фракции преобладает кварц, в меньших количествах присутствует плагиоклаз. Отмечены углефицированные растительные остатки, глобулярный пирит и пиритовые конкреции. Глины алевритистые темно-серые, с коричневатым оттенком. Мощность толщи – 73 м.

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

На Ленинградской площади в верхней части сейсмотолщи $C_1 - C'$ присутствуют обломки бурого угля, а в кровле залегает пласт светло-серых песков с

корками гидроокислов железа. Возраст установлен по положению в разрезе ниже характерных кремнистых отложений серовской свиты, а также по наличию бедных палеонтологических остатков как дат-танетский. Мощность описанных отложений на Русановской площади составляет 150–180 м, на Ленинградской – 140–150 м [291].

Мощность сейсмотолщи – до 200 м.

ПАЛЕОЦЕН–ЭОЦЕН

Сейсмотолща $C' - D_0$ ($^8P_{1-2}$). Палеоцен-эоценовые отложения широко распространены в западной части Южно-Карской синеклизы. На акватории сейсмотолща выделена только на разрезе. В Южно-Карской СФЗ она представлена, вероятно, аналогами тибейсалинской, серовской и ирбитской свит, вскрытыми в скважинах Ленинградская-1 и Русановская-1.

Тибейсалинская свита имеет двучленное строение. Нижняя подсвита мощностью 73–150 м сложена глинами темно-серыми, местами с коричневатым оттенком, алевритистыми, слюдястыми, плотными до аргиллитоподобных, с тонко рассеянным растительным детритом, редкими включениями янтаря, глобулярного пирита и пиритовыми конкрециями. В основании – пласт зеленовато-серых алевропелитов.

Верхняя подсвита мощностью 106–136 м сложена внизу песками мелко- и среднезернистыми полевошпатово-кварцевыми, с углефицированными растительными остатками (до обломков стволов деревьев), в отдельных прослоях присутствует каолинит. Выше залегают часто переслаивающиеся супеси, алевропелиты, мелкозернистые пески, суглинки с пропластками бурого угля до 2 см, редкими обломками толстостенных раковин моллюсков.

В скважинах на п-ове Ямал присутствуют фораминиферы, характерные для нижнего палеоцена (зона *Cibicidoides incjgnitis*), спорово-пыльцевые спектры палинокомплекса *Anacolosidites insignis Samoil. – Wodehouseia (Regina) exelsa (Samoil.) Wiggins – Quercus sparsa Mart.* (верхний палеоцен), динофлагеллаты.

Серовская свита мощностью до 110 м сложена преимущественно опоками серыми с обломками диатомей, спикулами губок, вкрапленностью пирита, а также глинами, диатомовыми глинами, диатомитами. Возраст отложений определяется по фораминиферам и динофлагеллатам, как палеоцен-раннеэоценовый.

Ирбитская свита мощностью 50 м представлена глинами, алевритистыми глинами, диатомовыми глинами, диатомитами и песками. Из отложений выделены богатые комплексы диатомей и силикофлагеллат, близкие к верхнепалеоценовым и нижне-среднеэоценовым комплексам, известным из синхронных отложений (ирбитской и люлинворской свит) Западно-Сибирской равнины.

Возраст отложений сейсмотолщи $C' - D_0$ определяется по радиоляриям и диатомовой флоре как ранне-среднеэоценовый.

Общая мощность сейсмокомплекса составляет 80 м.

НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

МИОЦЕН

В районе побережья Печорского моря в конце 1980-х годов В. С. Зархидзе и В. И. Владимировым в скважинах выделены образования вангурейской толщи ($amN_1^{1-2}vp$), представленной аллювиально- и прибрежно-морскими отложениями. Стратотип ее вскрыт скв. Тиманской ГРЭ 501 в интервале 231,5–153,0 м ниже уровня моря, где осадки представлены зеленовато-серыми глинами с пиритом, гравием и галькой, переслаивающимися с песками, с обломками бурых углей. В палиноспектрах преобладает пыльца хвойных (*Pinus crispata*, *P. protro?*, *Tsuga crispa*) и широколиственных. Сходные отложения отмечены также в основании кайнозойских разрезов Варандейского профиля и Печорского шельфа. По микропалеонтологическим данным осадки отнесены к раннему–позднему миоцену [16, 75]. На дневную поверхность осадки вангурейской толщи нигде не выходят. Мощность – до 80 м.

К миоцену на рассматриваемой территории относятся также морские и аллювиально-морские образования просундуйской свиты (m, amN_1^3pr). На поверхность они также не выходят, т. к. залегают в глубоких эрозионных впадинах и тектонических депрессиях донеогенового рельефа. Поэтому распространение этих свит отражено лишь на схеме соотношений и схеме корреляции неоген-четвертичных образований.

Разрез просундуйской свиты вскрыт скв. ПГО «Полярноуралгеология» 50 на глубинах 206,0–117,6 м ниже современного базиса эрозии в районе оз. Просундуй (лист Q-39). В этом интервале представлены (снизу вверх):

- 1) алевриты зеленовато-серые глауконитовые (206,0–196,0 м);
- 2) алевриты светло-серые тонкослоистые (196,0–190,0 м);
- 3) глины серые ленточно-слоистые плотные (190,0–188,0 м);
- 4) алевриты светло-серые тонкослоистые (188,0–184,0 м);
- 5) глины светло-серые алевролитовые, с крупной угловатой отдельностью (184,0–117,6 м).

Такое строение просундуйской свиты характерно для большей части Большеземельской тундры. На побережье Печорского моря в разрезах нередко появляются прослои серых тонкозернистых песков с гнездами углистого вещества, мощностью до 3–4,5 м, иногда фациально замещаемых грубообломочными гравийно-галечными и валунно-галечными отложениями с песчаным цементом. Общая мощность просундуйской свиты варьирует в очень широких пределах – от 13 до 87 м. В алеврито-глинистых отложениях описан своеобразный комплекс фораминифер [223], среди которых преобладают виды *Elphidium clavatum* Cushman и *Cassidulina subarctica* (Judina). Палиноспектры характеризуются преобладанием семейств древесных пород: *Pinaceae* (*Pinus sylvestris*, *P. sibirica*, *Picea tobolica*, *P. abies*, *Pinus n/p Haploxyton*, *Podocarpus sp.*) – до 42 %, а также *Juniperus sibirica*, *J. communis*, *Ginkgo sp.* и др., что свидетельствует о развитии на площади листов темнохвойной тайги. Ранее [245] эти отложения были отнесены к нижнему плиоцену. После пересмотра стратиграфического объема свиты и получения данных о принадлежности [224] перекрывающих колвинских образований к ортозоне Гаусс (т. е.

именно к нижнему плиоцену), морские (и эстуарные) осадки просундуйской свиты соотносятся с верхним миоценом. На шельфе просундуйской свите, видимо, соответствуют низы осадочного выполнения палеоврезов.

ПЛИОЦЕН-ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

До конца 1980-х годов в стратиграфических интерпретациях позднекайнозойских образований региона одни и те же осадки нередко относились как к неогену, так и к квартеру. Лишь на рубеже 1980–1990-х годов после палеомагнитных датировок кернов скважин, пробуренных в бассейне р. Море-Ю и других районах Предуралья, основная часть их осадочного разреза была отнесена к палеомагнитной ортозоне прямой намагниченности Гаусс и нижней части ортозоны обратной намагниченности Матуяма [224].

Ранее в неогеновых морских образованиях Тимано-Уральского региона выделяли отложения просундуйской, колвинской и падимейской свит [151]. Однако при проведении более детальных геологосъемочных и поисково-разведочных работ [15] выяснилось, что колвинские и падимейские образования в стратиграфическом отношении соответствуют, скорее, объему серий, а не свит. Они вскрыты скважинами на большей части рассматриваемой территории, за исключением отдельных площадей на побережьях, и субгоризонтально, с большим стратиграфическим перерывом и глубоким размывом залегают на породах нижнего мела.

На акватории Баренцева моря плиоцен-четвертичные отложения в виде покрова мощностью от первых до 100 м и более с выраженным угловым несогласием залегают на денудированном основании, сложенном палеозойскими, мезозойскими и кайнозойскими образованиями. Они отсутствуют лишь в прибрежной зоне вблизи островов арх. Новая Земля и о. Вайгач. Составляя в среднем 25–50 м, их мощность на акватории значительно увеличивается в границах отрицательных структур и сокращается до 5–10 м на участках поднятий. В основу расчленения плиоцен-четвертичных отложений положена Актуализированная легенда Северо-Карско-Баренцевоморской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение) [232].

В отличие от сухопутной части исследуемой территории, где для отложений, определения их генезиса и возраста имеются многочисленные скважины и естественные обнажения, на акватории скважины есть лишь на отдельных площадях инженерно-геологических исследований. Поэтому для расчленения плиоцен-четвертичной части разреза осадочного чехла использовались принципы сейсмостратиграфического анализа материалов сейсмоакустического профилирования, основывающегося на выделении и корреляции на временных разрезах акустических границ с признаками несогласий. Интервалы сейсмозаписи, разделенные такими границами и обладающие характерным набором определенных морфометрических и динамических признаков волнового поля (наличие или отсутствие внутренних отражений, их выдержанность по латерали, интенсивность, характер затухания, общий фон сейсмозаписи и др.), выделены в качестве сейсмостратиграфических комплексов (ССК).

По результатам сеймостратиграфического анализа материалов сейсмоакустического профилирования выделены четыре сеймостратиграфических комплекса (ССК), которые в свою очередь разделяются на сеймопачки (ССП). В сводном разрезе выделены снизу вверх:

ССК-IV – плиоцен-эоплейстоценовый (с хаотической, реже крапчатой и пунктирно-слоистой сеймоволновой картиной), залегающий в основном в пределах переуглублений доплиоценового рельефа (m, gmN₂-E).

ССК-III – нижне-среднеэоплейстоценовый с крапчатой и пунктирной, реже слоистой, сейсмозаписью, без протяженных осей синфазности (m, mgI-II).

ССК-II – верхнеэоплейстоценовый. Слагается двумя ССП.

– ССП-II-2 – верхнеэоплейстоценовая со слоистой или крапчатой сейсмозаписью, слагающая плащеобразные тела и тела осадочного выполнения (m, mlIII).

– ССП-II-1 – верхнеэоплейстоценовая (сарганская) с хаотической сейсмозаписью, слагающая выраженную в рельефе конечноморенную грядку на глубинах 130–150 м (gIII₂).

ССК-I – верхнеэоплейстоцен-голоценовый состоит из двух сеймопачек.

– ССП-I-2 – верхнеэоплейстоценовая (осташковская)–голоценовая с прозрачной и ритмичнослоистой сейсмозаписью, слагающая в шхерах, губах, на восточном склоне Восточно-Новоземельского желоба с глубинами моря более 130 м покровно-облегающие тела и тела заполнения (mIII₄-H).

– ССП-I-1 – голоценовая с горизонтальнослоистой и прозрачной сейсмозаписью, слагающая верхнюю часть разреза четвертичных отложений – плащ современных осадков (mH, mnH).

Сеймокомплексы отделены друг от друга поверхностями несогласий, к которым часто приурочены эрозионные врезы. Сеймопачки обычно имеют различную волновую картину, на глубинах менее 100–150 м их кровля и подошва также могут нести признаки дисперсного несогласия.

ПЛИОЦЕН

К верхнему плиоцену отнесены морские образования колвинской серии (mN₂³kl)*, которая стратиграфически включает гаревскую (N₂³gr)*, хорейверскую (N₂³hr)* и лыммусюрскую (N₂³lm)* свиты. Вообще колвинская серия весьма широко развита в прибрежных районах Мало- и Большеземельской тундры, п-ова Канин. В пределах о. Колгуев она известна под местным названием саучихинской толщи (N₂³sc). В стратотипическом разрезе на севере Печорской низменности колвинская серия также состоит из трех свит: гаревской, хорейверской и лыммусюрской. В районе пос. Хорейвер (лист Q-40) колвинская серия, представленная алевроито-глинистыми породами, была выделена в интервале глубин 155,0–210,0 м ниже уровня моря. Для корреляции с сеймостратиграфическими комплексами шельфа в качестве опорного принят разрез, вскрытый скв. ПГО «Полярноуралгеология» 100 на побережье

*Здесь и далее – помеченные звездочкой подразделения эксперт считает выделенными ошибочно.

Печорского моря вблизи пос. Тобседа. Здесь в интервале 75,0–10,2 м ниже современного базиса эрозии вскрыты (снизу вверх):

1) глины алевритовые зеленовато-серые плотные, с обломками и целыми раковинами моллюсков *Nucula* sp. inted и *Macoma calcarea* (L.) в интервале 69,8–64,0 м, с маломощными прослоями алевритов глинистых (75,0–53,2 м) – гаревская свита (N_2^{3gr});

2) глины алевритовые серые, с мелкой оскольчатой отдельностью, с единичным гравием в интервале 27,0–21,65 м, с прослоем алеврита глинистого на гл. 47,0 м (53,2–15,8 м) – хорейверская свита (N_2^{3hr}). Для нее характерны *Propeamussium groenlandicum* (Sow.) *minor*, *P. cf. groenlandicum* (Sow.), *P. sp. indet* и др.;

3) алеврит глинистый, темно-серого цвета, иногда тонкослоистой текстуры, уплотненный, с редкими фораминиферами родов *Haplophragmoides* sp., *Acarinina* sp. и др. (15,8–10,2 м) – лыммусюрская свита (N_2^{3lm}).

Подошва колвинской серии гипсометрически занимает совершенно разные положения: от –203 до –75 м, а мощность ее обнаруживает явную связь с характером донеогенового палеорельефа. В районе побережий Хайпудырской губы на листе R-40 в подошве гаревской свиты установлен базальный слой мощностью 2,0 м, представленный гравийно-галечными отложениями с цементом в виде крупнозернистого песка серого цвета, среди грубообломочного материала преобладают мелкие и средние гальки известняков, кварцитов и песчаников хорошей и, реже, угловатой окатанности. Максимальная мощность гаревской свиты составляет 62 м, а хорейверской – 40 м.

При удалении от побережий в составе гаревской и хорейверской свит появляются прослои песков. Мощности лыммусюрской свиты по направлению к водоразделам возрастают до многих десятков метров (максимально 100 м), в ее составе выделяется до трех подсвит, а в разрезе, помимо алевритов и глин, присутствуют песчаные прослои, а также валуны и гальки. На о. Колгуев выходы колвинской серии, представленной песчаными алевритами с галькой и гравием, установлены на северо-западном и юго-восточном побережьях; кроме того они вскрыты многочисленными скважинами в разных районах острова [108].

Возраст колвинской серии определяется верхним плиоценом на основании палеонтологических определений и палеомагнитных данных, позволяющих отнести ее к палеомагнитной ортозоне Гаусс [224, 74]. По своему стратиграфическому объему колвинская серия полностью отвечает нижней части акчагыла Понто-Каспийского бассейна [223]. Не исключено, что воды колвинской и акчагыльской трансгрессии в какой-то момент могли смыкаться в Волго-Уральской области [223].

ПЛИОЦЕН–ЭОПЛЕЙСТОЦЕН

На шельфе образованиям плиоцена – эоплейстоцена (S_m, gmN_2-E) соответствует сейсмокомплекс, заключенный между отражающими горизонтами D_0 и D_1 . Он залегает в основании плиоцен-четвертичных образований и отделен от нижележащих отложений поверхностью регионального несогласия. Вблизи о. Колгуев и Печорского побережья, вероятнее

всего, имеет площадное распространение, отсутствуя лишь в границах новейших поднятий. Судя по пунктирно-слоистой волновой картине или даже хаотически расположенным коротким осям синфазности, в его составе могут присутствовать диамиктоны ледово- и ледниково-морского генезиса. В границах Южно-Новоземельского желоба сейсмокомплекс характеризуется наличием довольно протяженных внутренних отражающих границ. Кровля комплекса здесь имеет неровный рельеф, вышележащим неоплейстоценовым комплексом перекрывается с уверенно наблюдаемым угловым несогласием. Мощность – до 40 м.

Бурением данный сейсмокомплекс на отчетной площади до сих пор не изучен.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Четвертичные отложения рассматриваются нами в объеме, утвержденном МСК в 2011 г. на уровне 2,588 млн лет. В качестве основы для расчленения и картирования четвертичных отложений использовалась Легенда Северо-Карско-Баренцевоморской серии листов ГКК-1000/3, с изменениями, выполненными в соответствии с Рабочей региональной схемой расчленения четвертичных отложений северо-востока Европейской части (1986 г.). На территории Печорской низменности отложения четвертичной системы развиты повсеместно, изменяясь по мощности в широких пределах. Наибольшего стратиграфического и генетического разнообразия четвертичные породы достигают на побережье Печорского моря, дополняясь подразделениями, присущими возвышенным островам Новой Земли. Особенности неотектонического развития описываемой территории выразились в формировании наиболее полного разреза с осадками всех звеньев системы на суше.

Вопросы стратиграфического расчленения, возраста и корреляции четвертичного чехла Большеземельской тундры, островов Новой Земли и Вайгача, являются предметом непрекращающейся дискуссии. Наибольшие расхождения в ходе дискуссии обнаруживаются при решении проблем происхождения толщ эоплейстоценовых и ниже-, среднеоплейстоценовых отложений, включающих пласты диамиктонов, которые до сих пор, несмотря на наличие в них *in situ* морской или пресноводной фауны рассматриваются некоторыми исследователями в качестве морен континентальных оледенений. Альтернативная концепция, опирающаяся на результаты среднемасштабных площадных геологосъемочных, инженерно-геологических работ и тематических исследований постулирует водное (ледово-бассейновое), в том числе ледниково- и ледово-морское происхождение этих образований.

ЭОПЛЕЙСТОЦЕН

Ледниково-морские образования эоплейстоцена (gmE)* широко развиты на территории листа, залегая в основании мощных разрезов четвертичных отложений на Варандейском, Вангурейском поднятиях, в Малоземельской тундре, на о. Колгуев, где вскрываются в скважинах (704, 706

и др.). В низовьях рек Большеземельской и Малоземельской тундр они выходят в интервалах абс. отм. 20 м (уровень моря) и состоят из двух толщ. Такое же положение осадки занимают в разрезах западного побережья о. Колгуев.

Нижняя толща представлена диамиктонами: несортированными песками с редкими включениями гравия и гальки, песчанистыми алевритами и алевритами с тонкими прослоями глин. Встречаются раковины моллюсков (*Macoma calcarea* (Gmel.), *Tridonta borealis* (Shum.), *Astarte motagui* (Dillw.) и др.), растительный детрит, конкреционные стяжения лимонита, а также представительный комплекс фораминифер (до 12–14 видов, до 50–100 экз.). Ретроэльфидиумы представлены: *R. aff. subclavatum*, *R. obesum*, *R. atlanticum*, кассидулинами, исландиеллами, протоэльфидиумами, букцеллами и др. Характерны единичные *Cibicides grossus* (Ten Dam et Rein.). В Легенде Печорской серии нижняя толща соответствует хайпудырской свите.

Верхняя толща эоплейстоцена представлена темно-серыми песчанистыми алевритами, плотными, в отдельных интервалах горизонтально-слоистыми с включениями гравия, гальки, отдельных валунов. Отмечаются конкреционные стяжения лимонита, вивианит. Комплекс фораминифер сходен с вышеописанным (меняется лишь состав видов-«примесей»). В ряде разрезов Варандейского поднятия появляется новый вид *Elphidiella rolphy* Gud. et Polovova – характерный для слоев, пограничных между плейстоценом и плиоценом. Из моллюсков наиболее часто встречаются астарты и хиателлы. Толща соответствует варандейской свите Легенды Печорской серии. Обычно в разрезах низовьев речных долин отмечается верхняя часть разреза эоплейстоцена. На о. Колгуев в сплошных (панорамного облика) разрезах западного и северо-восточного побережий эоплейстоцен представлен разрезами нескольких типов:

1) монолитные суглинистые толщи, залегающие в виде крупных линзовидных тел; с редкими включениями гравия;

2) алевро-песчаные глины, обогащенные грубообломочным материалом. Встречаются уплощенные глыбы известковистых песчаников нижнего мела, залегающие параллельно подошве;

3) толщи серых суглинков с тонкими прослоями песков, редкой мелкой галькой и единичными валунами, с включениями мучнистых белесых переметных алевритов. Встречаются сравнительно глубоководные моллюски (*Yoldiella*, *Nuculana* и др.) наряду с *Hiatella arctica* L.

Эоплейстоцен о. Колгуев охарактеризован своеобразными комплексами фораминифер с эльфидиеллами (*E. arctica*, *E. groenlandica*, *E. gorbunovi*) и др.

Мощность эоплейстоцена на материке достигает 80–120 м, на о. Колгуев – 20 м на побережьях и до 35 м в центре острова.

К эоплейстоценовым образованиям относятся осадочные породы широко известной падемийской серии [62, 73], которые в пределах листов R-39, 40 представлены юрьягинской и седьягинской свитами (m, gmE). Возраст серии ранее считался верхнеплиоценовым, однако, после принятия МСК границы четвертичного периода на уровне 2,588 млн лет, серия переведена в нижний эоплейстоцен. Породы серии представлены толщей переслаивающихся песчанистых алевритов с гравием и галькой, песков и глин. Отложения соотносены с нижней частью палеомагнитной ортозоны Матуяма как на территории

листов R-39,40, так и по соседним территориям [224, 74, 55]. Максимальные мощности падимейской серии достигают 40–60 м. Она с размывом лежит на колвинских образованиях либо на донеогеновых породах. На дневную поверхность падимейские отложения выходят редко, будучи перекрыты плащом четвертичных осадков. Юрьягинская свита на большей части описываемой территории залегает на размытой поверхности пород колвинской серии и нижнего мела.

Стратиграфический разрез ее, вскрытый скв. 706 в долине р. Ярейяха на глубине 160–119 м, представлен (снизу вверх):

1) валунно-галечниковыми отложениями с серым суглинистым заполнителем. Галька и валуны угловато-окатаны, мелкая галька уплотненной формы. Они состоят из известняка, кварцита, базальта*	0,5
2) алевролитом буровато-серым, зеленовато-серым плотным, структурным с включением гравия, гальки хорошей окатанности полимиктового состава	4,5
3) глиной темно-серой, плотной, структурной с конкреционными стяжениями лимонита, вивианита, с фауной моллюсков <i>Portlandia arctica</i> (Fray), <i>Nucula tenuis</i> (Mont.)	0,5
4) глиной серой, в отдельных местах неясно-горизонтальнослоистой, с прослоями (3–5 см) песка серого тонкозернистого	2,9
5) алевролитом серым, буровато-серым глинистым, с прослоями (до 1 мм) песка серого кварцевого	0,6
6) алевролитом темно-серым песчанистым плотным, с гравием и галькой известняка, кварцита, песчаника	0,5
7) песком серым мелкозернистым кварцевым, с редким гравием	0,3
8) глиной буровато-серой с конкрециями лимонита	1,2
9) алевролитом буровато-серым песчанистым плотным, с гравием и галькой	12
10) алевролитом светло-серым, зеленовато-серым глинистым плотным, с конкрециями лимонита. Прослой глины светло-серой	10,2
11) алевролитом светло-серым глинистым, с конкрециями лимонита, редкой галькой	1,0
12) алевролитом зеленовато-серым с редкими включениями гравия. В основании слоя – гравийно-галечниковый прослой (10 см)	6,5

Всего по разрезу мощность составляет 41,0 м.

Породы содержат комплекс фораминифер с характерными представителями рода *Retroelphidium* (*R. subclavatum*, *R. obesum*, *R. atlanticum*).

Седьягинская свита согласно залегает на юрьягинской свите. Она выделена по скв. 706, пробуренной в долине р. Ярейяха на глубине 119–83,0 м. Снизу вверх выделяются:

1) алевролит зеленовато-серый структурный, с редким гравием. С глубины 118 м алевролит тонкослоистый, полосчатый за счет прослоек (0,5–1,0 см) песка желтовато-серого тонкозернистого кварцевого	2
2) алевролит темно-серый структурный, крупнооскольчатый, с гравием и редкой галькой, с обломками раковин морских моллюсков	10
3) алевролит серый плотный структурный, горизонтально-слоистый, с пятнами и линзами ожелезнения, с гравием и редкой галькой. Отмечается обилие раститель-	

*Мощность приведена в метрах.

ных остатков, вивианит, раковины морских моллюсков: <i>Macoma</i> aff. <i>baltica</i> , <i>Nucula tenuis</i> (Mont.). Встречаются прослои (10–20 см) глины серой.....	6
4) суглинок темно-серый структурный, крупнооскольчатый, с гравием, галькой песчаника.....	2
5) алевроит серый пылеватый структурный, с пятнами и линзами ожелезнения, с включениями фауны <i>Nuculana</i> sp. (<i>Yoldia</i> ?), <i>Macoma calcarea</i> (Gmel.), <i>Nucula tenuis</i> (Mont.), <i>Propeatus groenlandicum</i> (Sow.)	4
6) алевроит серый песчаный, крупнооскольчатый, с гравием и галькой. Вверх по разрезу алевроит замещается суглинком с включением крупной гальки известняка, кварцита и мелких обломков раковин. Имеются конкреции лимонита	12,0

Мощность свиты – 36 м.

На глубине 106–102 м выделен комплекс фораминифер с преобладающими *Retroelphidium albiumbilicatum* (Weiss) бореального происхождения. По латерали разрез свиты непостоянен, появляются в значительном количестве глины, песок и валунно-гравийно-галечные отложения. Мощность свиты изменяется от 10 до 70 м.

Альтернативная палеогеографическая концепция развития территории предполагает чередование покровных оледенений и межледниковий, при этом рельефообразующие диамиктоны выделяются в качестве основных морен покровного оледенения.

В северной (шельфовой) части описываемой территории эоплейстоцен, возможно, присутствует в разрезе осадочного чехла.

ЭОПЛЕЙСТОЦЕН–НЕОПЛЕЙСТОЦЕН, НИЖНЕЕ ЗВЕНО

Роговская серия (gmE-Irg). Ледниково-морские образования роговской серии обнажаются в западной части о. Вайгач, на Южном острове Новой Земли. Представлены алевроитами с оскольчатой текстурой темно- и голубовато-серого цвета, с гравием, галькой и валунами, линзами песков и супесей. Мощность – до 65 м.

Отложения эоплейстоцена в пределах островной и материковой суши закартированы по результатам дешифрирования аэрофотоснимков, на акватории – по сейсмоакустическим профилям.

НЕОПЛЕЙСТОЦЕН

Широко развит на шельфе, где представлен отложениями всех звеньев, а также на островах и побережье, где распространен более значительными по мощности и разнообразными фациально породами.

Нижнее звено

В континентальной части и на о. Колгуев распространены морские и ледо-морские осадки, которые формируют две крупные толщи.

Ледниково-морские образования коми-пермского надгоризонта (gmIkp?)* располагаются в основании толщи неоплейстоцена, вскрываясь как в центральных и привершинных частях приморских

водоразделов, так и в урезах воды в основании многочисленных долинных разрезов крупнейших рек севера Тимано-Уральской области.

Сводный разрез в континентальной части описываемой территории состоит из двух частей: аллювиально-морской–морской(?), наиболее полно представленной в скважинах Варандейского профиля (702, 703, 704), и привершинной ледниково-морской, где суммарная мощность отложений достигает 80–100 м и более. На о. Колгуев разрез, также разделенный на две части, представлен в низах морскими отложениями и имеет меньшую суммарную мощность. Отложения нижнего звена залегают, как правило, на эоплейстоценовых.

В скв. 702 прибрежно-морская часть представлена в интервале глубин 165,0–110,0 м. Снизу вверх вскрываются:

1) хаотическое переслаивание зеленовато-серых алевропелитовых глин и алевритов с включениями вивианита (5 м), которые вверх по разрезу сменяются пачкой косопереслаивающихся алевритов и глин с линзами плохосортированных песков; отмечаются тонкие прослойки обугленного растительного вещества и включения вивианита (5 м). Этот интервал разреза (гл. 143,5 м) венчается темно-серыми плотными алевритами с прослоем бурого слаборазложившегося торфа с растительными остатками (2 м). В описываемых осадках вскрывается два спорово-пыльцевых комплекса. Первый (157–148 м) характеризуется присутствием хвойных (сосны и ели), пыльцы сибирского кедра, пихты и граба. Второй (146,5–140,0 м) характеризуется господством древесных с единичными – пихтой, грабом, лещиной. Отмечается пыльца водных растений (до 8 %): ежеголовника и рогозы. Диатомовые водоросли представлены пресноводными (88 видов) и морскими (20 видов) формами;

2) светло-серые мелкозернистые пески с включением торфянистого материала вверх по разрезу сменяются темно-серыми суглинками с гравием, галькой и мелкими валунами (5 м). Выше в разрезе пачки вновь появляются мелкозернистые пески с тонкими (до 3 мм) линзовидными слойками торфа. Мощность пачки – 18 м.

Общая мощность прибрежно-морских (лиманных) отложений достигает 30 м.

В скв. 704 в подобных по составу отложениях с растительным детритом определены мелкие (ювенильные) экземпляры фораминифер.

Мощность прибрежно-морских отложений колеблется в пределах 50–60 м.

Вверх по разрезу они переходят в мощные толщи ледниково-морских отложений нижнего звена, которые повсеместно представлены диамиктонами: темно-серыми плотными суглинками с включениями гравия и мелкой гальки. Отмечаются линзы и примазки желтых несортированных мелкозернистых песков и прослой, имеющие брекчиевидную текстуру. Повсеместно присутствуют остроугольные обломки раковин, реже встречаются целые створки (*Hiatella arctica* L.). Среди обломков представители родов *Mya*, *Arctica* и др.

Для комплекса фораминифер характерны *Retroepidium atlanticum* Gud. и *R. hyalinum* Gud., а также впервые появляющаяся *R. propinquum* Gud.

Общая мощность верхней толщи достигает 60–70 м.

На о. Колгуев, т. е. севернее области развития лиманных и лагунных отложений основание разреза представлено уже чисто морскими фациями. Например, на р. Песчанка на породах эоплейстоцена залегают светло-желтые

мелкозернистые пески. Отмечены крупные моллюски: *Chlamys islandicus* (Mull), *Panomya norvegica* (Spengl.) (2 м). Выше по разрезу залегают прибрежные галечники, переполненные раковинами моллюсков *Arctica islandica* L., *Serripes groenlandicus* (Gmel.) (0,8 м). Разрез венчается пачкой ярко окрашенных (от голубовато-серых до ярко-желтых) песков мелкозернистых горизонтальнослоистых. Раковины моллюсков встречаются в виде линзовидных скоплений (4,2 м).

Подобные разрезы встречаются в долине р. Великая и некоторых других, где в основании отмечается базальный горизонт, фиксирующий начало трансгрессии, переполненный раковинами моллюсков и их обломками, а также растительным детритом и обломками древесины.

Мощность нижней части разреза на о. Колгуев достигает 20 м.

Выше по разрезу, в пределах абс. отм. 100–140 м, наблюдаются залегающие на морских отложениях и ледово-морских осадках эоплейстоцена монолитные, реже плитчатые алевроитистые глины с гравием, галькой, реже валунами. Встречаются скорлуповатые конкреционные стяжения мучнистого сидерита. Мощность достигает 15–20 м.

На Новой Земле известны два выхода суглинков, отнесенных к нижнему звену. Один из них описан вблизи уровня моря, другой – на отметках, близких к 500 м. Оба они – часть некогда широко развитой толщи, размытой при последующей тектонической эволюции Южного острова. Маломощные (0,2–3,0 м) осадки охарактеризованы малопредставительным комплексом фораминифер с *Retroelphidium atlanticum* Gud., цибицидесами и др.

В альтернативной интерпретации надгоризонт соотнесен с подразделением gII₆ на основании данных, опубликованных Ю. А. Лаврушиным и О. Г. Эпштейном (2001 г.). В этой работе приведены только радиоуглеродные датировки (в основном запредельные для данного метода) и зарисовки разрезов с полевой интерпретацией генезиса толщ четвертичных отложений. Приведенные Ю. А. Лаврушиным и О. Г. Эпштейном интерпретации никак не обоснованы, игнорируют результаты бурения на о. Колгуев с детальными аналитическими исследованиями кернов.

Морские отложения (mIjan?)*. В пределах Большеземельской тундры морские отложения нижнего звена, редко включая гляциомариний, объединяются в янгытамуюрскую толщу.

Верхняя (водораздельная) толща морских песков и галечников получила широкое развитие в пределах Большеземельской тундры (на Варандейской и Вангурейской возвышенностях абс. отм. – 170–225 м) и центральных высоких водоразделах о. Колгуев (абс. отм. 130–160 м). На описываемой территории она налегает или «прислоняется» к высоким водоразделам в пределах вышеуказанных абсолютных высот и представлена, как правило, разнозернистыми песками и (или) песчано-галечными отложениями с включением хорошоокатанных валунов; встречаются маломощные прослой темно-серых песчанистых алевроитов с гравием и галькой. Песчаные и гравийно-галечные разности имеют субгоризонтальную, реже наклонную, волнистую или косую слоистость. В приповерхностных интервалах разреза часто присутствуют остатки моллюсков: *Tridonta borealis* (Shum), *Astarte motagui* (Dillw), *Hiatella arctica* L., *Mya truncata* L., *Macoma baltica* L. и др. Обычны обломки макушек

и створок толстостенных экземпляров *Arctica islandica* L. На участках выхода морских отложений на поверхность отмечаются россыпи раковин. Из фораминифер обнаружены лишь *Retroelphidium atlanticum* Gud. и очень редкие *R. hyalinum* и *R. propinquum* – характерные для раннего неоплейстоцена.

Мариний (реже гляциомариний) мощностью до 40 м выделяется в скважинах 29, 56 (R-39-XXXVI) только в основании Коровинского хребта, который планово соответствует Коровинской морфоструктуре, отличающейся высокой неотектонической активностью.

Осадки представлены суглинками, глинами серыми, темно-серыми тяжелыми, с гравием, галькой (до 20%), реже валунами преимущественно осадочных горных пород, с раковинами фораминифер, с тонкими прослоями алевритов, глин серых, мелкими линзами песков светло-серых пылеватых, с обломками фауны. Глины верхней части разреза скв. 56 содержат фауну хорошей и средней сохранности *Cardium ciliatum* Fabr., *Macoma calcarea* (Chemnitz), *Thyasira* sp., распространенную в современных северных морях на илистых и илисто-песчаных грунтах на глубине от 30 до 180 м в условиях низких придонных температур, что свидетельствует о существовании бассейна арктического типа; кроме того, здесь обнаружен комплекс четвертичных фораминифер, среди которых преобладают виды *Cribroelphidium orbiculare* (Brady), *Cassidulina teretis* Tappan, *Nonionellina labradorica* (Dowson), *Dentalina frobusherensis* Loebli и др. Данные палинологического анализа из этих отложений показали, что климатические условия соответствовали межледниковью. В скв. 29 на глубине 168 м отмечается оптимум в видовом и количественном развитии фораминифер: здесь преобладают наиболее глубоководные и стеногалинные исландиеллиды и кассидулиниды. Таким образом, верхняя часть разреза скорее всего отлагалась в морском водоеме в межледниковье, а нижняя формировалась в более суровых климатических условиях. Кроме того, полученные из водораздельной части разреза (скв. 29) значения удельных величин поглощенного K^+ (устойчивого щелочного элемента) составляют 107–202, среднее 139, что позволяет отнести эти осадки к сильно и очень сильно опресненным.

Возраст определен по РТЛ-дате, полученной из вышеописанных отложений на глубине 158 м с абс. отм. 54 м и соответствующей 577 ± 145 тыс. лет назад и по положению в разрезе, а генезис – на основании литологических и геохимических особенностей (Т. Ю. Затульская).

Поверхность описываемых отложений на приморских водоразделах переработана мерзлотными и флювиальными процессами в конце позднего неоплейстоцена и раннего голоцена под воздействием дегляциации накопленных здесь снежно-ледовых масс.

Мощность толщи достигает 30 м.

На о. Колгуев также встречена сходная по составу и стратиграфическому положению толща, обладающая, однако, некоторыми особенностями. На сопке Большой Нос (абс. отм. 147,0 м) вскрывается пачка горизонтального переслаивания серых тонкозернистых и глинистых песков (4,2 м), переходящих вверх по разрезу в темно-серую мелкооскольчатую глину (3,2 м). Разрез венчается песками темно-серыми тонкозернистыми волнистослоистыми, с включениями редкого гравия и гальки. В толще отмечаются разнообразные

седиментационные текстуры: слойчатость с мульдобразно желобчатыми и линзовидными сериями, знаки ряби, катуны глин, мелкие обломки углей, угольная крошка, обломки, реже целые створки раковин (чаще астарт), как в гравийниках, так и на поверхности, окатанные и ожелезненные обломки дресины. Мощность толщи – 18–20 м.

Среднее звено

Морские отложения чирвинского горизонта (mII^{cr}) вскрыты скважинами на площади листов R-40-XXXII и R-40-XXXI, где они залегают на разновозрастных аллювиально-морских ранне-неоплейстоценовых толщах и коренных породах. Представлен супесями, суглинками тяжелыми, глинами алевритистыми темно-серыми, зеленовато-серыми, серыми, иногда слоистыми, тонкодисперсными; во всех разностях встречаются гравий, галька, валуны (единичны), в глинах часты присыпки песков мелкозернистых кварцево-полевошпатовых, отмечаются обломки и целые раковины морских моллюсков *Nucula tenuis* (Mout.), *Portlandia arctica* (Gray), характерных для неоплейстоцена; включения вивианита, угля, слюдистых и редких растительных остатков. Обломочный материал рассеян, окатан и представлен песчаниками зеленовато-серыми полимиктовыми, кварцитами, алевролитами, аргиллитами окремненными, известняками серыми и черными окремненными, кварцитопесчаниками.

Данные, полученные в результате анализа спорово-пыльцевых диаграмм, свидетельствуют о развитии межледниковой эпохи и распространении березовых лесотундр с примесью ели и сосны, чередующихся с безлесными участками, занятыми разнотравными и ксерофильными группировками. В спектрах отмечено единичное зерно *Picea* сект. *omorica* и пыльца широколиственных пород: *Corulus*, *Ulmus*, *Corpinus*, а также элементы третичной флоры *Ynglans* и *Carea*. Пыльца трав единична: это представители семейств *Graminea*, *Ericaceae*, *Chenopodiaceae* и разнотравье. Споры папоротников, сфагновых и зеленых мхов составляют основную массу. Встречаются споры *Osmunda cinnomomea*(?), плаунов, в основном лесных видов – *Lycopodium clavatum*, *L. annotium*. Среди злаковых определено очень много дочетвертичных форм, переотложенных и перемытых.

Микрофаунистический анализ показал, что осадконакопление происходило в пределах шельфа в интервале глубин 50–100 м. Комплекс микрофауны обеднен, характерен для неоплейстоцена и представлен *Elphidium clavatum* (Cushman), *Cribrononion incertus* (Williamson), *Criboelphidium orbiculare* (Brady), *Cassidulina norcrossi* (d'Orb), *C. islandica* Norvang, встречаются представители семейства *Miliolidae* а также теплолюбивые виды *Melonis zaandamae* (Voortuysen).

В пределах листов R-39-XXXV, XXXVI распространен повсеместно, вскрыт скважинами 17, 29, 56, 60 и другими; представлен глинами, суглинками, песками, алевритами серыми, темно-серыми, коричневатосерыми, зеленовато-серыми, иногда черными тонкослоистыми, нередко переслаивающимися друг с другом; встречаются гнезда и прослои песка, стяжения лимонита, вивианит, гравий, галька, валуны, обломки раковин моллюсков. Мощность варьирует от 10 до 35 м.

Комплекс фораминифер, определенный в морских толщах скв. 29 в интервале 142–144 м, представлен в большинстве своем аркто-бореальными, бореальными и лузитанскими видами, однако немало и бореально-арктических и арктических форм. Доминируют *Buccella frigida* (Cushm.), *B. hannai arctica* (Voloshinova), *Retroelphidium* ex gr. *atlanmticum* Gud., *R. subclavatum* Gud., *Elphidium clavatum* s. l., *Protelphidium orbiculare* Brady., *Pr. lenticulare* Gud., *Criboelphidium granatum* Gud., *Cr. astereneum* Troitskaja, *Cassidulina subacuta* Gud., *C. aff. subacuta*, *Islandiella helenae* Feyling-Hanssen et Buzas, *Planocassidulina norcrossi* (Cushm.) и др.

Остров Колгуев также проходил сходные этапы развития. На стадии его существования в виде подводной отмели(?) был сформирован комплекс отложений, который сейчас вскрывается на отметках 110–130 м. Он представлен маломощным (3–4 м) плащом песчано-суглинистых пород, образовавшихся за счет размыва выступавших из-под воды песков и подстилающих алевроито-глинистых осадков. Отмечается обилие грубообломочного материала, прежде всего в приповерхностных отложениях и на поверхности. Среди валунов, представленных песчаниками, известняками, метаморфическими сланцами, базальтами, диабазами, кремнями, гранитами, гнейсами и другими породами, нередко встречаются экземпляры с прекрасно сохранившимися раковинами камнеточцев и остатками прикрепившихся «домиков» баянусов.

На Южном острове Новой Земли в долине р. Северная Тайная на отметках 60 м вскрыты прибрежно-морские пески и супеси мощностью 1,5 м, с богатым комплексом остракод: *Eucyterdea bradii* (Norman), *E. punctillata* (Brady), *Acanocythereis dunclmensis* (Norm.) и др. средненеоплейстоценового возраста [293].

Учитывая все вышеизложенное, генезис толщи принимается морской, а возраст – средненеоплейстоценовый чирвинский.

Ледниково-морские отложения Тимано-Уральского надгоризонта (gmI_{tu})* выделяются в северных приморских районах в Тимано-Уральском регионе, где они развиты в пределах поверхностей с отметками 135–140 м и ниже. Представлены плотными песчанистыми алевроитами, синевато-серыми структурными, с включениями гравия, гальки, отдельных валунов. Отмечаются конкреционные стяжения лимонита, обломки и целые створки раковин моллюсков, преимущественно астарг. Алевроиты охарактеризованы обычно небогатым комплексом фораминифер, в котором преобладают ретроэльфидиумы (*R. hyalinum* и *R. atlanticum*) и кассидулины. Наличие в комплексе формы *Protelphidium ustulatum* (Todd) свидетельствует о возрасте отложений не моложе среднего звена.

Отложения с поверхности обычно перекрыты плащом делювиально-солифлюкционных образований сходного гранулометрического состава, но меньшей плотности и комковатой текстуры. Мощность отложений – до 4 м.

Описанный комплекс осадков начал формироваться во время поднятия в конце раннего неоплейстоцена, когда произошло воздымание приморских водоразделов. Завершилось его формирование в конце(?) среднего неоплейстоцена, когда был образован морфоструктурный план северных районов Тимано-Уральской области, и море отступило в пределы современного Ба-

ренцевоморского шельфа, где практически непрерывно(?) шло накопление осадков нижнего–среднего звена.

Аллювиально-морские отложения (amII)* установлены в водораздельной части о. Колгуев. Древний аллювиомариний представлен разнотернистыми песками с гравием и галькой мощностью до 4–5 м.

Аллювиальные и озерные осадки чирвинского горизонта (a,l Пĉr)* развиты спорадически в пределах водоразделов Большеземельской тундры, где залегают на породах нижнего или среднего неоплейстоцена. Это пачки субгоризонтального переслаивания песков светло-серых мелкозернистых и темно-серых илистых песков мощностью около 5 м. Они охарактеризованы богатыми спорово-пыльцевыми и диатомовыми комплексами, свидетельствующими о климате более теплом, чем современный. Базальные горизонты сложены валунно-галечно-гравийными отложениями, с суглинистым и песчаным заполнителем. Генезис отложений определен по литологическим особенностям, а возраст – по положению в разрезе (Т. Ю. Затльская).

Нижнее–среднее звенья нерасчлененные

Морские, ледово-морские отложения (^Sm,mlI–II). Нижне-среднеплейстоценовые отложения широко распространены в юго-восточной части Баренцева моря, в Карском море закартированы на восточном склоне Восточно-Новоземельского желоба. С данными отложениями соотносится ССК-III, заключенный между рефлекторами D₂ и D₁. Его нижняя граница (D₁) с докайнозойскими образованиями часто носит характер четкого углового несогласия, нередко опирается на эрозионные врезы. Однако в тех районах, где мезозойские, в основном меловые, породы залегают горизонтально, подошва комплекса идентифицируется значительно менее уверенно. Кровля комплекса (D₂) устанавливается в большинстве случаев как граница дисперсного несогласия.

Нижне-среднеплейстоценовые отложения на акватории повсеместно перекрыты образованиями верхнего звена.

В строении сейсмокомплекса выделяются две сеймопачки. Нижняя менее распространена, иногда она приурочена к эрозионным врезам. В этом случае в акустической записи для ее нижней части характерны пологонаклоненные к оси палеодолины рефлекторы, в основании изредка наблюдаются короткие круто наклонные отражающие границы на фоне общего серого тона записи [276]. За пределами палеодолин для сеймопачки характерна крапчатая, часто слоистая волновая картина с горизонтальными непротяженными осями синфазности.

Для верхней сеймопачки, имеющей значительно большее распространение, присуща «крапчатая» и «пунктирная» волновая запись. При этом наблюдается выдержанность как волновой картины, так, видимо, и литологического состава пород по латерали. Мощность сеймопачки обычно составляет 15–20 м, однако на отдельных участках может превышать и 50 м.

Наиболее представительный разрез образований нижнего–среднего звеньев на значительном удалении от береговой черты изучен бурением несколько

западнее отчетного района на Куренцовской площади. Здесь при глубине моря 117 м в интервале 92–75 м ниже дна моря вскрыты следующие отложения верхней пачки:

– 92–89,1 м. Хорошо отсортированные гравийные отложения черного цвета, с мелкой и средней галькой, раковинным детритом, переходящие вверх по разрезу в гравийный песок. В минеральном составе тяжелой фракции наибольшее содержание имеют черные рудные – 25,7 % (максимальное по разрезу скважины), минералы группы эпидота–цоизита, лейкоксен.

– 89,1–75 м. Диамиктон темно-серый со слабым зеленоватым оттенком, с гнездами зеленоватого мелкозернистого песка. Грубообломочный материал состоит преимущественно из мелкой гальки и гравия плохой окатанности. В интервале 82 м обнаружен обломок раковины моллюска.

Содержание органического вещества в описанных отложениях изменяется от 1 до 2 % с тенденцией увеличения вверх по разрезу, составляя в среднем 1,47 %. Коэффициент щелочности для диамиктонов равен 1, что характерно для морской обстановки осадконакопления.

О. В. Руденко [276] из описанных отложений выделены палинокомплексы предположительно среднечетвертичного возраста. В составе спектра – наибольшее содержание пыльцы голосеменных – до 30 %. Кривая *Betula sut. Albae* достигает 10 %. Постоянно присутствуют колонии водорослей *Pediastrum*.

Бликие по составу палинокомплексы установлены в скв. 207 на Северо-Гуляевской площади в нижне-среднечетвертичных отложениях, возраст которых определен также и по комплексам фораминифер.

В восточном направлении в разрезе нижнего–среднего неоплейстоцена существенно возрастает содержание диамиктонов. Так, в скв. 207, пробуренной на Северо-Гуляевской площади, отложения нижнего–среднего звеньев вскрыты в интервале 56–24,5 м. В основании залегает толща алевроитовых глин с прослоями песков и единичными включениями гальки и гравия, а начиная с интервала 45,2 м – диамиктоны. Еще юго-восточнее, в границах Варандей-Адзвинской структурной зоны, скв. 112 вскрыт разрез нижнего–среднего неоплейстоцена [289], практически нацело сложенный диамиктонами (мощность 62,5 м).

Наиболее полно вещественный состав отложений нижнего–среднего звеньев изучен в южной части Печорского шельфа на небольшом удалении от береговой черты. Здесь описываемый комплекс состоит из двух толщ. Нижняя вскрыта на глубинах от 60 до 90 м ниже поверхности морского дна. Приподошвенная ее часть сложена мелкими и пылеватыми песками с линзами и маломощными прослоями оторфованного материала, содержит редкие включения гальки и гравия. Для верхней части пачки характерен более тонкий состав, ее слагают ритмичнослоистые глины и суглинки. Слоистость, как правило, наклонная. Характерно, что фораминиферы в описанной пачке обнаружены лишь в верхней части и их содержание невелико, доминируют *Retroelphidium clavatum* и *Cassidulina reniformis* [289]. Мощность пачки, по данным бурения, достигает 30 м.

По-видимому, описанная толща соответствует нижней сеймопачке ССК-III и ассоциируется с аллювиально-морскими и морскими отложениями нижнего звена Печорской низменности и о. Колгуев.

Верхняя толща большей частью сложена диамиктонами, содержание грубообломочного материала в отдельных интервалах изредка достигает 25 %. Характерна его плохая окатанность – 0–2 балла. В строении толщи на разных участках выделяется до трех пачек с различным литологическим составом. Нижняя пачка сложена чередованием глин и суглинков с редкими маломощными прослоями песка. Ее мощность составляет в среднем около 10 м. Среднюю пачку слагают слоистые глины, содержащие грубообломочный материал в количестве до 6 %. Верхняя пачка, сложенная диамиктонами, достигает мощности 50 м. Диамиктоны весьма однородны по своему химическому и минеральному составу, содержание грубообломочного материала в них колеблется от 3 до 25 %.

Фораминиферы содержатся во всех интервалах описываемой толщи, их максимальное содержание и видовое разнообразие характерно для средней пачки. Преобладают, как и в разрезе ранее описанной толщи, *Retroelphidium clavatum*, *Cassidulina reniformis* и *Haynesina orbicularis*. Имеющиеся аминокислотные датировки абсолютного возраста в прикровельной части верхней толщи составляют около 170 000 лет.

Данная толща отождествляется по материалам сейсмоакустического профилирования с верхней сеймопачкой ССК-III и ассоциируется с морскими отложениями среднего звена Печорской низменности и о. Колгуев.

Верхнее звено

В границах современного шельфа на изученной площади отложения верхнего звена распространены повсеместно. Они плащеобразно, с дисперсным несогласием перекрывают ниже-средненеоплейстоценовые образования. В случае залегания на докайнозойских образованиях устанавливается отчетливое угловое несогласие.

С верхним неоплейстоценом по материалам сейсмоакустического профилирования отождествляется ССК-II. В акустической записи выделяется несколько типов волновой картины. В границах эрозионных врезов и наиболее глубоководных участков акватории комплекс характеризуется акустически прозрачным типом волновой записи с редкими, но достаточно выдержанными по простиранию осями синфазности, соответствующими, видимо, достаточно однородным по составу отложениям.

В пределах желобов, испытавших погружение в новейшее время, отмечается ритмичнослоистое строение комплекса, отображающее чередование в разрезе отложений разной плотности. Характер сочленения осей синфазности с бортами желоба по схеме подошвенного налегания косвенно указывает на песчано-алевритовый состав отложений. На участках покровно-облегающего залегания ССК его волновая картина характеризуется пунктирной и, реже, крапчатой записью.

Мощности ССК-II варьируют в широких пределах от первых метров на подводных склонах арх. Новая Земля до более чем 30 м юго-восточнее

прол. Карские Ворота, в среднем – 15–20 м. В составе данного комплекса объединены разнородные в фациальном отношении образования: от ледниковых и ледниково-морских до морских. Согласно приведенной сейсмостратиграфической схеме плиоцен-четвертичных отложений, ССК-II сложен рядом сеймопачек.

Верхнее звено на суше представлено комплексом осадков третьего террасовидного уровня – морскими и аллювиально-морскими – на отметках 40 (60)–80 м на северном побережье и о. Колгуев, 80–120 м на о. Вайгач и в разрозненных обнажениях в интервале высот 60–200 м на Новой Земле, а также в цоколе всех нижележащих голоценовых морских террас.

Разрез третьего террасовидного уровня (каргинской трансгрессии), фрагментарно сохранившегося вдоль всего побережья Баренцева и Печорского морей вскрыт в низовьях р. Нижняя Каменка. Здесь в интервале глубин 11,5–1,1 м валунно-гравийно-галечные отложения с разнозернистым песком с угольной крошкой и обломками раковин моллюсков мощностью 4 м перекрываются песками серыми, светло-желтовато-серыми мелкозернистыми кварцевыми, прослоями косослоистыми, с включениями угольной крошки и древесины, с прослоями супеси и суглинка, с линзовидными включениями торфа и обломками фауны. Мощность песков – около 6 м. Этот типичный разрез третьего террасовидного уровня характерен для морской позднеоплейстоценовой террасы низовий рек Чёрная, Море-Ю и др. К аллювиально-морским относятся разрезы, сложенные более «тонким» материалом. В них обычны переслаивания песков и супесей или переслаивание песков ожелезненных в различной степени. Мощность морских и аллювиально-морских осадков в приморских районах – не более 10–12 м. Для Новой Земли и о. Вайгач характерна четкая последовательная смена осадков снизу вверх по разрезу в соответствии со сменой фаз позднеоплейстоценовой (каргинской) трансгрессии. Первой фазе (на отм. 140 м) отвечают переслаивающиеся песчано-гравийно-галечные образования, второй (в максимум трансгрессии до 200 м) – глины и пески, и в третью фазу – регрессию – формировались (ниже 120 м) валунные суглинки, пески, галечники. По всему разрезу обнаружены богатые комплексы спор и пыльцы, моллюсков, остракод и фораминифер. Общая мощность отложений достигает 25–30 м.

В разрезах третьего террасовидного уровня в районах Коровинской и Хайпудырской губы О. Ф. Барановской, Л. А. Тверской, Е. А. Кириенко были определены комплексы фораминифер с характерными *Cibicides rotundatus*, *Cribrononion incertus* (Will.), *Protelphidium orbiculare* (Brady) и др. В верхних частях разрезов комплексы свидетельствуют о смене климатической обстановки – развитии березовых редколесий с обилием трав.

Морские отложения бызовского горизонта (mIIIbz) развиты практически повсеместно и вскрыты скважинами в пределах листа R-39-XXXV мощностью от 16 до 50 м. Представлены глинами, суглинками зеленовато-серыми, серыми с голубоватым оттенком до черных, алевритистыми с прослоями алевритов глинистых темно-серых, линзами супеси, с включениями гравия, гальки; часто встречаются раковины морских моллюсков *Propeamussium groenlandicum* (Sow.) f. *minor*, *P. cf. groenlandicum* (Sow.),

Nucula cf. tenuis (Mont.), *Trichatropis cf. horcalis* Brod. et Sow., *Joldiella* sp. indet., *Macoma calcarea* Chemn.

Таким образом, генезис определен по литологическим особенностям, а возраст – по микрофоссилиям, фауне и положению в разрезе (Т. Ю. Затульская).

Морские отложения нижнего звена (mIII¹?)* (соответствует стадии 5a, b, c, d, e изотопно-кислородной шкалы) обнажаются на о. Колгуев в диапазоне высот 50–100 м. Они представлены как прибрежными песками, так и более глубоководными алевритами, глинами. Мощность толщи обычно не превышает 15 м. По-видимому, запредельные радиоуглеродные датировки, полученные по раковинам морских моллюсков из отложений о. Колгуев [106], относятся к морским отложениям первого звена.

На акватории под маломощным слоем голоцена морские отложения нижнего звена (^SmIII₁) закартированы в юго-восточной части Печорского моря. Здесь они представлены темно-серыми глинами мягко-тугопластичной консистенции с характерной слоистостью, обусловленной чередованием слоев, насыщенных черным гидротроилитом. Глины характеризуются оскольчато-комковатым изломом, не типичным для глинистых грунтов такой консистенции. Вероятно, такой характер излома обусловлен их промерзанием во время регрессий.

Также отмечаются включения крупнообломочного материала средней окатанности. В верхней части толщи они встречаются достаточно редко в количествах, не превышающих 3–5%. В приподошвенном интервале их содержание резко увеличивается.

Рассматриваемые отложения содержат остатки фораминифер. В нижней части толщи выделяется многочисленный (до 29 003 экз.) и разнообразный по видовому составу (до 35 видов) комплекс фораминифер. В нем преобладают *Retroelphidium* (*Elphidium*) *clavatum* и *Cassidulina reniformis*. В значимых количествах (субдоминанты) содержатся остатки *Haynesina orbicularis*, *Islandella islandica*, *Cassandra helenae*, *Recurvoides lavigatum*, *Cribrononion askuland*, *C. incertus*, *Nonionella islandica*. В верхней части количество фораминифер резко сокращается. Кроме того, в данных отложениях наблюдаются многочисленные раковины моллюсков, остракоды, пелелиоподы, гастроподы, мшанки, остатки иглокожих, спикулы губок и прочее [309].

Мощность глин изменяется от 25 до 50 м. На контакте с подстилающими образованиями среднего звена находится базальный горизонт, сложенный гравийно-галечным материалом.

Морские отложения кумжинской свиты (mIII_{km}). Кумжинская свита выделяется в пределах Южного острова Новой Земли, залегает, как правило, на отпрепарированных породах палеозоя либо ледниковых среднеплейстоценовых отложениях; перекрывается в горной части территории ледниковыми образованиями долгинской толщи зырянского времени, на прибрежной равнине – морскими крестьяхинскими осадками каргинского времени [105]. Мощность отложений чаще – до 9 м, редко – до 22 м.

Отложения вскрыты в террасах Южного острова в интервале высот 100–300 м. По палинологическим спектрам разрезов на западном побережье о. Южный прослеживаются два этапа в развитии растительности. Во время

климатического оптимума кумжинского периода там существовала южная кустарничковая тундра, которая впоследствии уступила место травяно-моховым или кустарничково-моховым сообществам типичной тундры. Позднее сформировалась растительность, характерная для более суровых климатических условий – арктическая тундра, близкая к современной. По мнению Е. С. Малясовой и Л. Р. Серебряного, кумжинские отложения относятся к осадкам бореальной трансгрессии, которая являлась аналогом эмсской в Западной Европе. Находки раковин *Chlamis islandicus* (Mull), *Astarte* (*Tridonta*) *borealis* (Schum.), *Buccinum* sp., *Mytilus edulis* L., *Natica islandica clausa* (Brod. et Sow.) подтверждают правильность датировки. В песках и суглинках (мощность до 30 м) обнаружен комплекс фораминифер средней и нижней сублиторали, где доминируют *Trifarina fluens* (Todd), *Nonionellina labradorica* (Dawsan), *Cibicides lobatulus* (Wolk. et Yak.) и др. По мере падения уровня моря и с изменением фациальной обстановки в разрезе начинают преобладать гравелитистые пески и галечники. Ниже отметок 150 м на Новой Земле появляются регрессивные отложения с многочисленными фораминиферами, моллюсками, остракодами и богатым комплексом спор и пыльцы.

Морские отложения стрелецкого горизонта (mIIIst) выделяются на о. Вайгач в диапазоне выс. отм. 20–50 м. Отложения представлены песками, супесями косослоистыми, параллельнослоистыми. Мощность – до 30 м.

Морские отложения крестьяхинской свиты (mIIIkr) на Южном острове Новой Земли слагают фрагментарно развитый чехол мощностью от 2 до 16 м морской террасовидной равнины на абс. отм. от 60 до 220 м и реже в цоколе низких (2–40 м) голоценовых террас. В составе отложений преобладают алевроиты, пелиты, глины и пески, реже галечники, общей мощностью от 2 до 16 м. Крестьяхинские отложения согласно, а местами с разрывом, залегают на кумжинских либо ложатся на коренные породы.

Наиболее полная палинологическая характеристика была получена по разрезу 510 в устье р. Лиственничная (на Карской стороне, абс. отм. 76 м). Судя по характеру спектров в нижней части разреза, в суглинках, переслаивающихся с песками, осадконакопление происходило в суровой климатической обстановке при отсутствии древесной растительности. Единичные зерна древесных пород (сосна, береза, ольха) являются заносными. Присутствие перигляциальных компонентов наряду с обилием полыней и маревых указывает на холодный сухой климат, свойственный криоксеротическим интервалам. Можно предполагать, что во внутренних горных районах архипелага активизировались ледниковые процессы. Выше, судя по возрастанию пыльцы древовидной березы, сосны, ели и ольхи, увеличению доли пыльцы злаков и осок, климат улучшился. В целом тип растительности был близок к типичной тундре. Выше выделены палинокомплексы, которые можно отнести к типу перигляциальных, состав флоры несколько беднее, чем в нижнем интервале. Температура понизилась, а влажность возросла. В завершающий этап формирования крестьяхинских отложений накапливались осадки пестрого литологического состава (гравийные, песчано-галечные), в них содержание пыльцы и спор невелико.

В западных районах Южного острова крестьяхинские отложения хорошо вскрыты. Е. С. Малясова, судя по палинокомплексам, сделала вывод о том, что во время осадконакопления существовали типичные тундровые группировки и климат был несколько теплее современного. Таким образом, для холодных интервалов была характерна перигляциальная растительность, а для теплых – тундровая. Определенно установлено, что кумжинское время было теплее крестьяхинского.

Отложения, лежащие на абс. отм. +120 м, датированы по древесине радиоуглеродным методом ($38\ 620 \pm 1220$ лет). Комплексы моллюсков и фораминифер также позволяют отнести их к третьей ступени позднего неоплейстоцена (сопоставляется со средневалдайскими молого-шекснинскими, ленинградскими отложениями на Русской платформе и каргинскими на Западно-Сибирской плите).

Ледниковые образования ханмейского горизонта (gIIIhn) закартированы в пределах о. Вайгач. Такие же отложения представлены узкой полосой на шельфе вблизи восточного побережья арх. Новая Земля (S gIII₂) в диапазоне глубин 80–110 м в виде выраженной в рельефе морского дна конечноморенной гряды, которая прослеживается в северном направлении за пределы рассматриваемой площади. В сейсмоакустической записи этим отложениям соответствует несколько осветленная волновая картина с редкими и короткими осями синфазности, а значительно чаще – хаотическая запись. Кровля сеймопачки, как правило, неровная, бугристая (рис. 6). Самая верхняя часть отложений вскрыта грунтовым опробованием. По результатам гранулометрического анализа они сложены песком, алевритом и пелитом примерно в равных частях; грубообломочный материал представлен дресвой и щебнем, его содержание достигает 30 %.

Генезис образований определен исходя из геологической ситуации. Положение в стратиграфическом разрезе, согласно существующим в настоящее время палеогеографическим схемам [13], определяется второй ступенью верхнего неоплейстоцена (gIII₂). Мощность – до 70 м.

Ледниковые образования в восточной части о. Вайгач представлены суглинками, супесями с глыбами, валунами, щебнем, галькой и дресвой. Мощность – до 40 м.

Морские, ледово-морские отложения (S m,ml III). Объединяют весьма разнообразные в литологическом отношении толщину, образование которых в разных морфоструктурных районах имело различную продолжительность. На Печорском шельфе морские условия неоднократно сменялись континентальными. В эти периоды происходило промерзание сформировавшихся в морских условиях осадков и их денудация. Эти процессы обусловили как представительность разреза верхнего звена, литологический состав отложений, так и его стратиграфический объем на каждом конкретном участке.

В Печорском регионе отложения второго сейсмоакустического комплекса вскрыты инженерно-геологическими скважинами на многих участках. Наиболее полный разрез находится близ восточного побережья о. Колгуев. Снизу вверх он сложен:

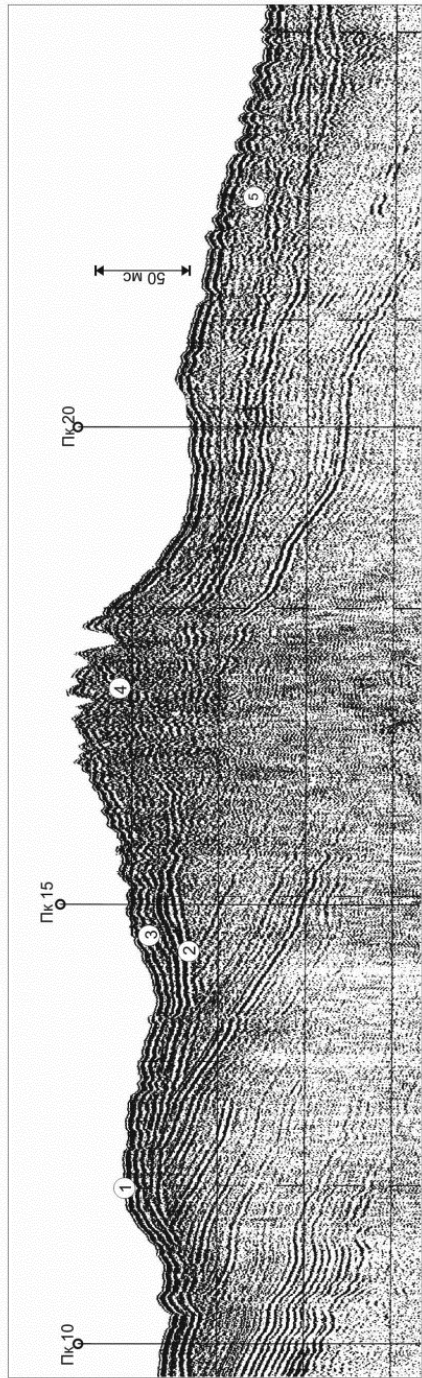


Рис. 6. Условия залегания ледниковых отложений. Западный склон Восточно-Новоземельского жёлоба. Фрагмент сейсмоакстического профиля 990005. (Материалы ОАО «МАГЭ», интерпретация Д. А. Костина.)

1 – дно моря; 2 – подошва четвертичных отложений; 3 – S_{mlII-H} ; 4 – S_{gIII} ; 5 – $S_{m,III}$.

– 80,5–74,0 м. Темно-серые горизонтальнослоистые глины с тонкими прослоями мелкозернистых песков. Включения мелких раковин моллюсков, черных органических остатков, вивианита.

– 74,0–60,0 м. Темно-серые горизонтальнослоистые, за счет тонких прослоев мелкозернистых песков, суглинки. В верхней части пачки – ритмичное переслаивание суглинков и глинистых песков. По всему разрезу отмечаются гнездовидные включения органических остатков черного цвета.

– 60,0–51,0 м. Тонкозернистые слоистые пески, в нижней части с тонкими пропластками минерализованного торфа.

– 51,0–4,2 м. Диамиктоны, в нижней части интервала с прослоями песков.

Фораминиферы в глинистых отложениях отсутствуют. Определенные О. Г. Окуновой радиолярии и диатомеи указывают на лиманные условия накопления данной толщи, в значительной мере опресненные. В песчаной пачке фораминиферы присутствуют, причем их количество растет вверх по разрезу. Преобладают кассидулиниды и эльфидииты [276]. Наиболее значительно количество фораминифер в пачке диамиктонов. Здесь наиболее многочисленны нониониды, а верхней части пачки кассидулиниды и эльфидиды. С. В. Онищенко (1989 г.), основываясь на особенностях литологического состава и палеонтологических характеристик отложений, делает вывод об их образовании в рамках единого седиментологического бассейна.

Осадконакопление происходило на первых порах в лиманных условиях (глинистые отложения), которые сменились прибрежно-морскими (пачка песков) и, наконец, морскими (диамиктоны). Мощность отложений – до 75 м.

Аллювиальные и озерные отложения бызовского горизонта (а,Шбз) установлены в Тимано-Уральском регионе, где они накапливались, очевидно, в перигляциальных обстановках, в том числе в приледниковых озерах зырянской и сартанской эпох. Отложения мощностью от 3 до 30 м и более, представлены супесями серыми, буровато-серыми, песками светлых тонов кварц-полевошпатовыми, полимиктовыми, часто косослоистыми с базальным гравийно-галечным горизонтом в основании, песчано-гравийно-галечниками, обломки в которых представлены песчаниками, известняками, кварцитами, кварцем; могут встречаться обломки раковин морских моллюсков, вымытых из нижележащих толщ. В озерных песчаных толщах попадаются растительные остатки оторфованные, обугленные, линзы торфа, прослой суглинков, супесей темно-серых, темно-коричневых; иногда присутствуют гравий, галька и рассеянные или гравийно-галечные прослой.

Аллювиально-морские отложения полярноуральского горизонта (амШру) выделяются на южном и восточном побережьях Хайпудырской губы. Представлены суглинками, алевролитами, песками, гравийниками. Видимая мощность – до 20 м.

Верхнее звено неоплейстоцена – голоцен

Морские отложения четвертой ступени – голоцена (s_{mIII_4-N}) закартированы на тех участках, где в осташковское–голоценовое время происходило интенсивное осадконакопление – в фиордах и шхерах

арх. Новая Земля [71], на акватории Печорской губы, а также на восточном склоне Восточно-Новоземельского желоба. На сейсмограммах описываемым отложениям соответствует прозрачная волновая картина или горизонтально-слоистая запись с протяженными параллельными осями синфазности (в случае применения высокочастотного варианта сейсмоакустического профилирования).

В Печорской губе формирование данной толщи с повышенной мощностью объясняется привнесением кластического материала с речным стоком. В Карском море эта толща формировалась в течение предголоценовой регрессии, когда происходила интенсивная денудация в границах близлежащих возвышенных участков, сложенных рыхлыми породами, и транспорт материала в более приглубую часть акватории. Наклон осей синфазности в западном направлении, ясно наблюдаемый на сейсмограммах, указывает на то, что перенос материала происходил в западном направлении.

По материалам грунтового опробования, данная толща сложена текучепластичными пелитами и алевроитами зеленовато-серых, серых и коричневатых тонов.

Наиболее полный разрез толщи мощностью около 30 м вскрыт бурением в Карском море за пределами изученного района, на Западно-Шараповской площади. Разрез представлен ритмично-горизонтально-слоистыми глинами серого цвета. Нижняя часть разреза имеет несколько более грубозернистый состав и темно-серый цвет. Здесь отмечаются редкие включения гравия, ракушечного детрита и окатышей коричневатых глин.

По данным палеонтологических исследований, выполненных О. Г. Окуневой, для этих отложений выделен арктический, мелководный комплекс фораминифер, в котором преобладает *Haynesina orbicularis*. В нижней части толщи фораминиферы не обнаружены.

На побережье материка, а также о. Колгуев развиты морские осадки второй террасы ($m_{III_4}-H^1$) – 22–40 м, а на Новой Земле и фрагментарно распространены отложения второго террасовидного уровня на отметке 40–60 (80) м, а также комплекс озерно-аллювиальных, озерно-болотных, аллювиальных и водно-гравитационных осадков [244, 245, 304].

В приморских окончаниях долин южного окончания Южного острова Новой Земли рыхлые отложения иногда формируют уступы размыва, в которых вскрывается переслаивание щебнистых песчаных алевроитов и глинистых алевроитов с мощностью прослоев 10–50 см. Отложения обычно включают до 30 % битой ракушки и имеют признаки слоистости в расположении каменных обломков. В точке с координатами $70^{\circ}33,72'$ с. ш., $55^{\circ}59,86'$ в. д. (п-ов Кабаний Нос) на высоте 4–5 м от уровня моря вскрыто переслаивание песчаного алевроита и глинистого алевроита, содержащих до 30 % щебня, и до 30 % битой ракушки. Отобранные два образца показали следующий радиоуглеродный возраст: $25\ 200 \pm 430$ лет назад (ЛУ-5390) и $26\ 300 \pm 560$ лет назад (ЛУ-5396). Мощность отложений – до 30 м.

Морские отложения полярноуральского горизонта – голоцен ($m^2_{III_4}-H$) слагают вторую террасу, окаймляющую на абс. отм. 40–60 м берега о. Вайгач, а также представлены на восточном побережье Хайпудырской губы. Отложения сложены, как правило, песками серыми и

буровато-серыми мелкозернистыми, с пропластками песчано-гравийных отложений в нижних и средних частях аккумулятивного чехла. Реже отмечаются прослой (до 0,2–0,3 м) илистых песков и ожелезненных супесей. В них обнаружены *Astartidae*, *Mitilus edulis* L., *Hiatella arctica* (Linne), *Mya truncata* Linne и др., а также спорово-пыльцевые спектры, в которых доминируют *Carex* и разнотравье. Мощность отложений колеблется от 8–10 до 12 м.

Озерно-болотные (I,plIII–H) и озерно-аллювиальные (IaIII–H) осадки, отвечающие II террасовидному морскому уровню, развиты на тех же отметках (40–60 м), а иногда и выше, до 80 м, на равнинах, в низовьях рек Большеземельской тундры [244]. Они представлены песками, супесями с прослоями торфа мощностью от 2–5 до 12 м. Абсолютные датировки возраста торфов и древесины по всему разрезу в аналогичных отложениях на Новой Земле дают широкий возрастной диапазон формирования: от $15\,120 \pm 150$ до 9230 ± 100 лет (подошва и кровля разреза) и $15\,310 \pm 650$ лет (древесина). Датировки отдельных пластов торфа – от $10\,550 \pm 160$ до 8210 ± 90 лет – свидетельствуют о том, что формирование осадков на этих равнинах (40–80 м) продолжалось и в голоцене. Спорово-пыльцевой спектр характеризует развитие березовых лесов с примесью ели и сосны, с развитым травянистым ярусом, с наличием заболоченных пространств [304]. Мощность образований – до 60 м.

Элювиальные образования (eIII–H) широко развиты на водораздельных пространствах Новой Земли. Отложения представлены глыбами, щебнем, дресвой с заполнителем (суглинки, супеси). Мощность – до 1 м.

Водно-гравитационные образования – элювиально-делювиальные (e,dIII–H) и делювиальные (dIII–H) широко развиты в низкорье Новой Земли. На о. Вайгач выделены только элювиально-делювиальные образования. Элювиально-делювиальные глыбы, щебень, дресва мощностью от 0,3 до 1–1,5 м приурочены к уплощенным полого-наклонным поверхностям водоразделов. Делювиальные щебень и дресва мощностью 0,5–1 м, нередко 3 м, образуются на крутых денудационных и денудационно-абразионных склонах.

Делювиальные и солифлюкционные отложения (d,sIII–H) выделяются на арх. Новая Земля и на о. Вайгач. Образования представлены супесями, суглинками с щебнем и дресвой. По составу отличаются от перекрываемых повышенным содержанием алеврита. Мощность – до 1 м.

Коллювиальные и десерпционные отложения (c,drIII–H) выделены на Новой Земле и представлены глыбами, щебнем, дресвой с заполнителем – суглинки, супеси. На склонах и подножиях гор образуются обвальные накопления каменных глыб, щебня и дресвы. В нижней части склонов и у подножия скопления обломочного материала образуют конусы осыпания, иногда сливающиеся в сплошной осыпной шлейф. Мощность – до 3 м.

Голоцен

Представлен морскими, аллювиально-морскими, болотными и аллювиальными отложениями, распространенными вдоль береговой линии материка и островов, а также по всем рекам и ручьям района.

Морские осадки слагают террасы на отметках от 0 до 20 м на побережье материка и о. Колгуев и 40–60 (до 80) м – на Новой Земле и о. Вайгач. Выделены осадки низких морских террас, условно отнесенные к первому–третьему горизонтам голоцена (mH^{2-3}) и морские отложения пляжей, лайд, кос и баров – четвертый горизонт голоцена (mH).

Морские отложения низких террас (mH^{2+3}) развиты на побережье материка и на о. Колгуев на абс. отм. от 6 до 25 м и представлены двумя типами разрезов, отвечающим осадкам: 1 – береговых валов; 2 – аккумулятивному чехлу мористой части террас со спокойными условиями осадконакопления [304]. Первый тип представлен пачкой (мощность 9 м) переслаивания песков желтых, коричневато-серых полимиктовых мелко- и среднезернистых с линзами, прослойками (до 10 м) и примазками суглинка и супеси с линзами гравия и угольной крошки. Второй тип разреза представлен песком серым, пылеватым и мелкозернистым, полимиктовым, горизонтально-слоистым, с прослоями и линзами темно-серого суглинка и голубовато-серой супеси, мощностью до 10 м. Залегают эти толщи на нижне-среднеоплейстоценовых суглинках. Голоценовые морские террасы преимущественно цокольные и сложены переслаиванием песка, гравия и галечника мощностью от 3 до 10 м.

Морские отложения ($mH, {}^S mnH$). В пределах современного шельфа с голоценовыми отложениями отождествляется ССП-I-1, заключенная между рефлекторами E1 и E2. Она перекрывает все более древние образования, формируя покровные, покровно-облекающие тела и тела осадочного выполнения. До глубин моря 100–130 м от нижележащих образований отделяется несогласной границей, которая нередко опирается на эрозионные врезы. На больших глубинах моря подошва пачки по сейсмоакустическим данным не всегда устанавливается. А на глубинах моря свыше 200 м она наблюдается фрагментарно, как согласная граница перепада акустической жесткости осадков. В волновом поле для голоценовых отложений характерна прозрачная или ритмичнослоистая запись.

По условиям осадконакопления, современные морские отложения обособляются на осадки более и менее глубоководного шельфа, формирующиеся соответственно в условиях относительно большей и меньшей гидродинамической активности вод. Известно, что на открытых участках акватории Баренцева моря генерализованная нижняя граница волнового воздействия находится на глубине 80–100 м. Ниже этих отметок преобладающим фактором седиментации является осаждение из взвеси. На более закрытых участках акватории нижняя граница волнового воздействия находится на значительно меньшей глубине моря. Особенно это характерно для лагун и заливов Печорской низменности и шхер арх. Новая Земля. В восточной части площади – в границах Печорского шельфа – гидродинамическая активность вод также значительно слабее. Область распространения песков здесь обычно соответствует глубине моря 40–50 м.

На значительной части шельфа мощность голоценовых отложений не превышает 1 м, в этом случае с использованием сейсмоакустического профилирования их картирование невозможно. Однако на некоторых участках мощность осадков составляет более 5 м. Часто эти участки приурочены к при-

брежной зоне или близлежащим к береговой линии котловинам. Так, заметные по площади поля голоценовых отложений распространены в прибрежной зоне о. Колгуев, Печорской низменности и Печорской губе, а также котловинах прол. Карские Ворота и Южно-Новоземельском желобе.

Голоценовые отложения мелководного шельфа представлены в основном песками мелкозернистыми и пылеватыми, с примесью алеврита и пелита, желтовато-серого цвета. На относительно меньших глубинах моря мелкозернистые пески замещаются среднезернистыми. В лагунах и губах Печорской низменности в составе голоценовых отложений часто преобладают супеси, реже – суглинистые илы.

Мощность мелководных голоценовых отложений, вскрытых инженерно-геологическими скважинами в границах Печорского шельфа, на отдельных участках изредка достигает 7 м.

Наиболее представительный разрез голоценовых отложений изучен вблизи восточного побережья о. Колгуев [289]. Здесь инженерно-геологической скв. 104 в интервале 0–26,3 м вскрыты:

– 26,3–15,6 м. Супесь темно-серая с линзами и прослоями черной супеси (за счет органического материала) с ракушечным детритом и целыми раковинами моллюсков.

– 15,6–0 м. Пески темно-серые с линзами и прослоями черного заиленного песка с ракушечным детритом.

По результатам микрофаунистического анализа, выполненного О. Г. Окуневой, в супесчаной пачке отмечается разнообразие видового состава фораминифер. Доминантами являются эльфииды, букцеллы, дискорбисы. Разнообразию и количеству более тепловодных бореальных видов увеличивается вниз по разрезу, достигая максимума в интервале 23–23,7 м. Отобранные с глубины 23 м на абсолютный возраст раковины пеллеципод дали датировку 5440 ± 130 лет.

Значительная часть фораминифер верхней песчаной пачки несет следы переотложения, скелеты обохрены и обломаны. Вверх по разрезу количество микрофауны уменьшается. Причем в верхней части пачки отмечены только известковые формы и лишь в подошве появляются агглютинированные. О. Г. Окунева делает вывод, что наличие песчаных форм, дискорбисов, солин связано с мелководностью бассейна осадконакопления, почти полное отсутствие кассидулин при наличии песчаных форм свидетельствует об относительной его пресноводности.

Минеральный состав песков полевошпат-кварцевый с небольшой примесью слюд и глауконита. Среди тяжелых минералов, общее содержание которых составляет от 0,7 до 15,7 %, преобладают ильменит, магнетит, лейкоксен.

Площадь распространения современных отложений глубоководного шельфа более ограничена по сравнению с мелководным. Участки, на которых их мощность позволяет использовать для картирования сейсмоакустический метод, расположены в границах желобов и котловин. На большей части глубоководного шельфа мощность голоценовых отложений не превышает 1 м. При этом их мощность отчетливо контролируется морфоструктурной при-

надлежностью участка распространения. Применявшимися методами прободобора голоценовые отложения вскрыты на глубину до 4 м.

Глубоководные современные отложения представлены в основном глинистыми и суглинистыми илами серыми с коричневатым или зеленоватым оттенком. Часто илы насыщены гидротроилитом, который придает осадку темный до черного цвет. Влажность осадков составляет от 80 % и более, плотность 1,48–1,6 г/см³. Изредка встречается грубообломочный материал, представленный галькой и гравием, их петрографический состав в большой мере зависит от питающей провинции.

Аллювиально-морские отложения (amН) наиболее широко развиты в дельтовой части рек Море-Ю, Печора, Нерута и других крупных водотоков материка, а также о. Колгуев. Представлены супесями, суглинками, песками мощностью 0,5–1,0, реже 5 м. На акватории осадки этого генезиса закартированы в южной кутовой части Печорской губы, где в настоящее время на геохимическом барьере «река-море» происходит лавинное осадконакопление [118] в аллювиально-морских условиях за счет стока вод р. Печора. Осадки представлены в основном мелкозернистым песком желтовато-серого цвета с примесью алеврита, пелита и многочисленной щепы дресины.

Болотные образования (рН) развиты на низких морских террасах и лайдах материка, а также арх. Новая Земля и о. Колгуев. Представлены торфами, преимущественно осоково-мохово-пушицевого состава, средне- и плохоразложившимися, бурого и коричневого цвета. Мощность их – 0,5–1,5 м, иногда достигает 2–2,5 м.

Ледниковые образования (gН) карового типа ледников отмечены в низкогорье Новой Земли. Это небольшой мощности (до 3–5 м) моренные и водно-ледниковые образования: валуны, галечники, глыбы со щебнисто-песчаным заполнителем.

Аллювиальные отложения (aН) развиты по долинам всех рек и ручьев района и представлены преимущественно осадками низкой (0,5 м) и высокой (1,5 м) пойм. Первая надпойменная (высотой 3 м) терраса прослеживается фрагментарно. В зависимости от характера размываемого субстрата и глубины эрозии пойм первая надпойменная терраса сложена либо песками, легкими супесями и суглинками (реки Печора, Нерута и др.), либо более грубыми фациями песков с гравием и дресвой, галечниками с валунами, реже с супесью и суглинками (на Новой Земле и о. Вайгач). Мощность их – от 0,5–1,5 до 3–6 м.

ЛИТОЛОГИЯ СОВРЕМЕННЫХ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

В основу литологической карты положены результаты гранулометрического и минералогического анализов, выполненных МАГЭ, ВНИИОкеангеология, АМИГЭ, ММБИ и другими организациями. Также использованы литологические карты, составленные в разные годы предыдущими исследователями [276, 279, 300, 53].

Для характеристики осадков и донно-каменного материала привлекались описания из полевых журналов.

Основные факторы седиментогенеза

Акваториальная часть листа R-39,40 относится к южной, наиболее мелководной Баренцево-Карской шельфовой области и в основном расположена в Баренцевом море. Лишь восточная ее окраина принадлежит к Карскому морю, которое соединяется с Баренцевым проливами Карские Ворота и Югорский Шар.

Распределение современных донных отложений контролируется различными факторами, важнейшими из которых являются рельеф дна, гидродинамический режим бассейна, речной сток, береговая и донная абразия.

Характеристика донного рельефа приводится в гл. «Геоморфология». Здесь следует отметить, что в мелководной южной части акватории широко развиты микроформы рельефа: подводные банки, отмели, косы, песчаные островки, бары, пересыпи, которые под воздействием придонных течений и приливно-отливных явлений часто меняют свое местоположение и очертания, что влияет на перераспределение осадков.

Гидродинамический режим бассейна складывается из постоянных, приливно-отливных, дрейфовых, сгонно-нагонных течений и волнения. Как и в других морях северного полушария, в Баренцевом море существует общее циклоническое движение вод против часовой стрелки.

С запада на акваторию входят ветви Мурманского течения, которое является ответвлением мощного и устойчивого теплого Нордкапского течения – северо-восточная, движущаяся к Новой Земле под названием Новоземельская, и восточная – Канинская. Эта ветвь, огибая о. Колгуев с севера и постепенно охлаждаясь, следует к прол. Карские Ворота. Южные струи Канинского течения у мыса Канин Нос также двигаются на восток вдоль побережья материка, где они смешиваются с потоками из Чешской губы и Печорским

течением, и через проливы Карские Ворота и Югорский Шар уходят в Карское море. Скорость постоянных течений составляет 5–15 см/с.

Кроме разветвленной системы теплого Нордкапского течения, в акватории ясно выражены и холодные потоки. Из Арктического бассейна попадают поверхностные полярные воды. Через прол. Карские Ворота поступает холодное течение Литке. В Карском море постоянные течения образуют отчетливый циклонический круговорот.

Явление прилива в акватории, как и во всем Баренцевом море, вызывается главным образом атлантической приливной волной. Скорости приливных течений, как правило, превышают скорости постоянных, особенно в поверхностном слое, где они у о. Колгуев и у Карских Ворот достигают 150 см/с. Такие высокие скорости приливо-отливных и других течений способствуют перемещению по дну крупных обломков, вплоть до галек размером 10 мм. В секторе Карского моря приливные уровни невелики – 0,5–0,8 м [70].

Баренцево море характеризуется частыми и сильными штормами, вызывающими сильное волнение, режим которого зависит от скорости и направления ветра, глубины моря, характера берегов и ряда других причин. Волновая деятельность на мелководье и особенно в прибрежной волноприбойной зоне способствует взмучиванию осадков и перераспределению всех размерных фракций, включая и мелкие валуны.

В Карском секторе штормовое волнение, как правило, летом составляет 1–3 балла, а зимой волны гасятся ледовым покровом.

Основными источниками для формирования донных отложений региона являются материалы речного стока, продукты донной и береговой абразии, органические остатки. Состав и количество поступающего в осадок материала зависят от геологического строения и вещественного состава областей питания, расстояния до продуцирующих источников, развития органической жизни. Транспортирующими агентами являются морские и сточные речные течения, волноприбойная деятельность.

Самой крупной рекой, несущей свои воды в изученную акваторию, является Печора. Она ежегодно выносит в акваторию 4673 тыс. т продуктов речного стока [85, 27]. В дельте р. Печора оседает около 2000 тыс. т. Кроме того, эта река выносит 12 400 тыс. т/год растворенных веществ [102].

Реки и ручьи Южного острова Новой Земли небольшие, имеют ледниковое питание и зимой промерзают, т. е. объем речных выносов из них весьма невелик.

Абразия берегов и дна играют существенную роль при поступлении терригенного материала в акваторию. Материковые берега до прол. Югорский Шар и берега о. Колгуев большей частью невысокие, сложены в основном песчаными и песчано-глинистыми отложениями, редко – коренными дочетвертичными породами и активно подвергаются размыву. Средняя скорость отступания интенсивно абрадируемых берегов в Тимано-Печорском районе составляет 1,5 м/год [186]. Еще больше скорость отступания термоабразионных берегов на севере Колгуева, где она составляет в среднем 10 м/год [102]. В то же время на западных берегах Южного острова Новой Земли и о. Вайгач, сложенных устойчивыми к разрушению коренными породами, роль абразии малозаметна. Здесь большое значение приобретают гравитаци-

онные перемещения грубообломочных продуктов, образующихся при морозном выветривании скал.

Сложнее оценить объем материала, поступающего в акваторию при размыве дна. По данным О. В. Суздальского [188], скорость абразии эоплейстоцен-неоплейстоценовых донных отложений в районе Печорского мелководья достигает 2–5 см/год.

Гранулометрический анализ донных осадков

Гранулометрический состав является наиболее информативным признаком осадка, служит достаточно надежным индикатором условий осадконакопления.

Схемы распределения гранулометрических фракций в осадке позволяют наглядно проследить распространение по акватории отдельных фракций и выявить закономерности их накопления.

Содержание *гравийной фракции* в осадках на большей части акватории – менее 1 %, в виде примеси (5–10 %) присутствует в различных типах осадков. На небольших участках размыва доплейстоценовых пород дна содержание гравия в осадке составляет 20–45 %. Лишь у скалистого северо-западного берега о. Вайгач содержание гравия в осадке достигает 82 %.

На схеме распределения *песчаной фракции* отчетливо видно, что максимальные концентрации (более 50 %) занимают большую часть поверхности дна на Печороморской ступени и на Колгуевском поднятии.

Глубоководные участки Южно-Новоземельского желоба и карского сектора акватории характеризуются низкими содержаниями песчаной фракции (менее 10 %).

Распределение *алевритовой фракции* слабо дифференцировано. Южный участок характеризуется относительно однородным распределением алевритовой фракции –10–50 %. Лишь на небольших участках на различных геоморфологических элементах рельефа содержание алеврита превышает 75 %.

Высокие концентрации *пелитовой фракции* в основном сосредоточены в карском секторе изученной акватории, где содержание пелита превышает 85 %, в прибрежных частях пелит практически отсутствует. На обширных выровненных площадях баренцевоморского сектора пелит практически отсутствует.

Для характеристики гранулометрического состава морских осадков применялась системная десятичная метрическая классификация ВНИИОкеангеология, в соответствии с которой на литологической карте поверхности морского дна выделены осадки четырех гранулометрических типов: моногранулярные, бигранулярные, тригранулярные и полигранулярные [133].

Моногранулярные (однородные) осадки, сложенные на 75 % и более одной доминирующей фракцией (29 % площади акватории), представлены галькой, гравием, песками, алевритами и пелитами. Среди моногранулярных осадков выделяются *моногранулярные чистые*, где содержание господствующей фракции составляет более 85 % (21 % площади акватории).

Моногранулярные галечные отложения (Г) зафиксированы только в одном районе: они слагают неширокую полосу вдоль западного бе-

рега п-ова Гусиная Земля, ограниченную изобатой 40 м. Формирование галечных отложений на данном участке связано с разрушением береговых коренных пород и размывом коренных пород дна. В качестве примеси (до 6–8 %) часто присутствуют валуны, щебень, иногда ракуша. Галечники в основном хорошо сортированы.

Моногранулярные гравийные осадки (Гр) связаны с районами весьма интенсивной гидродинамической активности (волноприбойные зоны и области сильных подводных течений), где выносятся практически все более мелкие фракции. В прол. Карские Ворота у скалистого северо-западного берега о. Вайгач между губой Долгая и мысом Большой Болванский Нос закартировано поле гравийных отложений, занимающее широкую подводную террасу на глубинах от уреза воды до 40 м. Гравий, с одной стороны, является продуктом разрушения коренных пород острова, а с другой, – образуется при размыве подводных скал, в большом количестве существующих на дне, т. е. имеет эдафогенное происхождение. Содержание гравийной фракции – 80–82 %, в качестве примеси присутствует крупнозернистый песок (16 %).

Моногранулярные песчаные осадки (Пр) закартированы на обширнейших площадях (около 30 % акватории) и связаны главным образом с положительными формами донного рельефа, развитыми в акватории. Пески занимают большую часть поверхности дна на Печороморской ступени и на Колгуевском поднятии.

Среди моногранулярных песков резко преобладают мелко- и среднезернистые. При этом степень сортировки осадка настолько высока, что в большинстве случаев эти пески представлены чистыми разностями, в которых содержание доминирующей фракции превышает 85 %. Моногранулярные крупные пески встречаются редко. Из примесей присутствуют алевроиты (до 11–15 %), редко пелиты (до 11 %), иногда гравий (максимально 4–5 %).

Пески, развитые в центральных частях акваторий, формируются главным образом за счет выноса пелитовых и алевроитовых фракций в зоны более низких энергий при размыве и перемыве верхнечетвертичных и других отложений постоянными придонными течениями и волнением. Поэтому нельзя однозначно говорить о батиметрическом контроле при распределении песков по площади дна акватории, так как глубины, на которых встречаются песчаные отложения, варьируют от 0 до 120 м.

Кроме того, пески развиты в большинстве заливов Южного острова Новой Земли и прибрежных зонах материковых губ (Печорской, Паханческой, Хайпудырской), где они образуются за счет поступления песчаных частиц при размыве берегов и в составе твердого речного стока за счет сортировки их в волновом поле. Это подтверждается увеличением крупности зерен по направлению к берегу.

Вдоль западного берега Южного острова арх. Новая Земля они отмечены в губах Черная, Саханиха, прол. Костин Шар и тянутся прерывистой полосой от мыса Южный Гусиный Нос до мыса Кусов Нос. Глубина распространения песчаных осадков составляет в основном 0–20 м, изредка опускаясь до изобаты 40 м. Иногда пески хорошо отсортированы, переходят в чистые разности,

а содержание песчаной фракции доходит до 80 %. Из примесей отмечены алевроит, пелит, гравий.

В Карском море в границах листа R-39,40 песчаные осадки отсутствуют. Моногранулярные алевроиты (А) имеют крайне ограниченное распространение в изученном бассейне. Они отмечаются в виде редких мелких пятен разнообразной формы практически на всех геоморфологических элементах рельефа и в сумме занимают не более 3–3,5 % площади дна. По латерали быстро сменяются песчано-алевритовыми осадками. Формирование гранулометрического состава алевроитов определяется приуроченностью их к локальным структурам и особенностями гидродинамики этого района [276].

На склонах Южно-Новоземельского желоба моногранулярные чистые алевроиты расположены в целом параллельно изобатам на глубинах от 80–100 м. Гипсометрически выше их обычно залегает алевроитовый песок или песчаный алевроит, а глубже – большей частью пелитовые алевроиты. Содержание алевроитовой фракции в пробах составляет 88–95 %, из примесей присутствуют пелит (5–12 %) и песок (5–10 %). Сортировка осадков хорошая. В алевроитах Южно-Новоземельского желоба изредка отмечался гравий, обаянный, вероятно, своим присутствием ледовому разному.

Кроме того, моногранулярные алевроитовые осадки изредка отмечаются на положительных формах рельефа дна Печороморской ступени, а также в Печорской губе. Глубины развития алевроитовых осадков здесь зависят от глубин расположения самих морфологических форм. На более мелководной Печороморской ступени моногранулярные чистые алевроитовые осадки отсутствуют, а содержание алевроитовой фракции не превышает 82 %. Из примесей можно отметить песок (до 16 %), пелит (до 13 %). Здесь алевроитовые осадки соседствуют с моногранулярными и алевроитовыми песками и гораздо менее заметна связь конфигурации полей алевроитов с расположением изобат.

Небольшое поле моногранулярных алевроитовых осадков отмечено в Печорской губе на глубинах 5–10 м, и, очевидно, связано с локальными гидродинамическими условиями и микрорельефом дна. Содержание алевроитовой фракции 75–77 %, как примесь присутствуют песок и пелит в количествах 10–15 % каждый.

В карском секторе чистые моногранулярные алевроиты занимают небольшую площадь на более пологом восточном склоне Восточно-Новоземельского желоба и расположены вдоль изобат на глубинах 200–220 м среди поля пелитовых алевроитов. Содержание алевроитовой фракции составляет 99 %.

Моногранулярные пелиты (Пл) в баренцевоморском секторе практически не встречаются. Формирование осадков такого рода определяется выпадением из взвеси пелитовых частиц при условии повышенной скорости осадконакопления. Содержание пелитовой фракции в осадке составляет 75–80 %, имеется примесь алевроита (до 20–23 %). Гипсометрически выше пелитов располагаются алевроитовые пелиты. Кроме того, можно отметить незначительное по размерам поле пелитовых осадков в Печорской губе на максимальной для этого района глубине (около 20 м), что объясняется местными гидродинамическими условиями и приуроченностью пелитов к локальному понижению рельефа.

Напротив, в карском секторе акватории пелитовые осадки выполняют значительную часть Восточно-Новоземельского желоба, где расположены на глубинах от 200 до 300 м и более и залегают согласно с конфигурацией изобат. Содержание пелитовой фракции составляет 81–82 %, отмечена примесь алеврита (до 18 %). Подобные осадки развиты также в самом северо-восточном углу сектора на Западно-Карской ступени, но уже на значительно меньших глубинах – 140 м и менее.

Бигранулярные (переходные) осадки сложены преобладающей (от 50 до 75 %) и дополняющей (25–50 %) группами фракций.

Гравийные галечники (ГрГ) приурочены к глубинам 50–55 м, содержание гальки в пробах составляет 60–61 %, гравия – 35–38 %. В сумме бигранулярными осадками занято 50 % площади акватории.

На плато Моллера отмечено поле гравийных галечников, которое протягивается вдоль берега п-ова Гусиная Земля и уходит на север за пределы листа. Эти осадки окаймляют поле моногранулярных галечников и располагаются на глубинах от 0 до 80 м. Источниками терригенного материала служат как породы, слагающие западный берег п-ова Гусиная Земля, так и размываемые дочетвертичные образования на дне моря. Отложения такого типа образуются в зонах чрезвычайно активного действия гидродинамических сил, где скорость динамической переработки обломочного материала превышает интенсивность его привноса, что способствует удалению из осадка практически всех мелкообломочных фракций. Здесь тоже отмечается примесь ракуши в количествах 10–15 %. В целом крупнообломочные моногранулярные и бигранулярные разности занимают менее 2 % площади дна акватории.

Такое же незначительное развитие имеют песчано-гравийные осадки (ПГр), которые отмечаются у северного побережья о. Колгуев на глубинах от 0 до 20–25 м и связаны с разрушением берегов. По латерали они переходят в пески. Содержание гравия – 70–73 %, примесь песка – не более 30 %. Биогенный материал присутствует в количестве 3–5 %.

Песчаные разновидности бигранулярных осадков представлены гравийными, алевритовыми и пелитовыми песками.

Гравийные пески (ГрП) встречаются в виде мелких локальных пятен неправильных или вытянутых вдоль изобат очертаний. Иногда эти осадки связаны с размываемыми доплейстоценовыми породами дна. Содержание песка в осадке составляет 55–72 %, гравия – 20–45 %. Отмечается примесь гальки (до 10 %) и алеврита (до 15 %). У о. Вайгач гравийные пески развиты на западном прибрежном склоне от уреза воды до 55–60 м в зоне влияния приливно-отливных и постоянных течений. Содержание песчаной фракции – 55–60 %, гравийной – 28–30 %. Иногда с гравийными песками связано присутствие карбонатного материала (до 10 %). Гравийные пески фациально переходят в моногранулярные и алевритовые пески. В акватории Карского моря, принадлежащей к изученному листу, гравийные пески не встречены.

Алевритовые пески (АП) широко развиты в баренцевоморском секторе. Обширные их поля имеют форму неправильных пятен либо расположены параллельно изобатам, в основном гипсометрически ниже площадей моногранулярных песков. С увеличением глубины или по латерали алевритовые пески переходят в песчаные алевриты и миктиты.

На выровненных поверхностях плато Моллера алевритовые пески залегают на отметках от 120 до 160 м. Содержание песчаной фракции в осадке изменяется от 52 до 67 %, алевритовой – от 27 до 48 %. Как примесь отмечены пелит (до 16 %) и гравий (до 3 %). Примерно аналогичный состав имеют алевритовые пески, развитые на восточном склоне Южно-Новоземельского желоба на глубинах 70–120 м.

Самые крупные поля алевритовых песков, имеющие различные размеры и сложные очертания в зависимости от конфигурации изобат, закартированы на Печороморской ступени. Здесь отчетливо соблюдается батиметрическая зональность, когда выше алевритовых песков располагаются моногранулярные пески, а глубже – песчаные алевриты. Содержание песчаной фракции изменяется от 52 до 75 %, алеврита – от 25 до 44 %, отмечается примесь пелита (около 10 %) и значительное количество гравия (до 17 %).

Кроме того, алевритовые пески развиты практически во всех губах материковой суши (Паханческой, Хайпудырской, Печорской), где они занимают в основном центральные части, глубже зоны вдольбереговых песков, а расположение их обусловлено микрорельефом дна и местными гидродинамическими условиями.

Пелитовые пески (ПлП) практически не развиты. Малозаметные их пятна присутствуют на глубинах 30–90 м среди песчаных алевритов на поверхности Печороморской ступени и иногда, вероятно, связаны с размываемыми выходами доплейстоценовых пород. Состав осадков (%) песок 60–72, пелит – 20–25, присутствует гравий в количестве 9–10.

Алевритовые разновидности бигранулярных осадков широко распространены в Баренцевом море, представлены песчаными и пелитовыми алевритами.

Песчаные алевриты (ПА) занимают около 20 % площади дна и главным образом развиты на выровненных поверхностях плато Моллера и Печороморской ступени. Ореолы песчаных алевритов размещены довольно хаотично, часто имеют весьма прихотливые очертания, не всегда связанные с конфигурацией изобат, что объясняется местными гидродинамическими условиями. Фациально переходят в алевритовые пески и алевритовые миктиты. Глубина нахождения полей песчаных алевритов изменяется в основном от 60 до 120 м. Однако в южной части Печороморской ступени песчаные алевриты встречаются на глубинах, ограниченных изобатой 40 м, а в районе Варандея отмечены непосредственно у берега. Содержание алевритовой фракции в осадке изменяется от 50 до 72 %, песчаной – от 22 до 44 %. Как примесь отмечаются пелит (до 15 %) и гравий, причем с уменьшением глубины залегания песчаных алевритов количество гравия увеличивается и на юге Печороморской ступени достигает 10–15 %.

Песчаные алевриты распространены и на других формах рельефа в виде немногочисленных пятен. Их очертания на склонах привершинных частей желобов более строго повторяют конфигурацию изобат и связаны с глубинами, не превышающими 140 м. Кроме того, песчаные алевриты развиты в центре Печорской и Хайпудырской губ, хотя иногда начинаются непосредственно у берега (устье р. Хыльчуо). В карском секторе эти осадки отмечены лишь

на южном склоне Восточно-Новоземельского желоба на глубине 120–160 м, гипсометрически выше пелитовых алевритов.

Основные области развития пелитовых алевритов (ПЛА) – это крупные отрицательные формы рельефа дна: склоны Южно-Новоземельского в баренцевоморском секторе и Восточно-Новоземельского в карском секторе. Осадки развиты на глубинах от 120 до 210 м. При этом обширные поля пелитовых алевритов, подчиняясь батиметрической зональности, отчетливо повторяют конфигурацию изобат, располагаются гипсометрически ниже песчаных алевритов или миктитов, а с увеличением глубины переходят в алевритовые пелиты. Содержание алевритовой фракции в этих осадках – 52–75 %, пелитовой – 20–45 %, отмечается примесь песка (до 8–10 %).

Следует отметить, что пелитовые алевриты широко развиты на значительно меньших глубинах, в основном 40–80 м, на поверхности Печороморской ступени, где иногда приурочены к локальным понижениям в рельефе, а иногда, напротив – к повышениям дна, и связаны в этом случае с размывом подстилающих плейстоценовых отложений. По латерали чаще переходят в алевритовые пески и миктиты, а с заметным увеличением глубины – в алевритовые пелиты. Однако, иногда пелитовые алевриты осаждаются в островных и материковых губах и заливах непосредственно у берега в затишных местах с низкой степенью гидродинамической активности, как, например, в западной половине губы Белушья (Новая Земля), Печорской и Паханческой губах (Большеземельская тундра). Тогда в пелитовых алевритах часто увеличивается содержание песчаной фракции, достигающее 23–25 %.

Из бигранулярных разновидностей пелитовых осадков представлены песчаные пелиты и алевритовые пелиты.

Песчаные пелиты (ППл) имеют крайне ограниченное распространение и, вероятно, связаны с размывом подстилающих пород. Осадки содержат 30–35 % песчаной фракции и 55–60 % пелитовой.

Алевритовые пелиты (АПл) широко развиты на акватории. Они связаны с самыми глубокими районами моря: подножиями склонов и днищами Южно-Новоземельского и Восточно-Новоземельского желобов. Как правило, распределение алевритовых пелитов подчиняется батиметрической зональности: крупные поля их повторяют конфигурацию изобат и расположены между пелитовыми алевритами и моногранулярными пелитами. Максимальная глубина распространения алевритовых пелитов достигает 280–290 м. Осадки содержат 52–74 % пелитовой фракции и 22–47 % алевритовой. На Западно-Карской ступени алевритовые пелиты присутствуют на меньшей глубине, которая не превышает 120–140 м, а гранулометрический состав осадка примерно аналогичен вышеприведенному.

Небольшие удлиненные ореолы алевритовых пелитов закартированы также в западной половине Печороморской ступени, где они встречаются в наиболее углубленных локальных впадинах рельефа на глубинах от 50 до 100 м среди полей пелитовых алевритов. Эти осадки содержат примерно равное количество пелитовой (50–52 %) и алевритовой (43–46 %) фракций.

Тригранулярные осадки (миктиты), состоящие из трех фракционных групп, и *полигранулярные (полимиктиты)*, сложенные четверьями и более фракциями, относятся к смешанным осадкам и занимают 22 % площади дна.

Они содержат взаимодополняющие размерные группы фракций в количестве от 25 до 50 % каждой фракции, сопутствующие – от 10 до 25 %.

На карте выделяются следующие разновидности миктитов: песчано-гравийно-галечные (ПГрГ), галечно-песчано-гравийные (ГПГр), галечно-гравийно-песчаные (ГГрП), гравийно-алеврито-песчаные (ГрАП), пелито-алеврито-песчаные (ПлАП), алеврито-пелито-песчаные (АПлП), пелито-песчано-алевритовые (ПлПА), песчано-пелито-алевритовые (ППлА), песчано-алеврито-пелитовые (ПАПл). Они выполняют значительные по площади пространства между районами распространения осадков переходного типа, связаны с ними и между собой фаціальными переходами.

Миктиты и полимиктиты, в состав которых входят в заметном количестве крупнообломочные фракции (галька и гравий), развиты в районах активной гидродинамической деятельности, главным образом – в прибрежных зонах, (вокруг берегов Южного острова Новой Земли, у о. Вайгач, вокруг о. Долгий). Они также встречаются отдельными ореолами на возвышенных участках других морфологических форм рельефа, где, возможно, связаны с абрадируемыми выходами коренных пород на морском дне, например, на северо-западе Южно-Новоземельского желоба. Из прочих разновидностей миктитов, указанных на литологической карте, наиболее часто и во всех районах встречаются пелито-песчано-алевритовые. На Печороморской ступени развиты пелито-алеврито-песчаные миктиты. В целом можно отметить, что миктиты чаще всего распространены на склонах ступеней и плато, как переходные осадки между песчаными и пелитовыми алевритами. Глубины их встречаемости изменяются в широких пределах: от уреза воды в прибрежной зоне до 160–180 м на склонах желобов. В районах преимущественного развития моногранулярных чистых песков миктитов практически нет. В целом формирование гранулометрических особенностей миктитов определяется локальным сочетанием трех факторов: гидродинамическим режимом, рельефом дна и расстоянием до источника обломочного материала. Степень участия этих факторов отражается в преобладании тех или иных фракций. Сортировка осадков плохая или отсутствует.

Крупнообломочные включения встречаются в незначительных количествах практически во всех типах осадков, развитых на акватории, что, вероятно, связано с ледовым разносом.

Характеристика минерального состава донных отложений

Минеральный состав поверхностных донных отложений, естественно, зависит от петрографического состава пород областей сноса. Выход тяжелой фракции изменяется от 0,5 до 8,5 %, лишь в отдельных пробах (01-03, 00-24) превышает 10 % (рис. 7). Максимальные количества тяжелой фракции отмечены в песках. Низкий выход тяжелой фракции (менее 1,0–1,2 %) связан с пелитовыми осадками наиболее глубоких районов изученной акватории. Основными минералами тяжелой фракции являются черные рудные, группа эпидота-цоизита, гранаты, амфиболы, титановые минералы и др. В осадках акватории отмечены заметные содержания циркона. На литологической карте оконтурены ореолы повышенных концентраций гранатов, титансодержащих

минералов и циркона, причем за граничные приняты следующие содержания (кг/м³): для граната – 3, титансодержащих – 3, циркона – 2, а также отмечены участки, где в пробах обнаружены единичные зерна ортита и монацита.

Ниже приведена характеристика основных минералов тяжелой фракции.

Моноклинный пироксен присутствует повсеместно, но в небольшом количестве, в виде угловатых, угловато-окатанных зерен, иногда широкопластинчатых буроватых или бледно-зеленых (в единичных знаках).

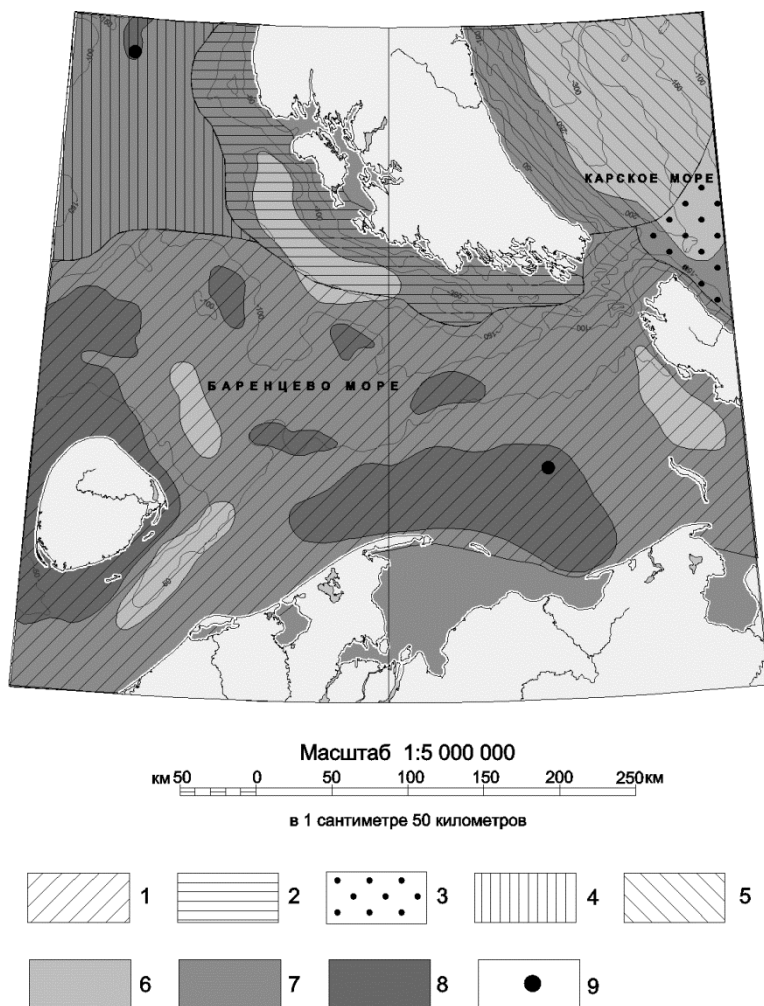


Рис. 7. Характеристика минерального состава поверхностных осадков.

(Автор – М. С. Радченко).

1–5 – минеральные ассоциации тяжелой фракции современных отложений: 1 – амфибол-гранат-эпидот-чернорудная с цирконом, 2 – гранат-чернорудно-амфибол-эпидотовая, 3 – чернорудно-амфибол-эпидотовая с гранатом и цирконом, 4 – чернорудно-гранат-эпидот-амфиболовая с цирконом, 5 – эпидот-чернорудная с гранатом и цирконом; 6–9 – содержание тяжелой фракции: 6 – менее 1%, 7 – 1–5%, 8 – 5–10%, 9 – пробы с содержанием тяжелой фракции более 10%.

Роговая обманка присутствует во всех пробах в виде угловатых, угловато-окатанных, реже призматических зерен, окрашенных в зеленые тона разной интенсивности.

Эпидот-цоизит присутствует повсеместно во всех пробах в виде угловатых и угловато-окатанных зерен, реже неокатанный (пробы 00-65; 17-02; 19-02).

Гранат присутствует повсеместно во всех пробах в виде угловатых зерен, бесцветных, желтоватых, розоватых, иногда в виде ромбододекаэдров (пробы 00-42; 14-05; 09-04; 01-02), в основном отдельные зерна содержат рудные вроски (проба 01-01) и игольчатые вроски рутилов и других минералов, а также газово-жидкие включения округлой и овальной формы (проба 01-03). Рудные вроски в отдельных зернах концентрируются в центральной части зерен.

Циркон присутствует повсеместно в виде призматических полуокатанных, окатанных зерен бесцветных, розовых с редкими газово-жидкими включениями округлой и овальной формы (проба 14-05). Встречаются также зерна неокатанные с остатками граней и свежие мелкие кристаллы (пробы 00-72; 00-27; 0-30; 17-01; 04-03).

Щелочной амфибол присутствует в единичных знаках и очень редко в виде призматических зерен плеохроирующих в фиолетово-голубых тонах, удлинение положительное. Относится к глаукофану.

Апатит присутствует в виде призматических угловатых и округлых зерен, нередко замутненных мельчайшими рудными включениями.

Сфен присутствует в виде угловатых, уплощенных бесцветных зерен, с массой рудных включений в центральной части зерен. Иногда отмечаются игольчатые включения.

Анаказ – сильно выветрелые обломки призматических кристаллов, трещиноватые.

Пирит присутствует в виде единичных микроконкреций с бугорчатой поверхностью или в виде агрегатов, состоящих из тех же микроконкреций, и крайне редко в виде угловатых, окисленных зерен.

Черные рудные окатанные обломки с металлическим блеском; окатанные обломки с гидроокислами по поверхности; редко угловатые обломки неокатанные. Представлены ильменитом, частично магнетитом и совершенно округлыми черными шариками, возможно, метеорного происхождения (проба 01-03).

Анализ распределения основных минералов тяжелой фракции позволил выделить три минеральные ассоциации в баренцевоморском секторе и два в карском (рис. 7) по акцессорным минералам современных отложений:

– амфибол-гранат-эпидот-чернорудная ассоциация с цирконом расположена в границах Печорского мелководья;

– гранат-чернорудно-амфибол-эпидотовая ассоциация с титанистыми минералами расположена на прибрежном мелководье западного берега Южного острова Новой Земли;

– чернорудно-гранат-эпидот-амфиболовая ассоциация с цирконом занимает северо-западную часть баренцевоморского сектора акватории;

- эпидот-чернорудная ассоциация с гранатами и цирконом выделена для осадков северной части карского сектора изученного региона;
- чернорудно-амфиболо-эпидотовая ассоциация с гранатами и цирконом выделена для осадков южной части карского сектора акватории.

Ближайшими областями сноса для формирования минеральных ассоциаций являются:

- нижнемеловые породы материковой суши
- острова Новой Земли (породы карбона, перми, силура, девона);
- о. Вайгач (каменноугольные, силурийские и ордовикские терригенные и терригенно-карбонатные породы);
- о. Колгуев.

Также терригенный материал для формирования минеральных ассоциаций поступает за счет абразии морского дна мелководий и размыва подстилающих отложений.

Генетическая характеристика донных отложений

Среди донных отложений изученной акватории листов выделены следующие генетические типы: терригенный, палимпсестово-терригенный, эдафогенно-терригенный, гравитационный.

Терригенные отложения наиболее широко развиты и занимают около 93 % площади дна. Основными источниками обломочного материала являются продукты береговой и донной абразии и твердый сток рек. При этом значительная часть терригенных частиц первоначально оседает в губах, заливах или вблизи берегов. Баренцево море относится к числу акваторий с весьма активным гидродинамическим режимом. Это способствует перемыву и перераспределению частиц осадка до соответствующего им энергетического уровня. При этом происходит активное вымывание частиц алевритовой и пелитовой размерности и перемещение их в восточные районы акватории, благодаря чему практически вся западная и южная части площади листа покрыты песчаными осадками с высочайшей степенью сортировки. Содержание средней или мелкой подфракции песка в осадках может достигать 97–98 %. Вынос тонких пелитовых частиц, вероятно, осуществляется в Карское море. Поэтому можно считать гидродинамическую обстановку одним из главных факторов седиментогенеза в акватории.

Батиметрическая зональность хорошо выражена при распределении гранулометрических фракций в глубоких районах моря, в крупных отрицательных формах донного рельефа. На положительных формах распределение осадков более хаотично. В изученной акватории неясно выражена и циркумконтинентальная зональность, т. к. осадки практически всех фракционных размерностей могут существовать непосредственно в прибрежных областях, а зоны с различными литологическими типами иногда расположены почти перпендикулярно береговой линии.

Палимпсестово-терригенные отложения развиты на участках отсутствия голоценовых отложений или их незначительной мощности (менее 0,2 м) и формируются при размыве неоплейстоценовых отложений. Представлены различными литологическими типами осадков от бигрануляр-

ных до миктитов и, как правило, плохо отсортированы. Характерной особенностью их минерального состава является часто повышенное, по сравнению с терригенными, количество амфиболов, гранатов. Возрастает процентное содержание черных рудных минералов. Районы развития палимпсестово-терригенных отложений отмечены на поверхностях морского дна Печороморской ступени, а также вблизи Тиманского берега и вокруг о. Колгуев. Эти отложения образуются главным образом у абразионных берегов и на участках, приуроченных к сводовым частям неотектонических возвышенностей [59, 254].

В Карском секторе палимпсестово-терригенные образования выделены у верхней бровки крутого западного борта Восточно-Новоземельского желоба.

Эдафогенно-терригенные отложения представляют собой продукты размыва доплейстоценовых пород [59, 254], а механизм их образования в целом схож с таковым для палимпсестово-терригенных осадков. Эти отложения развиты вокруг островов Новая Земля, Колгуев, Вайгач, Долгий, т. е. в пределах сильно расчлененной поверхности подводных гряд, вытянутых вдоль береговой линии и сложенных кристаллическими породами. Вместе с палимпсестово-терригенными отложениями занимают не более 3–5 % площади дна.

Гравитационные отложения в баренцевоморском секторе выделены предположительно по материалам подводного фотографирования и донного опробования у абразионных берегов мыса Саханин (о. Новая Земля) и мыса Шадровский (о. Междушарский). В карском секторе эти отложения предположительно развиты на крутом западном склоне Восточно-Новоземельского желоба на глубинах 200–240 м и на склоне локальной возвышенности в пределах Западно-Карской ступени [276].

МАГМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Магматические образования листов R-39,40, представлены комплексами трех возрастных уровней – раннекембрийского(?), позднедевонского и позднепермско-раннетриасового. Их внедрение фиксирует главные рубежи в геологической истории этой части Вайгачско-Новоземельского региона. Кроме того, только на схеме корреляции показан мезозойский баренцевский комплекс долеритов и габбродолеритов, распространенный на шельфе Баренцева моря и выделяющийся по сейсмическим данным, а также вскрытый двумя скважинами за пределами листов.

Раннекембрийские(?) магматические комплексы

Магматические образования доордовикского (условно кембрийского) возраста представлены двумя интрузивными базитовыми комплексами – русановским и тоинтинским, распространенными соответственно на крайнем юге Новой Земли и севере о. Вайгач.

Русановский (мета)габбродолеритовый комплекс ($v\beta\epsilon_1?rs$), известный с 1950-х годов [39], впервые был выделен в качестве самостоятельного подразделения и датирован поздним протерозоем в 1974 г. [221]. Он образует компактный ареал и распространен на полуостровах Русанова, Пиритовый, о. Олений и в районе горы Рейнеке.

Комплекс представлен силлами мощностью от 1–5 до 30 м при протяженности 0,5–6 км, лакколитами и дайками долеритов, габбродолеритов и метагаббро мощностью до первых метров и протяженностью первые километры. Чаще дайки приурочены к расколам северо-западного простирания, реже ориентированы субмеридионально. Тела комплекса прорывают отложения никольской и русановской серий. Зонки ороговикования на контакте с вмещающими верхнепротерозойско-нижнекембрийскими песчано-сланцевыми породами имеют мощность до нескольких сантиметров.

Межпластовые тела по внутреннему строению подразделяются на недифференцированные и слабодифференцированные. Первые сложены (мета)долеритами и микродолеритами; характеризуются достаточно однородным строением. В дифференцированных силлах наблюдаются переходы от меланократовых (мета)габбродолеритов в подошве интрузивов к более лейкократовым кварц-содержащим и кварцевым (мета)долеритам в их кровле. Им свойственна зональность в направлении от эндоконтакта к центральным ча-

стям, выраженная сменой мелкокристаллических (мета)долеритов (мета)габбродолеритами и (мета)габбро. Примером такого тела является силл на севере п-ова Русанова.

Петрографический состав комплекса не отличается разнообразием. Он представлен в той или иной степени зеленокаменноизмененными долеритами (до пикродолеритов), габбродолеритами до габбро (редко), кварц-содержащими и кварцевыми долеритами, микродолеритами, а также изредка микродолеритовыми порфиритами. Наиболее характерной петрографической особенностью комплекса является наличие габброидов с кварц-полевошпатовым агрегатом и кварцем.

Породы комплекса подверглись региональному метаморфизму зеленосланцевой стадии, что выразилось в деанортитизации (нередко до альбита) плагиоклаза, амфиболитизации клинопироксена, широком развитии хлорита, эпидота, карбоната, кварца и лейкоксена. Постмагматические изменения проявлены образованием кварцевых, кварц-карбонатных, гематитовых и хризотил-асбестовых жил и прожилков мощностью от 2–5 см до первых метров при протяженности от 1 до 20 м.

По петрогеохимическим особенностям образования комплекса являются производными толеитовой магмы. Им свойственна низкая глиноземистость и калиево-натриевый–натриевый тип щелочности. Выделяются насыщенные и ненасыщенные кремнеземом, бедные щелочами разновидности. В сумме щелочей натрия всегда резко превалирует над калием ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} \approx 6$). Состав первичного расплава был близок к толеитовому [293, 197, 98].

Наиболее древние датировки, полученные К-Аг методом, 588 ± 8 и 495 ± 8 млн лет [234], а наиболее молодые – от 445 до 408 млн лет [293]. Формирование русановского комплекса следует связывать скорее всего с поздними этапами байкальского (тиманского) тектогенеза и датировать его в свете приведенных выше данных по стратиграфии пород фундамента юга Новой Земли условно ранним кембрием.

С габбродолеритами комплекса пространственно и генетически ассоциируют медно-никелевая минерализация [221, 40] в виде мелкой рассеянной вкрапленности сульфидов, кое-где тонкие жилки хризотил-асбеста и иногда гематит.

Тоинтинский интрузивный комплекс долеритов и габбродолеритов ($v\beta\epsilon_1?t$) близок по составу, возрасту и особенностям строения к русановскому комплексу. Разлит на севере о. Вайгач, в районе губы Долгая, где прорывает породы нижнекембрийской(?) ясарусалинской свиты. К-Аг возраст – от 510 до 531 млн лет. Ранее комплекс датировался вендским временем; в свете новых данных, по аналогии с русановским комплексом, условно датируется раннекембрийским возрастом.

Позднедевонские базальт-долеритовые комплексы

Магматические образования этого возраста представлены на Новой Земле костиншарским, а на о. Вайгач вайгачским базитовыми комплексами.

Костиншарский базальт-долеритовый комплекс ($v\beta, v\sigma D_3k$) наибольшим распространением в границах листа пользуется преимущественно в Ро-

гачёвской подзоне Восточно-Новоземельской СФЗ и получил название по одноименному проливу [221]. В состав комплекса, а точнее *вулcano-плутонической ассоциации*, входят как вулканические породы (базальты и их туфы), так и субвулканические и гипабиссальные интрузивные образования, представленные долеритами, оливиновыми и кварцевыми долеритами, габбродолеритами, пикродолеритами и верлитами. Они наиболее многочисленны в центральной части территории, где участвуют в строении разреза ниже-франской вулканогенно-осадочной рейской свиты, образуя покровы, потоки и жерла базальтов, горизонты пирокластики либо в виде субсогласных тел (силлов), насыщая карбонатно-глинистые отложения ниже-среднедевонской тайнинской свиты и силурийской нехватовской толщи. Кроме того, с вмещающими породами возрастного диапазона от ордовика до низов позднего девона они имеют секущие контакты (дайки долеритов, оливиновых долеритов, реже габбродолеритов). Экзотическими для комплекса являются натриевые риолиты, образующие несколько скальных выходов (по-видимому, небольшие жерловины) среди поля развития покровных базальтов на левобережье зал. Рогачёва.

Породы костиншарского комплекса являются производными существенно толеит-базальтовой магмы; при этом, среди них обособляются породы двух подсерий – толеит-базальт-долеритовой и умереннощелочной верлит-(пикро)базальт-(пикро)долеритовой [198]. По Т. Н. Тимофеевой, эти подсерии являются производными различных по составу базитовых магм и выплавлялись из различных материнских очагов; соответственно предлагается выделять два магматических комплекса – костиншарский и нехватовский. Вместе с тем, средне- и крупномасштабное геологическое картирование показало, что, несмотря на преимущественную обособленность полей толеитового и оливин-базальтового составов, их выходы подчас пространственно совмещены, а вулканиды различного состава принимают участие в строении единых вулканогенно-осадочных разрезов, что не позволяет выделять два различных комплекса (тем более, на карте масштаба 1 : 1 000 000).

Породам *толеит-базальт-долеритовой подсерии* свойственны незначительные вариации в содержании кремнезема (47–51 % при потерях при прокаливании для вулканидов в среднем около 3,5 %), а также возрастание суммарного железа по мере уменьшения MgO и постоянстве CaO, т. е. слабо проявленный феннеровский тренд дифференциации. Изменения содержаний Na₂O и частично K₂O находятся в прямой зависимости от степени альбитизации плагиоклаза.

Производные *верлит-(пикро)базальт-(пикро)долеритовой подсерии* относятся к умеренно дифференцированному типу, включая как мафические, так и ультрамафические члены. Базитам подсерии свойственны дефицит кремнезема (44–47 %), слабо повышенная щелочность натриевого, реже калиево-натриевого типа, умеренная титанистость и боуэнский тренд дифференциации. Для пород обеих подсерий характерны низкие содержания калия, относительно высокие Cr, Ni Rb, низкие Ba, Sr. По этим показателям они приближаются к типу базальтов MORB (срединно-океанических хребтов).

Возраст пород вулканической фации (см. гл. «Стратиграфия») четко устанавливается по находкам брахиопод и кораллов, реже растительных остатков

в отложениях нижнефранской рейской свиты, а также в ниже- и вышележащих слоях. Исходя из соотношения с вмещающими отложениями и комагматичности вулканическим образованиям, можно считать, что интрузии костиншарского комплекса внедрялись в конце среднего–начале позднего девона. Единичные бомбы и слои пирокластики наблюдались в самых верхах живета в бассейне р. Северная Тайная. Изотопные определения возраста пород К-Аг методом по валовому составу (260 ± 18 , 300 ± 15 , 92 ± 6 млн лет) не согласуются с геологическими данными, фиксируя проявления метасоматических процессов в позднем палеозое и мезозое.

Вайгачский габбродолеритовый комплекс ($v\beta D_{3v}$) представлен исключительно интрузивной фацией – дайками долеритов, габбродолеритов, приуроченными к зонам разрывных нарушений среди карбонатных отложений ордовика и силура. В петрохимическом отношении образования вайгачского и костиншарского комплексов близки, являясь производными толеит-базальтовой магмы. Породы вайгачского комплекса отличаются несколько большей калиевоностью ($Na_2O/K_2O < 3-4$).

По соотношению с вмещающими отложениями возраст интрузивов вайгачского комплекса определяется как постсилурийский. Определения возраста калиево-аргоновым методом дают широкий разброс – от 222 ± 11 до 438 млн лет.

В формационном отношении образования костиншарского комплекса, представленные различными фациями, отвечают базальт-долеритовой, а породы вайгачского комплекса – габбродолеритовой формациям.

Позднедевонский базальт-долеритовый магматизм, широко проявленный в западном секторе Российской Арктики (помимо Новой Земли и Вайгача на Пай-Хое и в Канино-Тиманском регионе), одновременно был связан с заключительными фазами элсмирского (свальбардского) орогенеза и с начальными этапами уральской коллизии. Он окончательно ознаменовал новую формационную зональность в Пайхойско-Вайгачско-Новоземельском регионе.

С позднедевонскими базитовыми комплексами Новой Земли и о. Вайгач связаны рудопроявления самородной меди, медистых песчаников и агатов, а также многочисленные гидротермальные проявления медной минерализации кварц-сульфидного типа. В постмагматическую стадию возникла антофилит-асбестовая минерализация.

Позднепермские-раннетриасовые интрузивные образования

Магматические породы этого возраста представлены тремя интрузивными комплексами – рогачёвским и раховским лампрофировыми на Новой Земле и торасовейским сиенит-монзонитовым на о. Вайгач.

Рогачёвский лампрофировый комплекс (χP_3-T_1r) получил название по одноименной реке, в бассейне которой были обнаружены его немногочисленные выходы [53, 252]. Образования комплекса располагаются в замковой части Рогачёвской антиклинали, являющейся структурой более высокого порядка по отношению к Вайгачско-Южноновоземельскому антиклинорию. По морфологическим особенностям выделяются силлы, два некка (трубки взрыва) и дайки. Они слагают овальные либо линейно-вытянутые в северо-

восточном направлении тела, залегающие среди пород раннекаменноугольного возраста. Кое-где тела деформированы совместно с вмещающими отложениями.

Силлы имеют протяженность от 100 до 700 м, а мощность – от 2 до 12 м. Их контакты ровные, согласные; реже – полого секущие. В эндоконтактах наблюдались тонкие (1–3 см) зонки закалки. Ширина зон ороговикования вмещающих пород составляет 2–4 см. В более мощном силле неотчетливо проявлена дифференциация: краевые участки (1–2 м) сложены тонко-мелкокристаллической породой с редкими мелкими вкрапленниками буроватого амфибола, а центральная часть – крупнокристаллическими разностями с многочисленными вкрапленниками измененного биотита размером до 0,5 × 0,6 см.

Поскольку все тела комплекса подверглись интенсивным наложенным процессам (карбонатизации, хлоритизации, развитию вторичного кварца и лейкоксена), то диагностика их первичного минерального и химического состава затруднена. С долей условности можно выделить авгитовые и баркевикитовые камптониты-вогезиты, а также керсантиты-минетты, образующие три разобщенных роя. Керсантиты слагают более южные выходы. Помимо этих пород в состав комплекса включены и пространственно ассоциирующие с ними карбонатизированные магматические брекчии близкого (ультраосновного со щелочным уклоном) состава.

Некки (трубки взрыва) имеют в плане форму неправильного овала и восьмерки размерами соответственно 0,6 × 0,25 и 0,8 × 0,3 км². Овальное тело приурочено к центральной части небольшой антиклинали. Контакты с вмещающими породами не обнажены, однако, судя по форме тела в плане и крутой (80°) ориентировке обломков гиалобазальтов в керне скважины, оно имеет крутые контакты. На глубину это тело прослежено буровыми работами до глубины более 90 м. Породы сильно карбонатизированы, особенно в зоне эндоконтакта.

Некки прорваны дайками интенсивно карбонатизированных лампрофиров мощностью 5–10 м и протяженностью 150–200 м. Дайки характеризуются как зональным, так и однородным строением. Первые обладают массивным сложением в центральных частях и стекловатым – у эндоконтактов. Наблюдаются и миндалекаменные разности, обычно формирующие маломощные дайки однородного строения.

Магматические брекчии, выполняющие некки, имеют гиганто- и крупнообломочное строение. Количество обломков варьирует от 20 до 80 %, а их размер – 3–5 мм – более 7 см. В керне из скважин наблюдалась ориентировка вытянутости обломков в субвертикальном направлении. Среди обломков преобладает черное миндалекаменное стекло, реже наблюдаются порфиоровые (вероятно, с разложенным оливином во вкрапленниках) гиалобазальты. Также присутствуют кремнистые и карбонатные породы, аналогичные породам рогачёвской и милинской свит нижнего карбона. Обломки погружены в кремнисто-хлоритовый, кремнисто-хлоритово-карбонатный либо карбонатный матрикс, иногда с кристаллами зеленоватого полевого шпата.

В целом породы очень сильно изменены; свежих минералов в них не встречено. Характерна интенсивная, вероятно, постмагматическая карбонати-

зация. По данным минералогического анализа проб-протолочек, тяжелая фракция брекчий состоит из карбонатов, барита, сульфидов (пирита) и гидроксидов железа. В единичных знаках присутствуют магнетит, циркон, гранат альмандин-спессартинового ряда, ильменит, фтор-апатит и хром-пикотит.

Химический состав пород рогачёвского комплекса демонстрирует высокие потери при прокаливании (от 10 до 23 %), что связано с сильной карбонатизацией (особенно магматических брекчий). Следствием являются низкие содержания кремнекислоты (26–42 %, максимум 47 %) и пониженные Al_2O_3 при высоких содержаниях извести (в брекчиях содержания CaO достигают 28,8 %). Особенности химического состава определяются высокими количествами P_2O_5 (от 0,27 до 0,83 % при средних значениях 0,52 % в брекчиях; 1,6–1,8 % при средних значениях 1,71 % в дайках и силлах) и TiO_2 (от 1,8 до 5,3 % при средних значениях 2,93 % в брекчиях; от 3,4 до 4,3 % при средних значениях 3,77 % в дайках и силлах), а нередко и щелочей с преобладанием то калия, то натрия. Понятно, что интенсивные вторичные изменения пород и их порфиоровые, нередко крупнопорфиоровые (лампрофиоровые) структуры сильно затрудняют реконструкцию первичного химического состава и формационной принадлежности. Все же, на основании приведенных данных, можно довольно уверенно рассматривать эти образования (прежде всего силлы и дайки) в качестве лампрофиоров щелочного (и умереннощелочного) ультрамафит-мафитового ряда.

Породы, выполняющие неки, по химическому составу близки к породам даек и силлов. Вместе с тем, среди них присутствуют разности, вероятно, представляющие собой производные умереннощелочной базитовой (трахибазальтовой) магмы. Высокие содержания P_2O_5 объясняются обилием апатита, свидетельствуя о насыщенности магмы летучими компонентами. Этим же объясняются и интенсивные постмагматические преобразования пород.

Возраст пород комплекса устанавливается на основании их активных контактов с отложениями нижнего карбона, а также K-Ar датировки магматических брекчий, равной 252 ± 15 млн лет (ИГиГД, г. Ленинград), что близко к границе перми и триаса.

Проявления базитового (траппового) магматизма этого возраста известны южнее, по периферии Тимано-Печорской области, кроме того, в триасовых породах на западе Северного острова Новой Земли на п-ове Адмиралтейства в нижнетриасовых отложениях присутствуют единичные маломощные прослойки туффигов. Поскольку проявления лампрофиорового магматизма обычно свойственны завершающим этапам складчатости, то не исключено более позднее раннемезозойское внедрение этих пород.

Полезных ископаемых, связанных с лампрофирами рогачёвского комплекса, не выявлено. Вместе с тем, по мнению Ю. Д. Шульги [314], определенный интерес могут представлять неки (трубки взрыва). Подобные образования известны на западном склоне Урала. Иногда в них присутствуют высокобарические минералы, в том числе, мелкие единичные алмазы (вендский богатский комплекс Северного Урала, девонский нижнесергинский комплекс Среднего Урала), однако сколько-нибудь существенных их проявлений не обнаружено.

Раховский лампрофировый комплекс (χP_3-T_1rh) образует компактный ареал на п-ове Пиритовый (побережье прол. Карские Ворота), где был впервые выделен в 1980 г. и получил название по одноименной горе [94]. Дайкообразные тела приурочены к разрывам северо-западного простирания и вмещаются отложениями верхнего протерозоя, обнажающимися в ядерной части Вайгачско-Южноновоземельского антиклинория. Они имеют протяженность до 4 км при мощности от 0,2–2 до 10 м. Сотрудниками НПО «Аэрогеология» [234] было закартировано до 30 даек с четкими субвертикальными контактами. Кроме того, в береговых обрывах центральной части южного побережья п-ова Пиритовый было установлено дайкообразное тело эруптивных брекчий с обломками основного–ультраосновного состава размером до 30 см [234]. Контактных изменений обычно визуально не наблюдалось, реже они выражены фенитизацией.

Среди лампрофиров обособляются тонкокристаллические и порфиновые разности. Первые представляют собой интенсивно измененные существенно карбонатные породы. Редкие вкрапленники серпентинизированного и карбонатизированного оливина, биотита и мелилита(?) погружены в хлорит-карбонатный мезостазис с обилием зерен апатита, сфена и сульфидов.

Более широко представлены дайки, сложенные крупно- и гигантопорфиrowыми разностями такситовой текстуры. Им иногда свойственно слабовыраженное зональное строение, проявленное увеличением размеров вкрапленников в направлении к зальбандам. Изредка по простиранию отмечается резкое изменение состава пород: амфиболовые разности сменяются слюдистыми, а затем – титано-магнетитовыми. Минеральный состав и зернистость пород подчас резко меняется и по падению даек.

В целом для пород комплекса характерны вариации минерального и химического состава, порфиrowое строение, а также необычная последовательность выделения минералов из расплава. Вкрапленники (до 10–20 %) имеют достаточно свежий облик, резко контрастирующий с сильно измененной хлоритизированной и карбонатизированной основной массой, содержащей мелкую вкрапленность рудного минерала (титаномагнетита), пластиночки красно-бурой слюды и единичные зерна разложенного анальцима(?).

По составу вкрапленников среди лампрофиров обособляются *амфиболовые, слюдистые и оливиновые разности из группы мончикитов*. В 2004 г. при проведении Международной экспедиции на юге Новой Земли нами были встречены породы с крупными призматическими кристаллами апатита (до 3 см) и мелкой сыпью гранатов альмандиновой группы.

Амфиболовые мончикиты резко преобладают. Амфибол размером по длинной оси до 5 и даже 12–15 см представлен роговой обманкой кальциевой группы, занимающей по составу промежуточное положение между керсутитом и магнезиогастингситом, с включениями клинопироксена и титаномагнетита. Помимо вкрапленников (либо ксенокристов?) амфибола присутствуют порфиrowые выделения клинопироксена (диопсидового авгита) и слюды. Они имеют овально-изометрические и удлиненно-таблитчатые формы; нередко корродированы и оплавлены. Вкрапленники погружены в анальцим-хлорит-карбонатный мезостазис с пластинками красно-коричневой слюды (до 20 %) и неправильными зернами титаномагнетита (до 30 %), сфена и апатита.

На юго-западе п-ова Пиритовый среди амфиболовых мончикитов с шириной выхода до 1,5 м встречены обособления площадью в несколько сот см². Они имеют порфиоровое сложение с овально-изометричными (оплавленными, близкими к шестиугольным) выделениями (ксенокритами) рудного минерала до 5 см в поперечнике. Основная масса сильно изменена и состоит из эпидот-карбонат-хлоритового агрегата с обильной вкрапленностью титаномагнетита и неправильных корродированных пластинок биотита.

Рудный минерал, образующий крупные выделения, был изучен в лаборатории ВСЕГЕИ и диагностирован как анизотропный ильменит с гематитом, присутствующим в виде продукта распада твердых растворов [9].

В *слюдистых мончикитах* вкрапленники биотита имеют таблитчато-лапчатые очертания, достигая по длинной оси нескольких сантиметров. Плеохроизм в зернах биотита выражен отчетливо – от светло-розового до коричневатого и оранжево-красного цветов. Оранжевый цвет слюд обычно объясняют примесью титана в оксидной форме.

Оливиновые мончикиты содержат до 20 % серпентинизированного и карбонатизированного оливина округленно-ромбовидной формы размером 1–2 мм. Основная масса состоит из корродированных пластинок красной слюды и анальцим-хлорит-карбонатного мезостазиса с обилием зерен апатита, сфена и сульфидов.

Пикритоиды, встреченные в развалах 10 × 15 м² среди габбродолеритов русановского комплекса около горы Рахова, отнесены к раховскому комплексу условно. Они представляют собой темно-зеленые мелкокристаллические породы петельчатой и пойкилитовой структуры, состоящие из оливина (65–75 %), амфибола (3–5 %), хлорит-актинолитового мезостазиса (15–20 %), рудного минерала (3–5 %) и апатита (е. з.), а также вторичных минералов – серпентина, хлорита и серицита.

По минеральному и химическому составу лампрофиры юга Новой Земли относятся к щелочному–умереннощелочному ряду фельдшпатоидного семейства и ближе всего стоят к мончикитам. Они характеризуются избытком титана (до 4,5 % TiO₂) и фосфора (0,7–2 % P₂O₅), что объясняется повышенными содержаниями в породах апатита, титаномагнетита, титансодержащих слюд и амфибола. Количество кремнезема составляет 33–36,5 % и 39–45 % для амфиболовых и оливиновых разновидностей соответственно, что является в значительной степени следствием вторичного изменения пород (потери при прокаливании 6–12 %). Сумма щелочных оксидов колеблется от 1 до 3,5 % при содержании Na₂O около 1,5 % и от 0,11 до 2,75 % для амфиболовых и оливиновых мончикитов соответственно.

Возраст пород раховского комплекса определяется активными контактами с отложениями верхов протерозоя–низов кембрия. В. В. Афанасьев отмечает [234] также единственный случай прорывания дайкой биотитовых лампрофиров пород ордовика. На п-ове Пиритовый нами наблюдались секущие контакты дайки амфиболовых мончикитов по отношению к силлу габбродолеритов русановского комплекса.

Ранее выполненные по валовому составу и амфиболам в ИГ Коми ФАН СССР (г. Сыктывкар) К-Аг определения возраста варьируют от 392 ± 27 до 445 ± 22 и 452 ± 8 млн лет. Определения возраста Аг-Аг методом по амфиболу

(Хьюстонский университет, США) дают интегральные значения 360 ± 2 млн лет (т. е. отвечают верхам позднего девона, что почти синхронно времени излияния базитов костиншарского комплекса Новой Земли), хотя отдельные определения широко варьируют, составляя как менее 350, так и более 370 млн лет.

Новые данные цирконометрии методом SHRIMP (ВСЕГЕИ) дают возраст циркона, близкий к рубежу пермь и триас–конкордия по четырем зернам 252 ± 4 млн лет (аналитики А. Падерин и Е. Лепёхина), а одно зерно имеет даже позднемезозойский возраст. На этом основании и по данным В. В. Афанасьева [234] о присутствии этих даек среди ордовикских пород, а также, принимая во внимание наличие в бассейне р. Рогачёва позднепермь-триасовых лампрофиров рогачёвского комплекса, раховский комплекс датируется условно этим же временем.

Торасовейский сиенит-монцититовый комплекс (ξP_3-T_1t) впервые описан М. В. Фишманом и Н. П. Юшкиным [205] и был выделен на листе R-38–40 второго поколения [53, 54]. На восточном берегу губы Лямчина, о. Вайгач к этому комплексу достаточно условно отнесена серия мелких ($0,4 \times 4 \text{ м}^2$) кососекущих линзообразных тел бостонитов бластопорфировой структуры, сложенных на 75–85 % микроклином. Вкрапленники (до 3 %) представлены калиевым полевым шпатом и альбитом. По химическому составу породы близки к сиенитам–щелочным сиенитам, характеризуются несколько пониженным Na_2O и повышенной основностью. Количество K_2O достигает 12 %. По активным контактам с нижнепермскими отложениями на Пай-Хое и К-Аг датировкам от 262 до 224 млн лет [234], время его формирования определяется рубежом перми и триаса. Интересно отметить, что на о. Цветной около п-ова Русанова на крайнем юге Новой Земли (на карте не показаны) среди ордовика в зоне разлома северо-западного простирания, являющегося продолжением разлома на о. Вайгач, к которому тяготеют тела бостонитов торасовейского комплекса, встречены жилки аплитовидных пород с единственной К-Аг датировкой 271 ± 4 млн лет [5]. Скорее всего, это – возраст калишпатизации [98].

Не исключено, что внедрение комплекса следует связывать с начальными–средними стадиями переплавления зрелой «тиманской» континентальной коры в результате (позднегерцинско)-раннекиммерийских орогенических событий.

Мезозойские интрузии

Баренцевский комплекс габбродолеритов (βMZb). Пластовые интрузии баренцевского комплекса габбродолеритов, устанавливаемые по сейсмическим данным в толщах перми и триаса Южно-Баренцевской впадины, условно отнесены к позднеюрско-раннемеловому этапу магматической активизации. Они показаны на схеме корреляции к геологической карте, но на рассматриваемой площади скважинами не вскрыты. Мощность sillов, судя по сейсмозаписям, достигает нескольких десятков метров, а протяженность – нескольких десятков километров.

На смежном к северу листе S-38–40 габбродолериты вскрыты и изучены в скв. Лудловская-1, где они в интервале 288–330 м образуют два силла мощностью 27 и 8 м в терригенных отложениях триаса [92].

Габбродолериты, вскрытые скважинами, представляют собой зеленовато-серые мелкозернистые породы с офитовой, долеритовой и порфиroidной структурами. Они сложены плагиоклазом и моноклинным пироксеном. Количество рудных минералов (магнетита и ильменита) достигает 15 %. В крайних частях силлы сложены миндалекаменными базальтами с интерсертальной, участками вариолитовой, структурами. Миндалины выполнены кальцитом, хлоритом и кварцем. По химическому составу габбродолериты близки к основным породам из скважин на Земле Франца-Иосифа и к дайкам желанинского комплекса, распространенным на северо-западном побережье Северного острова Новой Земли. Вероятно, все эти пластовые интрузии и дайки принадлежат к единому комплексу основных интрузий, вмещаемых верхнепермско-триасовыми толщами осадочного чехла Восточно-Баренцевского мегапрогиба.

Возраст этого комплекса, судя по трем определениям K-Ar методом из керна габбродолеритов скв. Лудловская-1 – 131, 139 и 159 млн лет, – мезозойский (скорее всего, позднемезозойский). Э. В. Шипилов связывает внедрение основных интрузий комплекса с рифтогенным режимом развития Восточно-Баренцевского мегапрогиба в позднеюрское–раннемеловое время [216].

В свете современных представлений эти проявления магматизма основного состава скорее всего представляют собой части позднемезозойской магматической провинции «больших объемов» (HALIP), возникшей в результате плюмовой активности, ознаменовавшей начальный этап кардинальной структурной перестройки в Арктике, который непосредственно предшествовал формированию современного облика Евразийского океанического бассейна.

ТЕКТОНИКА

Площадь листов включает фрагменты Баренцевской, Тимано-Печорской и Западно-Сибирской плит, разделенные отрезком Пайхойско-Новоземельского раннекиммерийского складчатого пояса. Термин «плита» следует понимать в его классическом варианте, как «часть древней платформы, покрытая осадочным чехлом».

Баренцевская и Тимано-Печорской плиты рассматриваются как структурные элементы Западно-Арктической (Печоро-Баренцево-Карской) платформы. Признаками сходства в строении Баренцевской и Тимано-Печорской платформенных областей является распространение палеозойско-мезозойского осадочного чехла, который испытал воздействие коллизионного стресса со стороны Пайхойско-Новоземельского пояса. Южную половину изученной области занимает Тимано-Печорская плита с верхнепротерозойским, байкальским складчатым фундаментом [120, 192]. Примыкающая к ней Баренцевская плита сформировалась на гетерогенном основании, в состав которого входят как блоки гренвиллского (на северо-востоке) фундамента [148], так и байкальского (в пределах пограничного с Тимано-Печорской плитой флексурно-сбросового пояса). В центральной части Южно-Баренцевской синеклизы фундамент подвергся глубокой переработке.

С северо-востока Тимано-Печорскую и Баренцевскую плиты ограничивает Пайхойско-Новоземельский коллизионный пояс и Предуральско-Пайхойский краевой прогиб. Складчатые структуры Пайхойско-Новоземельского пояса в Карском море перекрыты мезозойско-кайнозойским осадочным чехлом Западно-Сибирской плиты.

Глубинное строение земной коры

В настоящем разделе учтены результаты предыдущих исследований [53], но акцент сделан на новые данные, полученные за прошедшие 10 лет.

Регион отличается многоэтапной геодинамической историей. Здесь сопрягаются литосферные блоки с фундаментом, сформированным в готскую (гренвиллскую?) и байкальскую эпохи складчатости, осложненным раннекиммерийским тектогенезом [9, 95, 109, 193, 194].

Структура, состав земной коры и геодинамические особенности тектонического развития региона находят выражение в геофизических полях. Результаты их анализа отражены на схеме глубинного строения. Основой для выде-

ления главных элементов и типов земной коры послужили сведения о возрасте консолидации фундамента, структуре, составе и мощности земной коры. Мощность коры показана на схеме глубинного строения в изолиниях поверхности Мохоровичича (М). Изогипсы М построены по данным ГСЗ, МПВ [64, 299, 295], результатам полевых работ МПВ и моделирования, выполненного в ходе составления геофизической основы листов R-39, 40. На схеме показаны также основные тектонические нарушения и интрузии различного состава, предполагаемые по геофизическим данным. Построенная схема не равноценна по своей информативности, поскольку в северной ее части отсутствуют надежные данные о структуре консолидированной коры.

Схема глубинного строения сопровождается схемой изогипс поверхности Конрада (К) и геолого-геофизическими разрезами земной коры. Поверхность К выявлена на глубинах 14–28 км и характеризуется граничными скоростями 6,8–7,2 км/с. Это условная граница, отделяющая верхний – «гранито-гнейсовый» слой коры с резко меняющейся по латерали скоростью от нижнего – «гранулит-базитового», где скорость меняется в более узких пределах. С этой границей часто связаны нижние кромки магнитоактивных тел, а иногда серия отражающих площадок.

Геолого-геофизические разрезы построены по результатам сейсмограммагнитного моделирования вдоль профиля каркасной сети KS0914 и геотраверза AP-3, на которых выполнены комплексные геофизические исследования [295, 299]. Моделирование показало, что верхняя кора Тимано-Печорской плиты неоднородна по плотности и намагниченности. Выделяемые по петрофизическим параметрам линейные блоки, ширина которых сопоставима или несколько превышает мощность коры, изостатически не уравновешены. Следствием этого являются остаточные тектонические напряжения, которые могут проявляться в виде деформаций и в осадочном чехле. Напротив, для более разогретой и пластичной коры Баренцевской и Западно-Сибирской плит наблюдается изостатическая компенсация, нарушающаяся только в переходных зонах между плитами.

Мощность консолидированной коры в пределах плит изменяется от 14 км до 42 км. Наибольшее ее утонение и соответственно увеличенные значения теплового потока свойственны для рифтовых систем Восточно-Баренцевского мегапрогиба (до 114 мВт/м²) [207] и Южно-Карской впадины (более 70–75 мВт/м²), тогда как в бортовых ее зонах теплотопоки снижаются до 50–60 мВт/м² [194]. Тимано-Печорская плита характеризуется утолщенной корой и пониженным тепловым полем (менее 60 мВт/м²).

Осадочный чехол плит, в основании которого выделяются рифтогенные прогибы, характеризуется большой мощностью, достигающей 20 км. Строение осадочного чехла представлено в виде карт изогипс, построенных по региональным сейсмическим горизонтам: В(J₃), Ia(C₃–P₁), III_d (D₃f₁), A(PZ) и VI (V–Є?).

Подошва осадочного чехла прослеживается не везде уверенно. На Тимано-Печорской плите это связано с существованием в основании фанерозойского чехла промежуточного складчатого комплекса, который разные исследователи относят либо к чехлу, либо к фундаменту. Этот доордовикский (V–Є?) комплекс развит в восточной части плиты. Подошва осадочного чехла про-

слеживается уверенно только там, где отложения фанерозоя залегают на более древних блоках, впаянных в рифейский фундамент [194]. На Баренцевской плите в центральных частях глубоких впадин фундамент не прослеживается из-за высокой степени метаморфизма пород. Для Западно-Сибирской плиты, представленной Приновоземельской моноклиной, за подошву осадочного чехла принята поверхность складчатого домезозойского комплекса пород (сейсмический горизонт А), выходящих на поверхность на островах Новая Земля и Вайгач. Некоторые исследователи полагают, что в основании фанерозойского чехла залегает океаническая кора байкальского возраста [306, 194]. По другим данным, основанным на корреляции магнитных аномалий со шкалой инверсии магнитного поля, в пределах Западно-Сибирской плиты предполагается развитие океанической коры (Обского палеоокеана) раннепермского–позднетриасового возраста, продолжающегося в пределы Карского моря [8]. Однако результаты бурения сверхглубокой скв. СГ-6, вскрывшей в центральной части предполагаемого океана на глубине 7,3 км верхнепермские трапповые образования [38], ставят под сомнение существование здесь коры океанического типа.

Баренцевская плита на площади листов представлена фрагментами трех разнородных блоков земной коры.

Южно-Баренцевский блок отчетливо выделяется положительной гравитационной аномалией и зоной градиентов, фиксирующей положение высокоамплитудного (4–5 км) глубинного сброса. Блок характеризуется утоненной корой (менее 35 км) и соответственно мощным осадочным чехлом. Гетерогенный раздробленный фундамент, представленный реликтами структур байкальской и готской (гренвиллской?) консолидации [148, 82], прослеживается неуверенно. Мощность верхней коры резко сокращена, и, возможно, местами осадки залегают на нижней коре, которая, по мнению некоторых исследователей, представляет собой древнюю (540–580 млн лет) океаническую кору [203, 212]. По другим данным, основанным на выделении и идентификации линейных аномалий магнитного поля, ее возраст соответствует девону – 390–360 млн лет [9].

Куренцовский блок по фундаменту представлен ступенчатым погружением байкальских структур Тимано-Печорской плиты в Южно-Баренцевскую впадину. Блок выражен минимумом силы тяжести и резкой сменой структуры гравитационного поля. Судя по смещению осей магнитных аномалий, в пределах блока разломы имеют сбросо-сдвиговую кинематику (листрические сбросы). Крупный линейный максимум магнитного поля, приуроченный к Печоро-Колвинскому авлакогену на Тимано-Печорской плите, прослеживается в Южно-Баренцевскую впадину, вероятно, свидетельствуя о тектонической активизации Куренцовского блока в девонское время, при заложении впадины.

Гуриноземельский блок представляет собой сложно построенную ступень, которая располагается вдоль фронтальной зоны Новоземельских надвиговых дислокаций [53]. Блок ярко выражен отрицательной аномалией силы тяжести меридионального простирания, дискордантной по отношению к структуре аномального поля Тимано-Печорской плиты и Куренцовского блока. Отрицательная аномалия прослеживается на акватории вдоль Новой Земли, захваты-

вая ее западную часть в местах, где, по данным геологической съемки, отмечены выходы пород северосульменевского мигматит-плагиогранитового и якорнинского зеленокаменноизмененного комплексов с изотопными датировками 1300 ± 90 млн лет и 1490 ± 100 , 1550 ± 80 млн лет соответственно [98]. По-видимому, гравитационный минимум, прослеживаемый на акваторию, отражает отрицательную избыточную плотность глубоко погруженного (12–15 км) блока гранитогнейсового фундамента, залегающего среди более плотных карбонатно-терригенных пород нижнего палеозоя. Возраст этого блока следует считать досреднерифейским–готским (гренвиллским?) [148, 82]. Древний массив служил ограничением (индентером) для перемещения на восток структур Новоземельского коллизионного пояса [148]. Следует отметить, что в 2008 г. во ВСЕГЕИ на установке SHRIMP были выполнены определения возраста цирконов из амфиболитов якорнинского комплекса [302]. По $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ и $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст составил 712 и 733 (747) млн лет соответственно. Эти данные также хорошо согласуются с определениями ВСЕГЕИ возраста гранитов северо-сульменевского комплекса – 739 ± 30 млн лет, что свидетельствует о позднерифейском возрасте пород.

Тимано-Печорская плита характеризуется двухъярусным строением фундамента: внизу – кристаллический архей-раннепротерозойский, сверху – складчатый позднепротерозойский [43, 34, 22, 63, 64, 9, 109]. Земная кора Тимано-Печорской плиты разделяется Припечорским глубинным разломом на Тиманский и Большеземельский мегаблоки, которые отличаются характером геофизических полей, составом осадочных и вулканогенно-метаморфических формаций рифейских пород [20, 68] и сформировались в различных геодинамических обстановках. В пределы рассматриваемых листов попадает в основном северо-восточная часть Большеземельского мегаблока. По условиям формирования комплексы фундамента этого мегаблока соответствуют эвгеосинклинальной зоне байкалид (обстановка активных окраин, островных дуг) [53, 109]. В структуре фундамента чередуются, образуя «клавишную систему», линейные валлообразные и горстовидные поднятия с разделяющими их глубокими рифтогенными прогибами. Перед фронтальным надвигом Пайхой-Новоземельского орогена в фундаменте плиты прослеживается краевой прогиб – система глубоких (до 13 км) впадин, разделенных перемычками. Впадины заполнены преимущественно верхнепермско-триасовой толщей осадков.

Характер аномалий потенциальных полей в целом отражает структуру фундамента: прогибам, как правило, соответствуют линейные положительные аномалии магнитного поля и отрицательные – гравитационного; на поднятиях знак аномалий изменяется на противоположный. Расчеты показывают, что верхние кромки магнитоактивных тел приурочены в основном к поверхности фундамента. Характерно, что многие линейные северо-западного простирания аномалии магнитного и гравитационного полей конгруэнтны, но смещены относительно друг друга, что наводит на мысль о сдвиговых деформациях в верхней коре. Линейные аномалии магнитного поля кроме основного (северо-западного), часто имеют северо-восточное и субширотное простирание, что, вероятно, свидетельствует о наложенном характере и многофазности магматизма.

Оценить величину сдвиговой составляющей можно по смещению осей линейных гравитационных максимумов относительно апикальных частей поднятий фундамента. Оценки показывают, что наибольшее смещение (40–45 км) наблюдается относительно центральной части Вайгачско-Южноновоземельского антиклинория. На северо-востоке Печорского моря смещение составляет 30–35 км, уменьшаясь к западу до 10–15 км вблизи о. Колгуев. Таким образом, в юго-западном направлении наблюдается затухание горизонтальных деформаций. Можно полагать, что значительные тектонические подвижки в восточной части Тимано-Печорской плиты происходили и после формирования байкальского фундамента либо в аномалиях гравитационного поля выделяются жесткие блоки добайкальского основания.

По Колвинскому глубинному разлому Большеземельский мегаблок делится на два блока: Западный и Восточный, отличающиеся строением и петрофизическими характеристиками коры. Мощность земной коры в пределах Западного блока изменяется от 37 до 43 км, а скорости Р-волн в кровле фундамента – 5,9–6,0 км/с [181]. Для Восточного блока эти параметры составляют 32–40 км и 6,2–6,3 км/с соответственно. Кроме того, здесь фиксируется увеличенная мощность осадочного чехла (до 12–13 км).

Как было отмечено в записке к предыдущему изданию [53], шельфовая часть Тимано-Печорской плиты смещена вдоль зоны северо-восточных разломов и по некоторым тектоническим признакам отличается от сухопутной ее части. Этот вывод подкрепляется новыми данными: граница Конрада в Печороморской части располагается глубже, чем на суше, что, видимо, обусловлено общим погружением фундамента плиты в северном направлении и увеличением мощности осадочного чехла.

Пайхойско-Новоземельский ороген сформирован в раннекиммерийскую эпоху и представляет собой складчато-надвиговую коллизионную систему [24, 96, 143]. Возраст фундамента о. Южный арх. Новая Земля и о. Вайгач позднепротерозойско-кембрийский-байкальский [98, 143]. Складчатые комплексы байкальского фундамента (RF_3 – C_1 ?) выходят на поверхность на о. Вайгач и юге о. Новая Земля в ядре Вайгачско-Южноновоземельского антиклинория. Граница М под орогеном прослежена на глубине около 41 км, и по результатам моделирования может погружаться до 44 км. Граница К залегает на глубине 25–26 км. Характер аномального гравитационного и магнитного полей свидетельствует о том, что породы, слагающие ороген, слабомагнитны, но обладают повышенной плотностью. Магматические образования, за исключением малочисленных даек, практически отсутствуют [143]. По данным сейсморазведки, раннекиммерийские структуры прослеживаются на востоке под мезозойско-кайнозойским чехлом Западно-Сибирской плиты.

Западно-Сибирская плита представлена в северо-восточной части листа только Приновоземельским блоком. Граница с Пайхойско-Новоземельским орогеном проходит по Байдарацкому глубинному разлому. Это жесткий блок карельской консолидации, затронутый герцинским и раннекиммерийским тектогенезом [53, 194].

По результатам работ МПВ-ГСЗ на опорном профиле 3-АР [299], глубина поверхности Мохо изменяется от 40 км в пределах Пайхойско-Новоземельского орогена до 36 км в Южно-Карской синеклизе. Внутрикоровая гра-

ница с $V_r = 6,7-7,0$ км/с, отнесенная к гранулит-базитовой части земной коры (граница К), на Приновоземельской моноклинали и в юго-западной части Южно-Карской синеклизы прослежена на глубине 26–28 км. Мощность гранулит-базитового слоя здесь составляет 10–12 км.

Поверхность кристаллического фундамента (граница F_1) с граничной скоростью 6,3–6,6 км/с в пределах Западно-Карской региональной ступени и Южно-Карской синеклизы залегает на глубине от 18 до 22 км. Граница F_1 , обусловленная байкальским комплексом складчатых рифейских и вендских флишеидных кремнисто-глинистых и граувакко-псаммитовых формаций с вулканогенными образованиями, прослежена в пределах Западно-Карской региональной ступени на глубинах 8–12 км. Согласно этим данным, в пределах Южно-Карской части Западно-Сибирской плиты непрерывным слоем распространен байкальский комплекс значительной мощности: до 10–12 км в пределах Западно-Карской ступени и 6–8 км в Южно-Карской синеклизе. Его поверхность формирует систему поднятий и прогибов с амплитудой 1–5 км [299].

Структурные этажи фундамента и осадочного чехла

В разрезе осадочного чехла и фундамента в границах листов R-39,40 выделяются три структурных этажа: рифейско-раннекембрийский (байкальский), ордовикско-триасовый (каледоно-герцинско-раннекембрийский) и юрско-кайнозойский. Границами их являются региональные структурные несогласия.

Рифейско-раннекембрийский (байкальский) структурный этаж представлен в выходах на поверхности в осевой части Вайгачско-Южноновоземельского антиклинория преимущественно вулканогенно-терригенными складчатыми образованиями позднего рифея – раннего кембрия. Доордовикский комплекс юга Новой Земли и Вайгача сформировался в обстановке задуговых окраинных бассейнов с последующей коллизией в позднем венде – раннем кембрии (флишеидный СВК – вулканогенно-терригенно-кремнистые формации).

Ордовикско-триасовый (каледоно-герцинско-раннекембрийский) структурный этаж (в пределах Пайхойско-Новоземельской складчатой системы) сложен дислоцированными ордовикско-триасовыми образованиями, отвечающими последовательно сменявшим друг друга геодинамическим обстановкам. Это обстановки пассивной континентальной окраины (шельфовые – карбонатно-терригенные и карбонатные формации ордовика – среднего карбона); окраинно-континентального (внутриплитного) рифтогенеза (континентального склона и подножия – вулканогенно-карбонатно-глинистые и карбонатно-кремнисто-глинистые среднего девона – ранней перми; стадии заполнения рифтогенных трогов – флишеидные глинисто-алевритовые формации ранней – поздней перми и параллельные пестроцветные формации поздней перми – раннего триаса).

Комплексы коллизионных обстановок (нижняя морская терригенная моласса ранней перми и верхняя континентальная угленосно-терригенная

моласса ранней–поздней перми, терригенная континентальная моласса триаса) распространены в Предуральско-Пайхойском краевом прогибе.

В платформенных областях этот структурный этаж представлен отложениями каледонского цикла: терригенными и карбонатными формациями кембрия(?), ордовика, силура и нижнего девона (локхова), которые составляют нижний ярус. Формации герцинского и раннекиммерийского цикла образуют верхний ярус, в котором выделяются следующие комплексы: эмско-среднедевонский, франско-турнейский, визейско-нижнеартинский, верхнеартинско-верхнепермский, триасовый.

Юрско-кайнозойский структурный этаж Баренцевской, Тимано-Печорской и Западно-Сибирской плит сложен горизонтально залегающими юрскими, меловыми и кайнозойскими образованиями. Юрско-кайнозойский плитный чехол образуют морские, прибрежно-морские и континентальные СВК, сформированные в обстановках внутриконтинентальных бассейнов и прибрежного шельфа (алевроито-песчано-глинистые формации).

Баренцевская плита

В изученной части Баренцевская плита представлена фрагментом Восточно-Баренцевского трога – областью рифтогенной деструкции земной коры с палеозойско-триасовыми терригенно-вулканогенными формациями повышенной мощности. Этому фрагменту рифтовой системы отвечает Южно-Баренцевский блок земной коры (I–1). Рифтогенный прогиб окружен ступенями пограничных флексурно-сбросовых поясов – зонами сопряжения с окружающими его тектоническими структурами. На юге такой зоной сопряжения с Тимано-Печорской плитой выступает Мурманско-Куренцовский блок (I–2), а на востоке, в области сочленения с Пайхойско-Новоземельской складчатой системой – Гусиноземельский блок земной коры (I–3). Строение блоков консолидированной коры рассмотрено выше.

В осадочном чехле Баренцевской плиты выделены надпорядковые структуры: Предновоземельская структурная область, представленная Гусиноземельской региональной ступенью и Южно-Баренцевская синеклиза. Синеклиза объединяет Мурманско-Куренцовскую моноклинал, отвечающую одноименному блоку основания, и Андреевско-Бритвинскую региональную ступень, которая сформировалась в краевой части Южно-Баренцевского блока.

Южно-Баренцевская синеклиза (выделяется в структуре юрско-кайнозойского этажа, в нижнем этаже чехла ее уместнее называть впадиной) представляет собой замыкание Восточно-Баренцевской рифтовой системы. Южно-Баренцевская впадина образовалась в пограничной зоне Тимано-Печорской эпибайкальской и Баренцевской (Свальбардской) плиты с гренвиллским фундаментом. На древнюю структуру Свальбардской плиты накладываются более поздние тектонические процессы, связанные с развитием Восточно-Баренцевского трога и складчато-надвиговой киммерийской системы Пайхойско-Новоземельского пояса.

Мощность осадочного чехла в Южно-Баренцевской синеклизе достигает 16–18 км. Большая часть отложений приходится здесь на пермско-мезозой-

ские толщи – до 12–13 км, а из них 7–9 км составляют пермско-триасовые терригенные отложения. В осевой части синеклизы предполагается существенное увеличение мощности девонских терригенно-вулканогенных отложений.

Пермско-триасовый комплекс осадочного чехла в пределах Восточно-Баренцевского трога насыщен магматическими образованиями основного состава. На сейсмических разрезах они выражены «аномальными» отражающими горизонтами, часто секущими напластования. Внедрение этих интрузий связывается с юрско-меловым тектономагматическим этапом [216].

Юрско-меловые отложения завершают разрез надрифтовой синеклизы и слагают самостоятельный структурный этаж осадочного чехла. На обрамлении Южно-Баренцевской синеклизы юрские отложения залегают на триасовых с перерывом. По кровле юрских отложений в пределах синеклизы выделяется два пояса ступеней, амфитеатром окружающих Арктическую депрессию. Внешнему поясу соответствует Мурманско-Куренцовская моноклинали, а к внутреннему относится Андреевско-Бритвинская региональная ступень.

В структуре осадочного чехла Мурманско-Куренцовской моноклинали исчезают валообразные зоны Печорской синеклизы. Кровля нижнепермских карбонатных отложений погружается на север-северо-запад от 4,5–5,5 км до 7–8 км. Эта флексурно-разломная зона, как показывает нарастание мощностей девона с юга на север, при относительно устойчивых мощностях вышележащих каменноугольных отложений, могла возникнуть или возродиться в качестве пограничного элемента в конце каледонского цикла и, возможно, угаснуть на рубеже девона и карбона, в свальбардскую тектоническую фазу. По сейсмическим данным, над этой зоной происходит увеличение мощностей перми и триаса. Это свидетельствует о существенной активизации зоны в киммерийскую эпоху тектогенеза [24]. Моноклинали осложнена Куренцовским локальным поднятием.

Предновоземельская структурная область протягивается вдоль фронта Западно-Новоземельской зоны надвигово-взбросовых дислокаций. Входящая в ее состав Гусиноземельская ступень рассматривается как глубоко залегающий (10–14 км) жесткий массив гренвиллского фундамента, служивший ограничением (упором) для формировавшегося на востоке коллизионного пояса [148]. Вышележащий разрез включает отложения от нижнего палеозоя до нижнего мела. Деформации доюрской толщи обусловлены взбросо-надвиговыми перемещениями на запад чешуй Пайхойско-Новоземельского пояса. В отличие от южной, Печорской части, структуры форланда здесь менее напряженные.

Локальные поднятия выражены по кровле каменноугольного–нижнепермского карбонатного комплекса, осложнены сдвигами и взбросами. Юрско-меловые комплексы несогласно залегают на глубоко эродированных отложениях триаса. Это свидетельствует о завершении здесь основных фаз раннекиммерийских деформаций в доюрское время.

Тимано-Печорская плита

Тимано-Печорская плита как структурный элемент Западно-Арктической платформы развивалась в непосредственной взаимосвязи со складчато-надвиговыми сооружениями Урала и Пай-Хоя–Новой Земли. Граница Тимано-Печорской плиты и Предуральско-Пайхойского краевого прогиба на листе проводится по Вашуткина-Талотинскому надвигу. Поскольку дальше к северо-западу прогиб замыкается, Русановская складчато-надвиговая зона включена в состав Тимано-Печорской плиты как структура ее форланда, деформированная под воздействием раннекиммерийской складчатости.

На юго-западе граница Тимано-Печорской плиты проводится по глубинному Западно-Тиманскому шву, по которому байкальские комплексы ее основания надвинуты на карельский фундамент Восточно-Европейской платформы [192]. Северным ограничением плиты служит Мурманско-Куренцовская (Печоро-Баренцевская) флексурно-сбросовая зона [170].

Шельфовая часть Тимано-Печорской плиты обособлена. Серия сбросо-сдвигов, смещающая ее к западу, прослеживается от района Хайпудырской губы в направлении Канинской гряды, по данным сейсморазведки, а также по смещению и ветвлению осей магнитных аномалий и осевых зон складок в осадочном чехле.

Структуры фундамента

В отмеченных границах (на тектонической схеме) Тиманский мегаблок представлен крайне незначительной частью Канино-Северотиманского блока (II-1). Большеземельский мегаблок состоит из Печоро-Колвинского блока (II-2), которому соответствуют такие структуры чехла, как Малоземельско-Колгуевская моноклираль, Денисовский прогиб, Колвинский мегавал; Хорейверского блока (II-3), Варандейско-Гуляевского блока (II-4), включающего Варандей-Адзьвинскую и Гуляевско-Долгинскую структурные зоны чехла и Русановского блока (II-5).

Рифейский комплекс Тиманского мегаблока представлен дислоцированными осадочными толщами. Его кровлю характеризуют значения скоростей 5,8–6,0 км/с.

В фундаменте Большеземельского мегаблока развиты «эвгеосинклинальные» магматические образования, вероятно, чередующиеся с блоками кристаллических массивов высоких ступеней метаморфизма. Об этом свидетельствуют вариации скоростей от 6,2–6,3 до 6,4 км/с и более и плотностей – от 2,82–2,9 до 2,96–3,1 г/см³ [148].

Тиманский мегаблок. Восточная граница «миогосинклинальной» зоны (Канино-Северотиманского блока) проводится по Припечорскому глубинному разлому. Основной слабоотрицательный фон магнитного поля Канино-Северотиманского блока отражает распространение осадочно-метаморфических рифейских пород, метаморфизованных в фации зеленых сланцев, частично эпидот-амфиболитовой [53].

Большеземельский мегаблок. По особенностям физических полей, формационному составу рифейских толщ, дислоцированности платформенных об-

разований в «эвгеосинклинальной» зоне выделяются четыре крупных блока, перечисленных выше. «Геосинклинальный» комплекс байкалид представлен прежде всего зеленокаменными вулканогенными образованиями от базальтов до липаритов, вмещающие интрузии среднего, основного и ультраосновного составов. К орогенному комплексу относятся туфогенно-обломочные образования полимиктового состава, ассоциирующиеся с кислыми вулканитами.

Печоро-Колвинский блок (II-2). Этот сложный блок – основание одноименного авлакогена – занимает западную половину «эвгеосинклинальной» зоны, располагаясь между Припечорской и Колвинской системами глубинных разломов. В целом блок выделен как область повышенной проницаемости земной коры с широким распространением базитовых формаций [148].

В границах Печоро-Колвинского блока по особенностям разломно-блоковой структуры фундамента и характеру потенциальных полей обособляются три зоны (подчиненных блока). Два крайних блока – западный и восточный – ассоциируются с мобильными зонами, а разделяющий их центральный (Малоземельский) связывается с относительно жестким массивом земной коры.

Западный блок, граничащий с Припечорским разломом, в структуре фундамента выражен системой асимметричных грабенов, замыкающихся на юге. Фундамент в осевой зоне прогиба погружен до глубины 5–6 км.

Восточный (Денисовский) блок ограничен Шапкинским и Колвинским глубинными разломами и представляет собой осевую зону авлакогена, в пределах которой фундамент разбит на серию ступеней и горстов, с глубинами залегания от 4 до 9 км. Зоны глубинных разломов трассируются резкими градиентами и цепочками положительных остаточных магнитных аномалий. Вместе с ограничивающими его глубинными разломами Денисовский блок составляет синклинорную зону байкалид [142].

Малоземельскому блоку соответствует горстообразный выступ с глубинами залегания фундамента от 2,5 до 5 км. Сложный знакопеременный характер аномального гравитационного и магнитного полей в южной части блока свидетельствует о неоднородностях формационного состава фундамента, насыщенности его основными интрузиями.

В целом для Печоро-Колвинского блока глубины залегания поверхности фундамента на шельфе оказываются в среднем на 1,0–1,5 км больше, чем на прилегающей суше и возрастают к северу до 8–10 км. Наиболее характерными элементами в его структуре являются горстообразные зоны северо-западного простиранья, чередующиеся с широкими депрессиями.

Хорейверский блок (II-3) в материковой части соответствует Большеземельскому своду, продолжением которого на шельфе служит выступ фундамента в основании Русской ступени. Его естественными границами являются Колвинская и Варандейская системы глубинных разломов. Знакопеременное линейно-мозаичное аномальное магнитное поле блока отражает сложную систему нарушений северо-западного, северо-восточного и меридионального направлений и, вероятно, распределение ассоциированных с разломами интрузий.

Варандейско-Гуляевский блок (II-4) заключен между Варандейским глубинным разломом и Вашуткина-Талотинским надвигом. Возраст заключительной фазы формирования этого надвига, судя по наличию в его автохтонной части меловых отложений, позднемеловой. Все поднятия и впадины блока совпадают со структурами осадочного чехла Варандей-Адзвинской и Гуляевско-Долгинской структурных зон.

Русановский блок (II-5) включает сложнодислоцированную Русановскую зону. С северо-востока блок ограничивают выходы палеозоя в зоне Западно-Пайхойского надвига. Поверхность фундамента погружается на северо-восток от 6,5–7 до 10–11 км, разбита взбросами на отдельные горсты и грабены.

Сформированный в результате байкальской складчатости верхнепротерозойский комплекс Тимано-Печорской плиты крайне неоднороден и состоит из блоков повышенной жесткости и участков земной коры, предрасположенных к растяжению. Повышенная жесткость свойственна Тиманскому мегаблоку, сформированному на континентальной коре карелид. В Большеземельском мегаблоке свойствами «жесткости» обладали участки с гранитными массивами (Малоземельский, Восточно-Колгуевский участки и Хорейверский блок). К мобильным структурам принадлежат рифты Печоро-Колвинского блока (Западно-Колгуевский, Денисовский) и, по-видимому, восточная область плиты, включающая Варандейско-Гуляевский и Русановский блоки. Зоны повышенной проницаемости байкальского основания с широким распространением базитовых формаций отличались незавершенностью тектогенеза, что и предопределило их повышенную тектоническую активность в постбайкальское время. Унаследованный режим прогибания в раннем палеозое привел к формированию грабенообразных прогибов, а в более поздние стадии тектогенеза – инверсионных мегавалов и валов [148].

Тектоническое районирование осадочного чехла

В рамках карты с запада на восток выделяются крупные (первого порядка) тектонические элементы: Канино-Северотиманский мегавал, Коргинская региональная ступень, Малоземельско-Колгуевская моноклираль, Денисовский прогиб, затем Колвинский мегавал, Хорейверский прогиб, Варандей-Адзвинская структурная зона и надстраивающая ее к северу Гуляевско-Долгинская структурная зона. Все отмеченные элементы, кроме крайних, срезаются Северо-Печорской моноклиалью. Далее к востоку обособляется Русановская надвиговая зона. Выделенные элементы осложнены более мелкими структурами (второго порядка): ступенями, валами, депрессиями.

По верхнему (юрско-кайнозойскому) структурному ярусу все перечисленные тектонические элементы, за исключением Канино-Северотиманского мегавала, объединяются в надпорядковую структуру – Печорскую синеклизу.

Канино-Северотиманский мегавал занимает территорию Северного Тимана и центральную часть п-ова Канин. В сводовой части мегавала выходят рифейские породы фундамента. На территории листа он представлен небольшим участком склона, сложенного палеозойскими (на поверхности – нижнепермскими) отложениями.

Коргинская региональная ступень расположена в шельфовой области Печорской синеклизы к северо-востоку от Канино-Северотиманского мегавала. В пределах площади листа обнажается ее незначительный фрагмент, поэтому структуры второго порядка (участки Нерицкой ступени и Седуяхинского вала) не показаны. Седуяхинский вал и Нерицкая ступень сформировались вдоль Припечорской системы разломов и наследуют сложнодислоцированную зону фундамента. Нарушения, ограничивающие Седуяхинский вал – сквозные крутопадающие взбросы, свидетельствуют об образовании горстообразных блоков в условиях сжимающих напряжений в киммерийскую фазу и обновлении подвижек в поздне- или постмеловое время [53].

Малоземельско-Колгуевская моноклиналль большей своей частью расположена на Печорском шельфе и срезается на севере системой листрических сбросов Северо-Печорской моноклинали. Все горизонты осадочного чехла наклонены на север и северо-восток. Наиболее сложно построены ордовикско-силурийская и нижне- среднедевонско-нижнефранская части разреза, которые наследуют блоковую структуру фундамента. В этом интервале сохраняются унаследованные от поверхности фундамента прогибы, раскрывающиеся в виде структурных заливов в северо-западном направлении. Конседиментационное нарастание мощностей отдельных толщ, заполняющих полуграбены, свидетельствует о возможном проявлении здесь рифтогенеза в среднем и позднем девоне. Разрывные нарушения, ограничивающие блоки, затухают в верхнедевонских отложениях. По кровле нижнепермских карбонатных отложений, залегающих на глубине 1,5–3,5 км, выделяется ряд ступеней: Бугринская, Сенгейская, Удачная и Восточно-Колгуевская структурная зона. Увеличение мощности пермско-триасового терригенного комплекса в северном направлении – от 800 до 2500 м – свидетельствует о наиболее интенсивном погружении и наклоне моноклинали в раннепермское (кунгурское)–триасовое время.

Денисовский прогиб на западе обрамляет инверсионный Шапкина-Юръяхинский вал, а на востоке ограничивает Колвинский мегавал. С валами связаны зоны крупных нарушений (соответственно Шапкинский и Колвинский разломы) различной кинематики. Все эти элементы генетически связаны с обширной системой грабенообразных структур в рельефе поверхности фундамента, известной как Печоро-Колвинский авлакоген. Многие элементы фундамента этой сложной рифтовой зоны не проявляются в вышележащих горизонтах осадочного чехла. В пределах шельфа суммарная мощность отложений достигает 8–10 км. О времени возникновения этой структуры нет единого мнения: одни исследователи связывают его образование и развитие с эволюцией палеоокеана [192], другие датируют его возникновение средне-позднедевонским временем [65], а третьи [101] относят Печоро-Колвинский авлакоген к девонско-раннекаменноугольной фазе проявления рифтогенеза.

В средне-позднекаменноугольное и пермское время вдоль системы разломов по бортам Денисовского прогиба сформировались крупные инверсионные валы (мегавалы) [190]. Шапкина-Юръяхинский вал представляет собой асимметричную структуру с крутым западным крылом. Все локальные структуры хорошо выражены в каменноугольно-нижнепермских отложениях. В шельфовой части вала выявлено пять локальных поднятий.

Колвинский мегавал в изученной части состоит из Ярейюского вала (на суше) и Поморского, кулисообразно смещенного к западу в районе разделяющей вала Ходоварихинской седловины. Особенностью Колвинского мегавала является значительная разница в характере залегания и дизъюнктивной тектонике структурных этажей осадочного чехла [142]. Поморский вал осложняют пять локальных структур.

Хорейверский прогиб расположен к востоку от Колвинского мегавала. Мощность осадочного чехла в его пределах составляет 5–7,5 км. По поверхности карбонатов нижней перми, а также по горизонтам кунгура–биармийского отдела–триаса прогиб представлен пологой отрицательной структурой (синформой), а в рельефе поверхности фундамента ему отвечают приподнятые блоки погребенного Большеземельского свода, который развивался длительное время как положительная структура. В рамках карты на суше располагаются Садаггинская ступень и Чернореченская депрессия; в шельфовой зоне – Русская, Паханчская ступени и Восточно-Печорская депрессия.

Варандей-Адзъвинская структурная зона представляет собой чередование приразломных валов и разделяющих их депрессий. С востока она ограничена Вашуткина-Талотинским чешуйчато-надвиговым образованием. Структура осадочного чехла зоны сформировалась вследствие подвижек по разломам, проявлявшимся еще в период образования ордовикско-нижнедевонского структурного яруса и активизированным в последующий инверсионный этап. Завершающая фаза связана с тектоническими напряжениями со стороны Пай-Хоя [142].

Вал Сорокина расположен на западе структурной зоны и состоит из цепочки поднятий, приуроченных к системам кулисообразных разломов. Аллохтонная часть вала выдвинута по сходящимся в нижних слоях осадочной толщи дизъюнктивам, свидетельствуя о взбросо-надвиговом генезисе [190]. Морское продолжение вала Сорокина ограничено с обеих сторон разломами. Все локальные поднятия асимметричны, западные их крылья круче восточных. К одной из таких складок приурочено Приразломное месторождение.

К востоку вал сменяет Мореюская депрессия и Медынско-Сарембойская антиклинальная зона (система валов). Медынско-Сарембойская система валов на северо-востоке срезается Вашуткина-Талотинским надвигом. Фундамент в Мореюской депрессии погружен до 7–8 км.

На северо-западе Варандей-Адзъвинская зона по сложному левостороннему сдвигу надстраивается Гуляевско-Долгинской структурной зоной. В ее составе выделены Алексеевско-Гуляевская антиклинальная зона, Восточно-Алексеевская депрессия, Долгинско-Папанинская антиклинальная зона и Южно-Новоземельская депрессия. В целом Гуляевско-Долгинская зона интенсивно дислоцирована. В пределах инверсионных и сквозных валов по горизонтам силура–триаса выявлено 15 локальных поднятий.

Русановская складчато-надвиговая зона, расположенная между Вашуткина-Талотинским надвигом и Вайгачско-Южноземельским антиклинорием, состоит из серии тектонических пластин, генетически связанных с формированием раннекиммерийской складчатой системы. Со

взбросо-надвиговыми дислокациями связаны приразломные локальные структуры.

Северо-Печорская моноклираль срезает на севере структуры Печорской синеклизы и граничит с Куренцовской ступенью. В этой части затухают валы Печоро-Колвинского авлакогена. Кровля нижнепермских карбонатов здесь погружена на глубину 4–6 км.

Западно-Сибирская плита

Шельфовые структуры Карской части Западно-Сибирской плиты представлены на площади крайней западной частью Южно-Карской синеклизы и непосредственно прилегающей к Пайхойско-Новоземельскому поясу северной частью Припайхойско-Приновоземельской моноклизы – Приновоземельской моноклиналию, под которой находится жесткий древний блок фундамента (V-1). В совокупности этот блок можно рассматривать как эпикарельскую микроплиту, подвергнутую воздействию герцинского и раннекиммерийского тектогенеза. В таком варианте геотектонической трактовки находит объяснение факт образования в триас-юрское время складчато-надвиговой структуры Новоземельского пояса, расположенного в области геодинамического взаимодействия плит.

Структура домезозойского основания. Складчатый домезозойский фундамент, выступающий на поверхность на Пай-Хое, постепенно погружается в пределах Припайхойско-Приновоземельской моноклизы и Западно-Карской ступени до 3,5–4 км. Он представляет собой лишь верхний этаж блока сложнопостроенной коры, образованной за счет многофазных дислокаций платформенного чехла, который был накоплен в палеозое в условиях внешнего шельфа или узкой и протяженной, относительно глубоководной котловины.

По характеру волнового сейсмического поля МОВ ОГТ в фундаменте Припайхойско-Приновоземельской моноклизы и Западно-Карской ступени выделены два комплекса [54].

Верхний комплекс основания (между ОГ «А» и «П») в структурном отношении имеет вид «седиментационных ванн» и представлен, возможно, слабо-дислоцированными терригенными породами каменноугольно-пермского возраста. Подстилает эти образования комплекс с резко расчлененным рельефом поверхности, который можно отождествить с дислоцированными, слабометаморфизованными, терригенно-карбонатными породами ордовикско-раннекаменноугольного возраста. Мощность складчатой толщи – 5–7 км.

При этом каменноугольно(?)–пермские отложения не создают сплошного покрова, а локализируются в пологих синклиналях между складками, ядра которых образованы породами ордовика–девона. Вероятно, синформы Кармакульского прогиба и сопряженного с ним Карского синклинория находят продолжение в фундаменте Припайхойско-Приновоземельской моноклизы и Западно-Карской ступени. Структурные связи их с шельфовыми погребенными бассейнами подтверждаются контурами аномалий потенциальных полей: над пермскими прогибами как на суше, так и на прилегающей области шельфа наблюдается область отрицательного или слабоположительного магнитного поля в совокупности с отрицательными аномалиями силы тяжести.

Погребенные каменноугольно(?)–пермские бассейны эволюционировали от остаточных глубоководных флишевых трогов до межгорных прогибов, компенсированных молассовыми образованиями. Меньшая степень деформаций пермской толщи шельфовых прогибов, по сравнению с Карским синклиниорием, может быть объяснена при допущении, что основные складчато-надвиговые дислокации на рубеже триаса–нижней юры реализовались в относительно узкой зоне собственно Пайхойско-Новоземельской системы и ее западном фланге.

Строение плитного чехла. Плитный комплекс (структурный этаж) осадочного чехла рассматриваемой части Южно-Карского шельфа представлен терригенными отложениями юры–палеогена общей мощностью до 3,5 км, залегающими под относительно тонким покровом плиоцен-четвертичных образований.

При пайхойско-Приновоземельская моноклиза, прилегающая к арх. Новая Земля и Пай-Хою, подразделяется на *Приновоземельскую* и *Припайхойскую моноклинали* (последняя расположена южнее рамки карты). В ее пределах по всем горизонтам осадочного чехла наблюдается погружение к центру бассейна, осложненное слабо выраженными структурными носами. Вверх по восстанию происходит последовательное сокращение мощности и полноты разреза (от 3–2,5 км до полного выклинивания отложений и выхода на поверхность палеозойских складчатых образований), в значительной мере за счет эрозионно-денудационного среза верхних (мел-палеогеновых) горизонтов плитного чехла.

Южно-Карская синеклиза в пределах площади листа представлена периферийной частью *Западно-Карской ступени*, осложненной гемивалом Минина и Западно-Обручевским прогибом.

Предуральско-Пайхойский краевой прогиб

Предуральско-Пайхойский краевой прогиб, который представлен северным сегментом (Коротаихинской впадиной), рассматривается как мегазона переходных структур, расположенных между платформой и складчатой областью.

Коротаихинский прогиб относится к системе структур Предуральско-Пайхойского краевого прогиба, сформированного на северо-восточном крае Тимано-Печорской плиты в орогенный этап развития. Западная граница прогиба проводится по Вашуткина-Талотинскому разлому, а восточная проходит по западным надвигам Пайхойской антиформы. Фундамент погружается на восток от 7 до 10 км и более. Юго-западное крыло прогиба пологое, а северо-восточное, осложненное рядом тектонических пластин – крутое. Верхний – пермско-триасовый комплекс в его пределах, за счет послонных срывов, интенсивно дислоцирован с образованием чешуйчато-надвиговых структур, а нижний – карбонатный – залегает в более спокойном состоянии. Таким образом, раннекиммерийские напряжения сжатия захватили все пространство прогиба. По некоторым оценкам, амплитуда надвигов составляет более 30 км [195].

Пайхойско-Новоземельская складчатая система

Пайхойско-Новоземельская складчатая система является частью Урало-Монгольского пояса, занимая крайнее северо-западное положение. Считается, что она имеет более молодой, в сравнении с уралами, раннекиммерийский возраст [37]. Периферийное положение системы во многом определило специфику ее развития в палеозое, обусловило слабое проявление магматической деятельности, довольно простой характер складчатых структур, а также более позднюю коллизию в сравнении с внутренними областями пояса.

Складчатые комплексы системы выходят на дневную поверхность на Пай-Хое, о. Вайгач и арх. Новая Земля. На юго-востоке они имеют торцовое сочленение с герцинидами Полярного Урала, тогда как их северо-восточное продолжение, скрытое под водами Карского моря, остается неясным. Ряд исследователей считает продолжением Пайхойско-Новоземельских киммерид Северо-Сибирский порог. На юге и западе раннекиммерийские комплексы перекрыты мезозойским осадочным чехлом Тимано-Печорской и Баренцевской плит. Геофизические данные свидетельствуют, что сочленение этих плит со складчатой системой происходит через структуры краевого прогиба и зону фронтальных надвигов. На востоке и северо-востоке складчатые комплексы перекрыты мезокайнозойским чехлом Западно-Сибирской плиты.

Складчатые структуры поздних байкалид (тиманид)

В пределах складчатой системы имеются выходы комплексов более ранней консолидации. В границах листов R-39,40 – это флишоидный граувакковый комплекс задугового бассейна позднерифейско-раннекембрийского(?) возраста.

Образования поздних байкалид (тиманид) выходят на поверхность в районе прол. Карские Ворота. Они отделены от раннекиммерийских комплексов резким угловым и азимутальным несогласием [39, 96]. Комплекс тиманид характеризуется сложными дислокациями, образованными в результате сочетания складок субширотного и северо-западного направлений. При этом субширотный структурный план отражает собственно тиманские дислокации, в то время как северо-западные пликативные формы наложены на первые и совпадают с направлением раннекиммерийских структур. Тиманские складчатые структуры характеризуются небольшой протяженностью, шириной и разнообразием форм.

Позднебайкальский (тиманский) возраст коллизии устанавливается, исходя из следующего: деформациям подверглись отложения позднего рифея – раннего кембрия; средне-позднекембрийские осадки отсутствуют; ордовикские толщи перекрывают дислоцированные образования с азимутальным и угловым несогласием.

Субширотные простирания тиманских структур унаследовано проявляются в более молодых дизъюнктивах, границах ряда палеозойских фациальных зон и появлении поперечных структур этого направления [293, 87, 96].

Складчатые структуры ранних киммерид

В пределах Пайхойско-Новоземельской складчатой системы выделяется ряд структур первого порядка. На рассматриваемой территории к ним относятся Вайгачско-Южноновоземельский антиклинорий, Кармакульская седловина, Карский синклинорий и Западно-Новоземельская зона дислокаций.

Вайгачско-Южноновоземельский антиклинорий представляет собой линейную складчатую структуру протяженностью около 300 км. Он прослеживается от северо-западной оконечности Пай-Хоя через о. Вайгач на Южный остров Новой Земли, где в районе р. Вадега испытывает плавное погружение в зоне поперечной Кармакульской седловины, отделяющей его от Северо-Новоземельского антиклинория. В строении антиклинория, помимо описанных выше пород доордовикского фундамента, участвуют комплексы возрастного диапазона от ордовика до каброна; пермские толщи развиты спорадически на внешних крыльях, в зоне замыкания и в наиболее прогнутых синклиналиях.

Отличительной особенностью антиклинория является довольно простая, близкая к симметричной форма с амплитудной осевой зоной и пологими крыльями, небольшой коэффициент сжатия и крайне слабое проявление в его пределах горизонтальных перемещений. Наиболее дислоцированной является сводовая часть антиклинория с голоморфным типом складчатости, состоящая из кулисно расположенных антиклиналей, граничащих по разломам, либо разделенных пологими синклиналиями. Антиклинали, как правило, имеют пологие своды (от 3–5° до 30–40°) и крутые (50–90°) крылья; при этом на западных крыльях они нередко осложнены узкими линейными складками высоких порядков, кое-где с запрокидыванием осевых плоскостей на запад. Крылья антиклинория деформированы менее интенсивно, им свойственны пологие коробчатые синклинали, разделенные узкими гребневидными антиклиналями. Для всего антиклинория характерна дисгармония, связанная с различной компетенцией слагающих его пород – карбонатно-глинистые толщи, являясь более пластичными, смяты более интенсивно. Строение антиклинория и сопряженных с ним синклинориев осложнено поперечными субширотными структурами, наследующими позднебайкальский (тиманский) структурный план.

В пределах антиклинория отмечаются разрывные нарушения трех основных направлений: вдольскладчатые, субширотные и северо-восточные. Первые являются наиболее протяженными (до 150 км), как правило, крутопадающими со взбросовыми и сбросовыми перемещениями небольшой амплитуды (до 1,5–2 км). Наиболее крупные из них выражены широкими (5–10 км) зонами сближенных разломов с участками интенсивного смятия пород. Для разломов субширотного простирания, имеющих протяженность до 60 км, наряду со сбросовой, характерна левосторонняя сдвиговая составляющая с амплитудами перемещений до 1–2 км. Разломы северо-восточного направления характеризуются незначительными (первые сотни метров) смещениями и являются наиболее молодыми.

Карский синклинорий расположен к востоку от Вайгачско-Южноновоземельского и Северновоземельского антиклинориев. На изученной тер-

ритории представлен фрагмент его юго-западного крыла и части осевой зоны. В строении этой части синклинория участвуют только толщи пермского возраста. Он представляет собой довольно пологую и простую отрицательную структуру с малоамплитудными слаболинейными складками второго порядка, но с широким проявлением мелкой напряженной часто изоклинальной складчатости более высоких порядков.

Кармакульская седловина (синклинальный перегиб) представляет собой поперечную отрицательную структуру, разделяющую Вайгачско-Южно-воземельский и Северо-воземельский антиклинории. В границах листов представлена лишь ее крайняя юго-восточная оконечность. В строении седловины принимают участие только пермские толщи, смятые в пологие симметричные малоамплитудные складки, осложненные мелкими напряженными складками высоких порядков, проявленными в более пластичных толщах.

Западно-Новоземельская зона дислокаций сопряжена с Вайгачско-Южно-воземельским антиклинорием и протягивается вдоль его юго-западного крыла. Она выполнена толщами перми и нижнего триаса. Строение зоны осложнено складками и флексуорообразными перегибами. Для ее западной части характерны достаточно протяженные (до 100 км) симметричные амплитудные складки с пологими сводами и более крутыми крыльями; восточная же часть, граничащая с антиклинорием, характеризуется более напряженными асимметричными складками, нередко осложненными разрывами взбросо-надвигового характера с незначительными перемещениями масс к западу.

Среди разломов, проявленных в отрицательных структурах складчатой системы, выделяются нарушения тех же направлений, что и в антиклинории. Разломы вдольскладчатой системы характеризуются здесь большей протяженностью и меньшими амплитудами смещений. Субширотные нарушения также более протяженные, но встречаются реже, и перемещения по ним невелики. Разломы северо-восточного направления, напротив, распространены значительно шире, чем в антиклинории, но и им свойственны малые амплитуды смещений.

Геодинамические обстановки и структурно-вещественные комплексы (СВК)

В качестве структурно-вещественных комплексов (СВК) выделяются образования осадочных и магматических формаций – от позднего рифея до раннего триаса, сформировавшиеся в различных геодинамических обстановках.

Обстановки островодужных систем (задуговых бассейнов)

СВК поздних байкалид (тиманид) выходят на поверхность в ядре Вайгачско-Южно-воземельского антиклинория на юге арх. Новая Земля и севере о. Вайгач.

Флишоидный граувакковый СВК (RF_3-C_1) представлен группой глубоководных аспидных, флишоидных кремнисто-глинистых и граувакко-псамми-

товых формаций средних глубин. Он сложен полимиктовыми, вулканомиктовыми песчаниками, глинисто-кремнистыми филлитами и песчано-алевритовыми турбидитами. Для пород характерно ритмичное строение, текстуры взмучивания и перемешивания осадка, градационная слоистость. На о. Вайгач в верхней части комплекса залегают базальты, сильно измененные базальтовые порфириты, их туфы, кластолавы, туфопесчаники. Мощность СВК – более 2000 м. Породы метаморфизованы в условиях начальной (филлитовой) стадии зеленых сланцев [88].

Породы-индикаторы (тефроидные гравелиты, граувакки, турбидиты, фтаниты и углеродистые сланцы) позволяют реконструировать обстановку их образования, соответствующую склону глубоководного задугового бассейна.

Индикаторами тектонических обстановок являются и интрузивные комплексы, ассоциированные с осадочными породами. Они представлены двумя базитовыми СВК (ввиду малых размеров на схеме не показаны).

Русановский габбро-долеритовый СВК ($v\beta C_1?r$). Образование комплекса прорывают верхненерифейско-нижнекембрийские отложения. Они представляют собой производные толеитовых магм, относятся к габбро-долеритовой формации, обычно связанной с процессами растяжения. Их возраст, определенный К-Аг методом, составляет от 588 ± 8 до 408 ± 28 млн лет.

Тоинтинский габбродолеритовый СВК ($v\beta C_1?t$) выделяется на о. Вайгач и является аналогом русановского комплекса. Внедрение русановских и тоинтинских базитов связано скорее всего с обстановкой локального растяжения в условиях пассивной континентальной окраины или задугового бассейна с новообразованной позднебайкальской (тиманской) корой континентального типа [98].

Обстановки пассивных континентальных окраин

Раннекеммерийские СВК, сформировавшиеся в условиях пассивной континентальной окраины, занимают большую часть площади складчатой системы, имеют возрастной диапазон от ордовика до раннего триаса.

На ранних этапах развития с ордовика до начала среднего девона на всей территории шло формирование мелководных шельфовых комплексов. В конце раннего–среднем девоне произошла дифференциация территории – на юге Новой Земли и Вайгаче сохранились шельфовые условия, тогда как в центральных и восточных частях Южного острова возникла рифтогенная зона и шельфовые обстановки осадконакопления сменились глубоководными. В конце карбона за счет экспансии глубоководной зоны в шельфовую область обстановки осадконакопления выровнялись на всей рассматриваемой территории.

Условия континентального шельфа

Шельфовые СВК формировались на всей территории южного блока от ордовика до среднего девона, а на юго-западе площади листа шельфовые усло-

вия сохранялись вплоть до середины карбона (Вайгачско-Саханинская СФЗ) [218].

Шельфовый СВК (O–D₂) представлен группой карбонатных и карбонатно-терригенных формаций. В его основании отмечаются пестроцветные полимиктовые конгломераты. Породами-индикаторами являются пестроцветные песчаники и алевролиты, седиментационные доломиты, органиогенные (строматопоровые, водорослевые, коралловые) известняки; присутствуют органиогенные постройки – биогермы и рифы (в верхней части комплекса). Органические остатки крайне разнообразны, обильны прикрепленные организмы и бентос.

В целом можно сказать что вертикальный ряд формаций, слагающих СВК, представляет собой трансгрессивную серию осадков от прибрежно-морских к нормально морским, шельфовым. Эта же тенденция преобладает в латеральных изменениях в направлении с юго-запада на северо-восток. Мощность комплекса – около 3000 м.

В Нехватовской подзоне нижняя (силурийская) часть СВК (S–D₁) представлена бедными органическими остатками глинистыми известняками, аргиллитами, алевролитами (фации западин внутренних частей шельфа), тогда как нижнедевонская часть разреза не отличается от разрезов других районов этой СФЗ.

Прибрежно-морской и мелководный СВК (D₃–P₁) представлен группой прибрежно-морских и мелководных карбонатных и терригенно-карбонатных формаций. В разрезах повсеместно присутствуют известняки с разнообразными органическими остатками (брахиоподы, мшанки, кораллы), седиментационные доломиты, встречаются органиогенные постройки (биогермы и биостромы), локально развиты эвапориты (Алебастровы острова). В основании верхнего девона в западных районах СФЗ присутствуют конгломераты и вулканы основного состава (базальты и их туфы), а на отдельных участках отмечается их несогласное залегание на различных горизонтах среднего и даже нижнего девона. Следует отметить, что в пределах этой СФЗ отложения комплекса в северном направлении претерпевают латеральные изменения в сторону большей их мористости, то есть наблюдается постепенный переход от мелководных шельфовых отложений к глубоководным осадкам Рогачёвской СФЗ. Мощность СВК меняется от 3000 м на юго-западе до 1700 м на севере.

Условия окраинно-континентального рифтогенеза

На рубеже раннего и среднего девона в центральной и северо-восточной частях территории Южного острова Новой Земли закладывается рифтогенный прогиб (Рогачёвская СФЗ).

Рифтогенный относительно глубоководный и глубоководный СВК (D₂–P₁) объединяет отложения, соответствующие стадии заложения рифтовых впадин (D₂₋₃ – Рогачёвская СФЗ) и формирования трогов (D₃–P₁ – Рогачёвская СФЗ, C₂–P₁ – Саханинская СФЗ).

Комплекс *стадии заложения рифтовых впадин* представлен группой относительно глубоководных осадочных и вулканогенно-осадочных, а в верх-

ней части прибрежно-морских вулканогенно-осадочных формаций [218]. Среднедевонская часть сложена углеродисто-карбонатно-кремнисто-глинистыми породами (аргиллиты, углеродистые сланцы, глинистые известняки). Редкие органические остатки представлены в основном планктоном. Мощность этой части – 300–500 м.

Верхняя часть представлена группой как мелководных, так и относительно глубоководных вулканогенно-осадочных и осадочных карбонатно-терригенных формаций. В ее состав входят разнообразные породы: толеитовые базальты и их туфы (костиншарского магматического СВК), туффиты, туфопесчаники, туфоалевролиты, кварцевые песчаники, алевролиты, аргиллиты, углеродистые сланцы, известняки. Органические остатки редки, бентос встречается лишь на отдельных участках. Состав и характер отложений свидетельствуют о формировании комплекса в условиях расчлененного бассейна – на фоне общей депрессии, связанной с формированием рифтовой впадины, на отдельных участках существовали центры вулканической деятельности с мелководными и даже субаэральными условиями (преимущественно в западных частях Рогачёвской СФпЗ).

Вулканогенные формации [197] отличаются пестротой состава, значительной латеральной изменчивостью и резкими колебаниями мощности, обусловленными резким возрастанием роли эффузивной и тефроидной составляющих при приближении к центрам извержений. При удалении от центров вулканизма резко уменьшается роль вулканитов, и разрез представлен более глубоководными (карбонатно-алевропелитовыми) осадками. Мощность верхней части – 200–400 м.

Комплекс *стадии формирования трогов* (Рогачёвская СФпЗ, D₃–P₁) сложен в нижней части группой глубоководных кремнисто-карбонатных, кремнисто-глинистых и углеродисто-кремнистых формаций; для верхней части характерны глубоководные аспидные глинистые и глинисто-псаммитовые формации. Угнетенный бентос характерен лишь для низов этого комплекса, выше органические остатки представлены только планктонными и нектонными группами. Отмечается градационная слоистость (карбонатные турбидиты), текстуры гравитационного оползания, карбонатные конглобрекчии, ведущую роль в формировании нижней части комплекса играло хемогенное осадконакопление с крайне низкими скоростями осадконакопления. Для верхней части характерны монотонные глинистые толщи с линзами карбонатных олистолитов (до первых сотен метров), алевропелитовые турбидиты, хлидолиты и карбонаты марганца. Общая мощность комплекса изменяется от 600 до 1500 м.

В Сахалинской СФпЗ комплекс имеет возрастной диапазон от среднего карбона до ранней перми. Он представлен группой глубоководных аспидных формаций, для которых характерно присутствие кремнисто-родохрозитовых пород в основании, глинистых турбидитов, песчаников и хлидолитов в верхней части и отсутствие бентосных органических остатков. Мощность – 200–300 м.

Магматические СВК являются индикаторами рифтогенных событий и представлены двумя комплексами – Костиншарским на Новой Земле и Вайгачским на о. Вайгач (на схеме не показаны).

Костиншарский базальт-долеритовый позднедевонский СВК ($v\beta D_3k$) представлен производными существенно толеитовой магмы. Магматиты комплекса широко распространены в Рогачёвской СФЗ и на западе Саханинской СФЗ. Комплекс сложен интрузивными, субвулканическими и вулканическими образованиями, представляя собой, по сути дела, вулканоплутоническую ассоциацию.

Вулканические породы представлены базальтами и их туфами, лавобрекчиями. В юго-западной части ареала извержения происходили в мелководных и аэральных условиях. Здесь присутствуют шлаки, характерна столбчатая отдельность. В северном и северо-восточном районах преобладали глубоководные условия (шаровая отдельность). Это указывает на островные и шельфовые условия на юго-западе и условия склона рифтогенного трога, существовавшие северо-восточнее [198].

Интрузивные образования представлены согласными и субсогласными формами (силлами) и секущими – дайками, габбродолеритов и долеритов. Присутствуют ультраосновные разности: верлиты и пикродолериты. Возраст вулканитов и интрузий надежно определяется как позднедевонский (франский) из соотношений с вмещающими породами.

Вайгачский габбродолеритовый позднедевонский комплекс ($v\beta D_3v$) представляет собой возрастной и вещественный аналог интрузивной части костиншарского СВК. Он образует небольшой ареал на юго-западе о. Вайгач. В его строении участвуют довольно однообразные дайки и реже силлы долеритов и габбродолеритов.

Проградационный относительно глубоководный и глубоководный СВК (P_{1-3}) развит на Южном острове Новой Земли, где выполняет отрицательные формы складчатой системы – Карский синклиниорий, Кармакульскую седловину, Западно-Новоземельскую зону дислокаций. Комплекс отвечает начальной стадии заполнения трогов (P_{2-3} – Кармакульская СФЗ, P_{1-3} – Вайгачская СФЗ). Он представлен группой глубоководных флишоидных глинисто-псаммитовых формаций: полимиктовыми (граувакковыми) песчаниками, хлидолитами, аргиллитами. Широко распространены песчаные и глинистые турбидиты, олистостромы, песчаные и карбонатные олистолиты, текстуры оползания; в верхней части отмечается косая слоистость и груборитмичное строение. В северном направлении наблюдается уменьшение количества псаммитового материала и замещение песчаных турбидитов глинистыми. Органические остатки представлены, кроме планктонных видов, редким бентосом, а на юге – отпечатками листовой флоры (скорее перенесенной). Мощность комплекса – 4,5–4,8 км.

Формирование комплекса в условиях лавинной седиментации привело к образованию мощной регрессивной серии осадков проградационной призмы, стремительно заполнявшей глубоководный бассейн и продвигавшейся в северном и северо-западном направлении.

Прибрежно-морской молассоидный СВК (P_3-T_1) соответствует поздней стадии заполнения трога (Кармакульская СФЗ), имеет ограниченное распространение на п-ове Гусиная Земля. Он представлен группой прибрежно-морских и субаэральных молассоидных параллических пестроцветных формаций. Для комплекса характерны пестроцветные (обычно красноцветные)

песчаники, алевролиты, аргиллиты, валунно-галечные конгломераты. На возрастном уровне, примерно отвечающем рубежу перми и триаса, присутствуют горизонты туфов базальтового и андезит-базальтового состава. Размерность и форма пирокластического материала свидетельствуют о значительной транспортировке и соответственно большой удаленности от центров извержения (десятки или сотни километров). Мощность комплекса – более 1,1 км.

Позднепермско-раннетриасовый(?) раховский лампрофировый СВК (χP_3 – T_{1rh}), представленный дайками мощностью не более 1–3 м и протяженностью в первые сотни метров, распространен в поле развития доордовикских образований. Среди лампрофиров обособляются гигантопорфировые оливиновые и мелкопорфировые оливиновые, а также слюдястые мончикиты, относящиеся к породам щелочно-габброидного ряда. Возраст устанавливается по их активным контактам с породами верхов протерозоя – низов кембрия и ордовика (единственное наблюдение) [234].

Позднепермско-раннетриасовый(?) рогачёвский лампрофировый СВК (χP_3 – T_{1r}) представлен несколькими сильно карбонатизированными дайками и некомп в бассейне одноименной реки в центральной части о. Южный. По минеральному составу обособляются авгитовые и баркевикитовые камптониты – вогезиты, керсантиты и минетты. Характерным является обилие миндалин и высокие содержания апатита (P_2O_5 – до 1,7 %). Возраст устанавливается по активным контактам с отложениями нижнего карбона и К-Аг датировке, близкой к границе перми и триаса. Как правило, подобные магматические образования возникают в посторогенную стадию развития складчатых областей, фиксируя локальные процессы деструкции зрелой и мощной континентальной коры.

В заключение отметим: режим растяжения, приведший к интенсивному прогибанию, в начале поздней перми сменяется стабилизацией; в конце перми – раннем триасе вследствие процессов сжатия начинается подъем территории.

Неотектоника

На площади листа R-39,40 располагаются следующие крупнейшие неотектонические структуры: северная часть Печорского внутриматерикового бассейна (Мало- и Большеземельская тундры, шельф Печорского моря, включая о. Колгуев); южная периферия Баренцево-Северо-Карского окраинно-материкового бассейна (Южно-Баренцевская впадина); среднее звено Полярноуральско-Новоземельского возрожденного эпираннекиммерийского орогена (Южный остров арх. Новая Земля и о. Вайгач); северо-западная оконечность Западно-Сибирского внутриматерикового бассейна (Восточно-Новоземельский желоб). Развитие этих элементов на неотектоническом этапе определялось устойчивым воздыманием орогенов и погружением внутри- и окраинно-материковых бассейнов.

Пайхойско-Новоземельский ороген относится к ранним киммеридам по времени завершающей складчатости. В позднем мелу – эоцене был выработан

«доновойший» пенеппен, реликты которого ныне подняты до высот 200–300 м. Весь архипелаг превратился в выровненную сушу. Возрождение Новоземельского орогена началось в конце олигоцена, а максимума новейшее поднятие достигло в позднем миоцене. Современный платообразный рельеф Южного острова Новой Земли и Вайгача был создан за счет плиоцен-четвертичных воздыманий, прерывавшихся нисходящими движениями, что привело к затоплению побережий в начале плиоцена и в казанцевское время [105].

Максимальные амплитуды новейших воздыманий приурочены к оси Центрально-Новоземельского мегантиклинория. Выступ байкальского фундамента на о. Вайгач поднят в новейшее время с амплитудами до 150 м, что подтверждает унаследованность неотектонических движений в пределах эпиплатформенного орогена от более древних эпох тектогенеза. Амплитуды воздыманий возрастают с юга на север. За счет горизонтальных движений в новейшее время был сформирован ряд надвигов на западных склонах Полярного Урала и Новой Земли с падениями сместителей на восток. В целом морфоструктурный план возрожденного в кайнозойе орогена почти полностью соответствует горно-складчатым сооружениям начала мезозоя [37].

Печорский внутриматериковый бассейн характеризуется унаследованностью новейшего структурного плана от предшествующих этапов развития.

Неотектонический этап, начавшись с позднего олигоцена, в миоцене ознаменовался восходящими движениями. В плиоцене их знак сменился на отрицательный, и в ходе общего погружения северной периферии бассейна был сформирован чехол плиоцен-четвертичных образований суммарной мощностью до 500 м [73, 223]. Четвертичный этап отличали преимущественные поднятия на побережьях и умеренные погружения на шельфе. Предполагается, что на площади широко проявились горизонтальные движения, сформировавшие надвиговые пластины в мезозойско-кайнозойских отложениях Западного Урала и Предуралья [223] с направлением перемещения масс с востока на запад. В разрезах нередко дислоцированы неогеновые и даже четвертичные образования.

Прирост амплитуд структур 2-го и 3-го порядков за новейший этап составил 50–100 м, иногда до 150–200 м. На северной окраине бассейна проявились инверсии рельефа и новейших структур. В результате валам в кровле фундамента и нижних горизонтах чехла нередко соответствуют прогибы в современном рельефе и наоборот.

В шельфовой части Печорского внутриматерикового бассейна региональные новейшие движения имеют амплитуду до –150 м, увеличиваясь в предорогенных прогибах Коротайхинский и Южно-Новоземельский до –250 м.

Южно-Баренцевская синеклиза является одной из наиболее погруженных в новейшее время унаследованных депрессий Баренцево-Северо-Карского окраинно-материкового бассейна. Величины неотектонических погружений в ее пределах достигают минус 250 ÷ 300 м и свыше. От структур Печорского внутриматерикового бассейна синеклиза отделена системой унаследованных новейших нормальных сбросов с амплитудами подвижек по сместителям до 100 м и более. В зоне их сочленения Печороморскую структурную ступень пересекают наложенные (новообразованные в позднем кайнозойе) шельфовые

желоба Гусиный, Нордьюпет и Зюйдьюпет, где величины неотектонического опускания достигают -250 м.

В плиоцен-четвертичную эпоху преобладающих погружений был сформирован Восточно-Новоземельский грабен-желоб. Его некомпенсированность осадками, гигантские амплитуды (до 300 м за четвертичное время) и скорости обрушения сближают морфоструктуру желоба с краевыми грабенами окраинно-материкового бассейна. В целом северная часть Западно-Сибирского внутриматерикового бассейна на новейшем этапе была вовлечена в мощные прогибания, связанные с процессами океанообразования. Ярким примером этого является некомпенсированная впадина Восточно-Новоземельского желоба.

В целом внутриматериковые шельфовые бассейны испытывали в олигоцен-миоценовую фазу устойчивые эпейрогенические воздымания, сменившиеся умеренным погружением в плиоцене и плейстоцене. Суммарные амплитуды новейших движений составляют от -250 до $+200$ м.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

В геологической истории региона выделяются три крупных этапа развития: доордовикский (становления фундамента), каледоно-герцинский-ранне-киммерийский (формирования платформенных чехлов Баренцевской, Тимано-Печорской плит и складчатой структуры Пайхойско-Новоземельской системы) и юрско-кайнозойский (плитный).

Доордовикский этап

В среднем рифее на основе Мезенской и Тимано-Канинско-Варангерской рифтовых систем оформилась пассивная окраина Европейского континента (Балтики), обращенная к зарождающемуся Палеоазиатскому океану. Эта окраина простиралась до современной Припечорской зоны разломов, вдоль которой предполагается развитие вулканической дуги в позднем рифее и венде. Восточнее в районе Большеземельской тундры существовал микроконтинент, а в Варандей-Адзвинской зоне предполагается развитие оси спрединга [53].

В режиме высокой подвижности в раннем и среднем рифее развивалась и область будущей Свальбардской плиты. В позднем протерозое (поздний рифей – ранний венд) на границе внутреннего и внешнего шельфа в полосе современного Тиманского кряжа возник барьерный риф, а восточнее продолжалось развитие вулканических дуг. В пределах Свальбардской плиты происходило отложение вулканогенной молассы, выше несогласно сменяющейся терригенно-карбонатной толщей верхнего рифея и тиллитами нижнего венда.

В пределах Тимано-Печорской плиты, ее северо-западного продолжения, а также на уральском и пайхойском обрамлении проявился позднебайкальский (тиманский) орогенез. Рифейские и вендские отложения подверглись складчато-надвиговым деформациям на Урале и, по крайней мере, на юге Новой Земли. Непосредственно в Новоземельском регионе эти события нашли отражение в сочленении по Байдарацкой шовной зоне Южного и Центрального блоков Новой Земли и формировании доордовикских складчатых структур.

В позднем рифее–венде в Южном блоке Новой Земли сформировалась трансгрессивная серия осадков с максимумом трансгрессии предположительно в начале венда, а затем регрессивная серия, завершившаяся выходом в аэральные условия на рубеже венда–кембрия. В составе доордовикского

комплекса на Новой Земле присутствуют слабо метаморфизованные в стадии зеленых сланцев терригенные формации с тефроидными гравелитами, содержащими плохоокатанные обломки трахириолитовых порфиров. Граувакковый состав, ритмичное строение толщ, градационная слоистость, текстуры взмучивания и перемешивания осадка, нередко плохая сортировка материала свидетельствуют об их формировании в условиях континентального склона. На о. Вайгач в образованиях ясарусалинской свиты низов кембрия(?) присутствуют вулканиты основного, среднего, а на Пай-Хое и кислого состава. Судя по содержанию обломочной части псаммитов (кварциты, кремнистые породы, вулканиты кислого и среднего состава, реже гранитоиды, туфы риолитов и базальтов), область размыва была гетерогенной. Размывались как островодужные сооружения, так и области со зрелой континентальной корой [88].

Соответственно, доордовикский комплекс юга Новой Земли логично рассматривать как образование задугового бассейна, а прорывающие его толеитовые базиты русановского комплекса – в качестве маркеров локального растяжения в задуговом спрединговом бассейне. Доордовикские толщи, согласно новым данным по геохронометрии цирконов юга Новой Земли [229], претерпели складчатость в самом конце венда – начале кембрия. Амплитуда орогенических движений может быть оценена в 1500 м.

Тимано-Канинско-Варангерская зона авлакогенов в результате сжатия претерпела инверсию, и ее складчатые образования были надвинуты на Восточно-Европейскую платформу. Формирование Тиманского складчатонадвигового пояса сопровождалось внедрением гранитных интрузивов, возраст которых, определенный калий-аргоновым методом, составляет от 585–610 млн лет до 527 ± 6 млн лет, что соответствует интервалу поздний венд – ранний кембрий [20, 53].

Палеозойский и триасовый этапы

Начиная с конца кембрия, Тимано-Печорская область превращается в пассивную окраину Восточно-Европейского кратона. Восточнее, субпараллельно ей, происходило раскрытие Уральского океанического бассейна.

Палеозойская история геологического развития Вайгачско-Южноновоземельского региона восстанавливается с большей степенью достоверности, чем докембрийская, поскольку подавляющая часть стратонов представлена хорошо обнаженными и фаунистически охарактеризованными разрезами, что позволило проследить для многих из них фациальные изменения.

В течение почти всего кембрия на о. Вайгач и юге Новой Земли существовало пенепленизированное орогенное поднятие (кембрийские отложения не отлагались или были размывы, а ордовикская моласса либо отсутствует, либо представлена маломощными осадками с кварцем в обломочной части). После этого перерыва осадконакопление возобновилось только в раннем – среднем ордовике [26]. На протяжении ордовика – силура в условиях интенсивного, но слабо дифференцированного по латерали прогибания накапливались мелководные карбонатные и карбонатно-терригенные осадки мощностью до 3000 м, что и отличает их от типично платформенных. Некоторое исключе-

ние представляет осадконакопление в лудловском веке позднего силура, когда на крайнем юге Новой Земли и о. Вайгач характер седиментогенеза сохранялся, а северо-восточнее существовала более глубоководная обстановка с накоплением алевропелитовых осадков (нехватовская толща). Предполагается, что их отложение происходило в достаточно локальном западном бассейне. Наряду с фаціальными различиями здесь отмечаются и различия в мощностях осадков: на юге сформировано около 700 м отложений, а севернее – более 800–1000 м. В пржидольском веке обстановки седиментогенеза выравниваются. Таким образом, территория юга архипелага в ордовике–силуре развивалась в режиме, близком к платформенному. Подобные условия шельфового карбонатного осадконакопления существовали на западе–юго-западе Пай-Хоя и на Западном склоне Полярного Урала, где носят название елецких фаций. Более глубоководные терригенные и карбонатно-кремнисто-терригенные толщи запада Урала, характеризующие фации континентального склона, называют лемвинскими [32]. Их аналоги на Пай-Хое, в границах территории смежного листа R-41 [54], с востока аллохтонно перекрывают разновозрастные им карбонатные осадки. Продолжение этого аллохтона подходит к восточной рамке нашего листа и вскоре перекрывается мезозойским чехольным комплексом Карской плиты.

Карбонатное шельфовое осадконакопление продолжалось на крайнем юге–юго-западе Новой Земли вплоть до второй половины карбона (Восточно-Баренцевская СФО), а в раннем девоне подобные условия седиментации доминировали почти на всей территории Новой Земли и о. Вайгач.

Лишь в самом конце раннего девона–среднем девоне произошла дифференциация палеобассейнов, окончательно оформившаяся затем в позднем девоне, что привело к возникновению двух структурно-формационных зон с разными условиями осадконакопления. В северо-восточных частях юга Новой Земли отлагались относительно глубоководные карбонатно-кремнисто-глинистые отложения (Восточно-Новоземельская СФЗ). Южнее и юго-западнее на Новой Земле, а также на о. Вайгач в мелководных условиях продолжалось карбонатное осадконакопление (Вайгачско-Саханинская СФЗ).

В предфранское время территория всей Новой Земли и о. Вайгач испытала общий подъем, сопровождавшийся кое-где на юге-западе и западе Новой Земли размывом и выходом на дневную поверхность подстилающих осадков. В раннем фране масштабно проявилась вулканическая и интрузивная деятельность основного состава (костиншарский комплекс Новой Земли и вайгачский комплекс о. Вайгач), контролировавшаяся преимущественно расколами северо-западного простириания. Отдельные выбросы пирокластики имели место и в самом конце живета.

Заложение в среднем девоне новой фаціальной (структурно-формационной) зональности и ее окончательное оформление в позднем девоне маркировано раннефранским базитовым магматизмом. Магматическим породам на Новой Земле и о. Вайгач свойственны петрохимические особенности толеитов современных океанических хребтов (MORB) и островов (OIB).

Синхронные процессы деструкции континентальной коры, в форме линейно-упорядоченного и рассеянного рифтогенеза, широко проявлены и в других районах Европейского северо-востока: Тимано-Печорской области,

Пай-Хое и в акватории Баренцева моря [44, 77, 98]. В настоящее время франкский магматизм этого региона нередко рассматривается в свете плюмовой модели.

По Э. В. Шипилову [217], рифтогенный прогиб Новой Земли является частью разветвленной и протяженной Восточно-Баренцевской рифтовой системы. Кроме того, в позднем девоне наиболее интенсивное развитие получают авлакогены Тимано-Печорской плиты, образовавшиеся несколько ранее. На сейсмических разрезах верхнедевонские отложения с резким угловым несогласием залегают на отложениях нижнего–среднего девона, перекрывая сложную систему литрических сбросов, формирующих юго-восточный борт Южно-Баренцевской синеклизы.

Дифференцированное прогибание, наметившееся в среднем девоне и прерванное вспышкой магматической активности, возобновилось в позднем фране. Вайгачско-Южноновоземельский блок вступает в стадию формирования рифтогенного трога и батимальной области пассивной континентальной окраины. Оформляется расчленение территории на стабильную область карбонатного шельфа (Вайгачско-Саханинская СФЗ), где карбонатакопление продолжалось до позднего карбона, и область континентального склона (Восточно-Новоземельская СФЗ), где в режиме некомпенсированного прогибания отлагались конденсированные кремнисто-карбонатные хемогенные и планктоногенные осадки. Эти депрессионные толщи формируются в позднефранско-раннекаменноугольное время. Батимальные толщи юга Новой Земли (Рогачёвская СФЗ) родственны синхронным отложениям Лемвинской СФЗ Урала, а шельфовый комплекс Вайгачско-Саханинской СФЗ близок к елецким фациям.

Рифтинг в Тимано-Печорской области также сопровождался базальтоидным вулканизмом (Печоро-Колвинский авлакоген и Западно-Колгуевский рифт). Севернее, в Баренцевом море рифтогенез местами продолжался до каменноугольного времени. В позднем карбоне–ранней перми здесь наступает период относительной стабилизации. Устанавливается преимущественно платформенный режим с развитием обширных участков карбонатного шельфа.

В конце девона–карбоне обстановки осадконакопления на северо-востоке территории (особенно севернее, за пределами листа в Карской подзоне Восточно-Новоземельской СФЗ) становятся еще более глубокоководными и в условиях некомпенсированного осадконакопления формируются преимущественно глинисто-кремнистые отложения рогачёвской и милинской свит.

Таким образом, на протяжении среднего девона–большой части карбона в Вайгачско-Южноновоземельском регионе существовали два тектонических режима – близкий к платформенному на юге–юго-западе и рифтовый на северо-востоке–востоке. В Восточно-Новоземельской СФЗ глубины превышают критические для образования карбонатов, которые сменяются глубокоководными аспидными глинами.

К концу каменноугольного периода условия осадконакопления повсеместно становятся глубокоководными; в результате усилившихся процессов растяжения сохраняется режим некомпенсированного осадконакопления. Происходит структурная перестройка: простираение позднепалеозойского

бассейна стало субмеридиональным в отличие от северо-западного до этого времени. Вместе с тем, внутреннее строение бассейна по простиранию было неоднородным. На западе бассейн, вероятно, ограничивался зоной барьерных рифов, восточнее которых располагалась Карская плита, служившая в это время поставщиком карбонатного и кварцевого материала.

В начале ранней перми вся территория Новой Земли представляет собой склон и пелагиаль пассивной континентальной окраины, куда все интенсивней начинает поступать тонкий пелитовый материал с растущих орогенов Урала. Для большей части ранней перми выделяются две структурно-формационные зоны, унаследованные со средне-позднедевонского – каменноугольного времени: Вайгачско-Саханинская СФЗ и Восточно-Новоземельская СФЗ. Разрезам этой части перми свойственны глубоководные глинистые, алевро-псаммитовые, кремнистые и карбонатные (марганценозные родохритосодержащие) осадки. Вайгачско-Саханинскую СФЗ также затрагивают процессы деструкции, бровка шельфа отодвигается к западу, и к концу карбона смещается в современную Баренцевскую акваторию. Деструкция приводит к образованию застойных участков, изолированных от системы придонных течений, где происходит осаждение карбонатов марганца. На о. Вайгач распространены нижнепермские отложения, накапливавшиеся в менее глубоководных условиях, чем на Новой Земле. Здесь выделяется Коротайхинско-Вайгачская СФЗ, относящаяся к Коротайхинской зоне региональной схемы.

В конце ранней перми в депоцентре Южно-Баренцевского бассейна происходит постепенное замещение карбонатного осадконакопления глинистым (депресссионные фации). Максимальные глубины палеобассейна в позднем карбоне – ранней перми, как показывает анализ сейсмических разрезов, не превышали 1,0–1,5 км.

С уфимского времени условия осадконакопления на Новой Земле постепенно выравниваются, и повсюду начинают накапливаться преимущественно глинистые осадки. В конце ранней перми началось интенсивное «торцовое» заполнение этого пострифтового бассейна осадочными толщами проградационной призмы, продвигавшейся с юга и юго-востока. Обломочные продукты в огромных количествах поступали с орогена, возникшего в результате закрытия Уральского океана. С этого времени (второй половины уфимского века) для Новой Земли выделяется единая Кармакульская СФЗ, где формировались ритмичнослоистые хлидолитовые, псаммито-глинистые осадки, обязанные процессам лавинной седиментации. Скорости осадконакопления в уфимское время достигают максимальных величин.

Вертикальный разрез проградационного комплекса (снизу вверх) представляет собой следующую закономерную регрессивную серию: дистальные алевропелитовые турбидиты, проксимальные песчано-алевропелитовые турбидиты, дебриты, относительно мелководные флишоиды, паралические молассоидные угленосные толщи. Появление угленосных паралических формаций, маркирующих момент окончательного заполнения бассейна, в Пайхойском аллохтоне [54] и на Печорской низменности фиксируется в кунгурское время, а в центральной части Южного острова Новой Земли (п-ов Гусиная Земля, лист R-39) – на рубеже биармийской–татарской эпох.

В казанскую эпоху глубоководные осадки сменяются относительно мелководными терригенными отложениями, а позднее, в конце перми – начале триаса – прибрежно-морскими и пестроцветными континентальными терригенными образованиями с примесью пирокластического материала [156]. Таким образом, к рубежу перми и триаса этот бассейн перестал быть морфологически выраженной структурой; условия осадконакопления стали прибрежно-морскими–лагунно-континентальными. Седиментогенез происходил на фоне орогенеза, маркированного на Новой Земле в границах территории листов R-39,40 пестроцветными молассоидными лагунно-континентальными осадками низов триаса, а также внедрением мелких тел и даек лампрофиров с K-Ar возрастом около 250 млн лет, а севернее – внедрением гранитоидов с датировками от 180 до 240 (K-Ar), $244 \pm 0,8$ (Ar-Ar) и 248–250 (U-Pb по циркону) млн лет.

Южнее поперечного Кармакульского прогиба и зоны глубинного Байдарацкого разлома, в пределах Вайгачско-Южноновоземельского антиклинория, напряженность дислокаций сравнительно слабее, однако их общий стиль моделирован сдвиго-надвиговой тектоникой. Главные сдвиговые нарушения имеют северо-западную ориентировку и левосторонние смещения, аналогичные Байдарацкому разлому. Надвигообразование происходило в юго-западном направлении.

Перед этой системой был сформирован передовой Кортаихинский прогиб, а на его западном борту – гряда Чернова, аналогичная гряде Чернышёва. Деформации, связанные с надвиганием Пайхойско-Новоземельской системы на Баренцевскую плиту, вызывают деформации сжатия в восточной части последней. То же касается и Тимано-Печорской плиты, где приразломные валы обязаны своим происхождением надвигообразующим процессам, захватившим осадочный чехол до долготы Куренцовской структуры. Эти деформации местами затрагивают даже низы мела.

Довольно незначительное проявление надвигово-складчатых деформаций и слабо асимметричная структура Новой Земли [97, 96, 226] обусловлены прежде всего ее внутриплитным положением. Коллизия в результате столкновения двух разнородных плит (Урал), безусловно, была несравненно масштабней, как и предшествующее растяжение, не достигшее на Новой Земле океанической стадии и приведшее лишь к возникновению относительно узкого глубоководного прогиба.

Поскольку до настоящего времени Новая Земля все еще нередко рассматривается как непосредственное продолжение структур Урала, то на этом следует остановиться особо. По имеющимся геофизическим данным, полосовые магнитные аномалии, свойственные восточной (палеоокеанической) зоне Урала, резко заканчиваются в районе Байдарацкой губы [77], т. е. уральские офиолитовые комплексы к северу от зоны Байдарацкого глубинного разлома не прослеживаются. Западная же (шельфовая окраинно-континентальная) зона уралид отчетливо следует на Пай-Хое и юго-западе–западе Новой Земли. Соответственно, принципиальным различием этих структур является то, что Урал сформирован в результате эволюции коры океанического типа, а Пайхойско-Новоземельская система является внутриплитной структурой. Ее активное рифтогенное развитие в качестве автономной структуры со средне-

го девона по пермь происходит как раз тогда, когда начинается замыкание уральского палеобассейна и севернее полюса вращения сближающихся плит в «жестком» теле платформы возникает серия структур растяжения, компенсирующих процессы сжатия на Урале.

Среди других точек зрения на тектоническую природу архипелага следует отметить представления, развиваемые В. И. Устрицким [202] и базирующиеся на геофизических данных о существовании в акаториях Баренцева и Карского морей «окон», где палеозойские слабо деформированные осадки залегают непосредственно на коре переходного типа. Эти «окна» рассматриваются как реликты коры былых океанов – Япетуса на западе и более молодого Палеоуральского в Карском море. Новая Земля в этом случае занимает срединное положение между двумя последовательно «захлопывавшимися» океанами, остаточные бассейны которых затем были перекрыты отложениями значительной мощности. Особенности внутреннего строения Новой Земли, возраст и характер складчатых деформаций с этих позиций не находят должного объяснения.

Причины, вызвавшие складчатость в Новоземельской зоне, не ясны. Ряд исследователей, по-прежнему считают этот регион непосредственным продолжением структур Урала, а более молодой возраст складчатости связывают с «косой» коллизией, возраст которой соответственно омолаживается с юго-юго-запада на север–северо-восток. Наиболее последовательными среди сторонников этих взглядов являются построения С. В. Руженцева [168], выделившего на Полярном Урале офиолиты и батиальную серию позднедевонско-каменноугольного возраста на основании находок конодонтов в известняках нижнего офиолитового аллохтона массивов Рай-Из и Сыум-Кеу, датированных обычно ордовик-раннесилурийским возрастом. С точки зрения этого исследователя, Полярноуральский океан моложе, чем в более южных районах и, возможно, продолжался на север восточнее Новой Земли, в пределы Южно-Карской котловины. Различия между Новой Землей и Полярным Уралом наметились лишь в позднем палеозое. Однако, и при такой трактовке причины и время проявления складчатости в Пайхойско-Новоземельской складчатой системе не находят достаточных объяснений.

Л. Г. Павлов и В. В. Орго [219] рассматривают коллизию как результат взаимодействия ряда микроплит, подразумевая существование к востоку от Новой Земли гипотетического Обского океана [8], а Ю. Д. Шульга [219] связывает ее с глубинным диапиризмом (пермо-триасовым? магматизмом) в Карском море. Наконец, Г. Н. Ковалева [87] считает, что прогрев масс за счет возрастания теплового потока в наиболее тонких (и проницаемых) частях рифтогенного прогиба привело к их расширению и «всплыванию», что вызвало боковое двустороннее давление и соответственно сжатие, ослабевавшее при удалении от центра к периферии, чем и объясняются особенности структуры. Такие складчатые образования, вероятно, не имеют ничего общего с зонами сучивания эпиокеанических орогенов, являясь автономными. Все приведенные точки зрения в той или иной степени уязвимы и не дают достаточно обоснованных объяснений природе и времени проявления складчатых деформаций на Новой Земле.

Позднепермско-триасовый период развития в пределах рассматриваемого региона резко отличается от всех предыдущих и последующих. Деструктивные процессы проявились рифтогенезом с возможным сопутствующим ему магматизмом, тектоно-термальной переработкой консолидированной коры и интенсивными вертикальными и горизонтальными движениями. Система рифтогенных прогибов заложилась на территории Западной Сибири, протянувшись в южную часть современного Карского моря и предопределив формирование Западно-Сибирской плиты.

На востоке Баренцева моря качественно меняется состав отложений: от карбонатного и карбонатно-терригенного (в ранней и начале средней перми) на исключительно терригенный.

Форсированно возрастают скорости осадконакопления: за период от поздней перми до позднего триаса, т. е. за 20–25 млн лет, здесь была сформирована гигантская линза терригенных пестроцветных образований с мощностью в депоцентрах до 8–9 км. Общая же мощность среднепермско-триасового комплекса достигает 10–11 км, что составляет не менее половины всего осадочного выполнения Восточно-Баренцевского мегабассейна.

Признаки тектоно-магматической активизации, маркирующие обстановку растяжения в позднепермско-раннетриасовое время, отмечаются в бортовых зонах Южно-Баренцевского бассейна. В керне морских скважин, а также в обнажениях западного побережья Новой Земли в отложениях верхней перми и нижнего триаса (адмиралтейская свита) установлены прослой вулканогенного материала, представленного туфопесчаниками, туфоалевролитами, туффитами и пепловыми туфами (среднего)–основного состава. Синхронный базитовый магматизм проявился в смежных областях Тимано-Печорской плиты. Сейсмические данные указывают на развитие в пермско-триасовых отложениях клиноформ, а также «аномальных» отражающих горизонтов, обусловленных магматическими телами основного состава.

Значительная скорость прогибания Южно-Баренцевской синеклизы, опережающая по темпам лавинное осадконакопление, может быть объяснена интенсивным инъецированием земной коры бассейна базитовой магмой. Это вызвало ее утяжеление и погружение навстречу поднимающемуся мантийному диапиру.

Юрско-меловой и палеогеновый этапы

В позднем триасе–юре главные тектонические события, затрагивающие бассейны Баренцева и Карского морей и определяющие геодинамику региона, сосредоточиваются в районе Пайхойско-Новоземельского пояса. Облик дислокаций и изотопные датировки гранитоидов (180–230 млн лет) [96], прорывающих палеозойские образования, свидетельствуют о формировании складчато-надвиговой структуры Пайхойско-Новоземельского пояса в ранне-киммерийскую эпоху тектогенеза. Кульминационная фаза коллизионных процессов приходится здесь на поздний триас–раннюю юру.

Одновременно с формированием Пайхойско-Новоземельской складчато-надвиговой системы, в ее тыловой области происходило разрастание границ

Южно-Карского бассейна. Существенные изменения в стиле развития претерпевает и Восточно-Баренцевский бассейн. Воздымание Новоземельского пояса и связанной с ним восточной окраины этого бассейна в самом конце триаса повлекло за собой перерыв в осадконакоплении. Дальнейший подъем в раннеюрское время сопровождался размытием верхнетриасовых отложений бассейна, а также более древних образований, слагавших складчато-надвиговые структуры. В разрезе осадочного чехла бассейна это событие запечатлено одной из основных границ его раздела – отражающим сейсмическим горизонтом Б. Последующая, достаточно быстрая фаза погружения бассейна маркируется накоплением нижнеюрского клиноформного комплекса. Клиноформы, налегающие на эродированную, местами глубоко, поверхность триаса (горизонт Б) фиксируют поступление первой порции терригенного материала с нового источника сноса – Новоземельской складчато-надвиговой системы. При этом следует заметить, что наиболее интенсивно подвергся размыву западный фланг орогена. Подавляющий объем продуктов его разрушения сносился в Восточно-Баренцевский мегапрогиб. В Южно-Карском бассейне клиноформ со стороны Новой Земли не установлено. Это приводит к выводу о том, что западная асимметрия орогена до размыва была гораздо более отчетливой [53].

Фазы воздымания Новоземельской системы и прилегающей к ней полосы Восточно-Баренцевского мегабассейна продолжали проявляться как в раннем мелу, так и в постмеловое время. Как следствие этого, начиная с берриаса-баррема, депоцентр осадконакопления бассейна медленно смещался к западу, указывая на то, что фазы воздымания орогена сопровождалось импульсами горизонтального одностороннего давления на бассейн, способствуя его углублению.

Таким образом, в структуре Предновоземельской области, так же как и на архипелаге, по характеру дислокаций и их простириям выделяются два сегмента, расположенные ортогонально друг к другу. Южный сегмент северо-западного простириания сформировался в условиях левостороннего сдвиго-сжатия. Северный сегмент северо-восточного простириания является результатом одностороннего фронтального сжатия.

В геодинамическом отношении становление орогенического пояса и его передовой системы дислокаций происходило в пограничных зонах плит [148] и обусловлено развитием Восточно-Баренцевской и Южно-Карской раздвиговых систем. Процессы растяжения в конце палеозоя и начале мезозоя в их пределах с течением времени обеспечили раннекиммерийские напряжения сжатия в полосе структур, заключенных между ними.

С раннеюрского времени, ознаменовавшегося размывом отложений на поднятиях, начинается, как и на эпипалеозойских платформах Евразии [33], формирование плитного (синеклизного) комплекса терригенного состава. Тимано-Печорская плита, как тыловая стабилизирующаяся структура, испытывает слабые темпы погружения и в основном является областью транзита размывающихся отложений в Южно-Баренцевский бассейн. Как в последнем, так и в Южно-Карском бассейне юрский чехол аккумуляровался в условиях затухания тектонических движений и относительно спокойного прогибания

на значительных площадях, локализованных над системами рифтогенных (тафрогенных) прогибов.

В конце юры на обширных пространствах юга Карского моря, в восточной части Баренцева моря, Норвежском и Северном морях установились специфические условия бескислородного осадконакопления и формирования доманикоидных глинистых формаций, аналогичных баженовской свите Западной Сибири.

Поздняя юра – мел. До указанного времени юрские отложения небольшой мощности перекрывали денудированный рельеф Новой Земли, свидетельствуя о центробежном расширении ареала осадконакопления в Южно-Карском бассейне. На ранних фазах рассматриваемого этапа, вероятно, на рубеже юры и мела, Новоземельский пояс испытывает новый импульс воздымания, поставляя терригенный материал в окружающие впадины.

Подъем орогена, судя по всему, достаточно быстрый, сопровождался не только углублением Южно-Баренцевского бассейна, но и смещением депозцентра осадконакопления к западу. Это событие фиксируется перерывом в осадконакоплении и последующим формированием клиноформной толщи берриас-валанжинских и готеривских глин, с несогласием перекрывающей верхнеюрские отложения. Отложения баррема сформировались уже в мелководных условиях.

В позднеюрское время завершается обособление Южно-Баренцевского бассейна за счет образования Лудловской перемычки. В пределах всего бассейна проявлялся основной магматизм позднеюрско-раннемелового возраста, указывающий на рифтогенный режим развития. Формы его внедрения – силлы и дайки. Начиная с апта–альба, темпы осадконакопления в Восточно-Баренцевском мегабассейне заметно снижаются.

В Южно-Карском бассейне, несмотря на преобладающий в юрско-меловой этап нисходящий характер движений, выявляются существенные отличия в скоростях прогибания на различных временных отрезках. После рифтогенного этапа в юре интенсивность погружения падает и начинает резко нарастать с конца юры, достигая наибольших темпов в апт-альбское время. Представляется, что региональный фактор изменения скоростей вертикальных движений от юры к раннему мелу играл определяющую роль в формировании крупных поднятий на плитном этапе развития бассейна. Это же время характеризуется оживлением разломообразования, в основном вблизи сводов и, реже, крыльев поднятий. Кроме того, не исключается, что позднеюрско-раннемеловая тектоническая активизация сопровождалась здесь и магматической деятельностью.

В начале позднего мела в Южно-Карском бассейне наступает относительная стабилизация тектонического режима. Увеличение амплитуды погружения, вероятно, было свойственно сантон-кампанскому времени, когда установились морские относительно глубоководные условия с отложением кремнистых осадков.

Тимано-Печорская плита в позднем мелу с юга на север начинает испытывать осушение, и слабое прибрежно-мелководное осадконакопление сосредотачивается на ее баренцевоморской окраине.

Постмезозойский этап сопровождался воздыманием Баренцево-Карского шельфа и размывом пород. Только во внутренних районах шельфа величины смытых отложений достигают 1,5–2,0 км [150]. Автономно развивался лишь Южно-Карский бассейн, где в прерывистом режиме продолжалось палеоэоценовое осадконакопление в условиях ощутимого сжатия в связи с раскрытием Евразийской океанической впадины. При этом эоценовые отложения локализируются непосредственно над пермско-триасовой рифтовой системой.

Неоген-четвертичный этап

Миоцен. С началом новейшего этапа в регионе произошло резкое усиление тектонической активности. Еще в начале и середине миоцена началось интенсивное врезание палеорек, в том числе и на современном шельфе. На юге Новой Земли и на о. Вайгач происходили первые воздымания палеогенового пенеппена, который был разбит новейшими дизъюнктивами на отдельные блоки, в целом наследующие простираения ранних киммерид.

В позднем миоцене начался новый этап неотектонического аплифта, совпавший с крупнейшей регрессивной фазой. К рубежу миоцена и плиоцена уровень Мирового океана упал до абс. отм. –300 м [187, 139], ознаменовав собой так называемый мессинский кризис и вымирание теплолюбивых ассоциаций микро- и макрофауны и тургайских флор. В результате на шельфе речные палеодолины были врезаны до абс. отм. –300 м ниже современного базиса эрозии. Морские условия сохранялись в наиболее глубоких впадинах донеогенового рельефа на юге и юго-западе региона.

Плиоцен. Очевидно, эпоха тектонического поднятия продолжалась и в раннем плиоцене, судя по отсутствию надежно датированных нижнеплиоценовых образований в регионе. Но уже в среднем плиоцене южная часть территории листов R-39, 40 была охвачена морской трансгрессией, приведшей к накоплению мощных (до 180 м) образований колвинской серии (гаревской, хорейверской и лыммусюрской свит).

На рубеже раннего и позднего плиоцена происходит крупная регрессия, приведшая в Тимано-Уральском регионе к формированию новой генерации усть-войских речных палеоврезов. Выполняющий их аллювий каменной свиты падимейской серии [223] залегает на абс. отм. до –200 м ниже современного базиса эрозии. Такие же по глубинам речные палеоврезы развиты [138] и на Печороморском шельфе.

После этой регрессии в позднем плиоцене почти вся территория листов R-39, 40 была залита водами новой, падимейской трансгрессии – за исключением возрождающегося горно-складчатого сооружения на месте Пай-Хоя, о. Вайгач, Новой Земли и шельфовых областей у северной кромки листов. Судя по спорово-пыльцевым спектрам осадков падимейской серии и преобладанию диамиктонов с многочисленными гравием, гальками и валунами в составе юръягинской и седьягинской свит, осадконакопление в позднем плиоцене осуществлялось уже в ледовитых морских бассейнах при нормальных для шельфа глубинах. Об этом же свидетельствуют и «проходящие» виды фораминифер, характерные для очень широкого набора палеофациальных

обстановок. Сухопутные условия господствовали на Вайгаче и Новой Земле, где за счет неотектонического воздымания рельеф был уже достаточно расчленен, а из растительности преобладали лесостепные флоры.

В возвышенной части Полярного Урала восточнее кромки листа R-40 было развито обширное горно-долинное оледенение. Судя по литологическому составу и распространению отложений юрьягинской и седьягинской серий, позднеакчагыльский (падимейский) морской бассейн превышал по своим размерам раннеакчагыльский (колвинский) и, видимо, в максимум трансгрессии соединялся с древним Каспийским бассейном [75].

Эоплейстоцен. В конце акчагыльского времени как на суше, так и на шельфе происходит кратковременная, но достаточно глубокая (до минус 150–200 м, судя по тальвегам палеоврезов в структуре отражающего горизонта D₂) «предчетвертичная» регрессия. В апшеронское время (раннем эоплейстоцене) ее сменяет новая морская трансгрессия, охватившая практически весь регион, включая п-ов Канин, но исключая юг Новой Земли и о. Вайгач.

Неоплейстоцен. Эволюция региона укладывается в рамки палеомагнитной эпохи прямой намагниченности Брюнес. В эпоху Брюнес – за счет кардинальных структурно-тектонических перестроек – произошли принципиальные палеогеографические и климатические изменения, связанные с ростом гор. В силу последних большая часть дна четвертичных (акчагыльских и апшеронских) морских бассейнов к заключительным стадиям неоплейстоцена была выведена из области осадконакопления, а бывшие области сноса на шельфе близ Новой Земли были погружены ниже базиса эрозии, т. е. шельф и палеошельф как бы поменялись местами.

В течение раннего–среднего неоплейстоцена на Новой Земле была выработана педиценизированная поверхность выравнивания на высотах 400–600 м. На современном шельфе и платформенной части Тимано-Уральского региона существовал холодноводный морской бассейн.

Во второй половине среднего неоплейстоцена наибольшая в позднем кайнозое трансгрессия сменилась максимальной за антропоген регрессией, когда уровень моря в силу тектоно- и гляциоэвстатических причин упал до абс. отм. порядка –200 м. Соответственно весь шельф был осушен, и в регионе очень широкое развитие получили криогенные процессы. Очевидно, что размеры даже максимального среднееоплейстоценового оледенения морфоструктурно контролировались поднятыми к середине антропогена возвышенностями Полярного Урала, Новой Земли и Тиманского кряжа.

Вслед за отступанием московских (тазовских) ледников в регионе наступило самое теплое в антропогене межледниковье – микулинское по Русской, казанцевское по Сибирской региональным стратиграфическим шкалам. На фоне повсеместного таяния материковых льдов даже в центрах оледенений и эвстатического повышения уровня Мирового океана на всей площади листа R-39, 40 осуществлялась повсеместная морская трансгрессия, причем широкие гидробиологические связи с Атлантикой обеспечили ее исключительную тепловодность, что зафиксировано в бореальных комплексах малако- и микрофауны. После окончания бореальный трансгрессии и в условиях похолодания климата близ центров оледенения (Новая Земля, Вайгач, Тиман, Канин Камень и др.) в ранневалдайскую (зырянскую, ранневислинскую, ранневюр-

мскую, ранневисконсинскую) эпоху в регионе вновь развивались покровные и полупокровные ледники.

В результате проведенных международных исследований стало очевидным, что последнее оледенение на Европейском северо-востоке России было минимальным, и покровным там предполагается именно зырянское оледенение. Однако часть отечественных геологов-съемщиков [14, 223] полагает, что и ранневалдайское оледенение в Тимано-Уральском регионе не выходило далеко за пределы горного обрамления. Так, зырянские морены установлены лишь на западных склонах Полярного Урала (восточнее кромки листа R-40), на п-ове Канин и на подводных бортах Новоземельского орогена. Видимо, на осушенных пространствах шельфа в эту эпоху формировалась толща многолетнемерзлых пород. За фронтом конечных морен существовали обширные приледниковые озера, где накопились мощные толщи характерных гляциально-лимнических осадков.

Новая морская трансгрессия развивалась в регионе в каргинское (средневалдайское, средневислинское, среднеюрское, средневисконсинское) время, когда уровень моря вновь повысился до отметок, близких к современным, и, возможно, даже несколько превышал таковые. В течение каргинского мегаинтерстадиала изолированные ледниковые шапки могли сохраняться в горных районах Полярного Урала и Новой Земли. В эту эпоху были образованы морские террасы высотой 46–60 (80) м на материковых побережьях, 80–120 м на о. Вайгач и 60–200 м на Южном острове Новой Земли. Безусловно, такие высоты каргинских террас объясняются молодыми воздыманиями побережий. Крестьяхинская (каргинская) трансгрессия на Новой Земле так же, как и кумжинская, имела многофазовый характер.

Последняя структурно-тектоническая перестройка на территории листа R-39, 40 происходила в конце позднего неоплейстоцена, т. е. в сартанское (поздневалдайское, позднеюрское, поздневислинское, классическое висконсинское) время. Это событие совпало с гляцио (тектоно?)-эвстатической регрессией, когда уровень Мирового океана понизился до абс. отм. –120 м. Ранее [57] именно с сартанским временем связывалось мощное покровное оледенение, которое с Новоземельского центра распространялось на шельф, а далее уже (вверх по уклону) на прибрежные равнины Тимано-Уральского региона. Но в последние годы даже международные исследования [231] привели к признанию наличия «безледного валдая» в пределах побережий Печорской низменности не только на протяжении каргинского, но и сартанского времени. Радиоуглеродные датировки торфа и древесины с Южного острова Новой Земли в 15–18 тыс. лет [105] указывают на отсутствие ледников даже в самом гипотетическом центре оледенения, где для их формирования из-за исключительной суровости и сухости климата просто не хватало влаги. На осушенном шельфе вновь формировалась «вечная» мерзлота, реликты которой сохранились на дне Печорского моря до сих пор [128].

С началом потепления климата и развития послеледниковой (фландрской) трансгрессии резко активизировались рельефо- и осадкообразующие процессы. В первую очередь это связано с деградацией «вечной» мерзлоты и весьма быстрыми темпами солифлюкционных, оползневых, делювиальных и других

процессов. При этом образовался целый набор мореноподобных отложений (в действительности являющихся склоновыми).

На рубеже неоплейстоцена и голоцена в фиордах и шхерах Новой Земли и в Восточно-Новоземельском желобе сформировались достаточно мощные (до 5–7 м) толщи переходных верхнеоплейстоцен-голоценовых осадков, обусловленные таянием фирна и пассивных ледников, поставлявших в бассейн большое количество терригенного материала. Уже в голоцене на всем шельфе был образован маломощный (первые метры) плащ современных осадков, распространение и литологический состав которого подчинен морфоструктуре дна и циркумконтинентальной зональности. В послеледниковое время все отрицательные морфоструктуры региона (и в первую очередь Вайгачско-Новоземельский желоб) испытывают резкое погружение, а положительные (Тимано-Канинский, Пай-Хой-Новоземельский горст-мегаинклинии, выступ о. Долгий, отчасти гряда Чернышева) – воздымание.

Таким образом, именно во фландрскую эпоху окончательно сформировался современный морфоструктурный план как сухопутной части Тимано-Уральского региона, так и прилегающего шельфа.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Площадь листа охватывает Печороморский шельф и небольшую юго-западную часть Карского шельфа, прилегающего с востока к южному острову Новой Земли и к о. Вайгач. Суша в границах листа, помимо двух вышеназванных островов, почти лишенных четвертичного покрова, представлена приморскими районами Печорской низменности и о. Колгуев с господством аккумулятивного рельефа (см. Геоморфологическую схему). Рельеф всей рассматриваемой площади формировался в ходе неотектонической активизации региона на фоне многократных трансгрессий арктического бассейна. Если рельеф суши (преимущественно реликтовый доголоценовый) в настоящее время испытывает воздействие наземных рельефообразующих агентов, то для современного шельфа ведущими являются субаквальные процессы: волновые и неволновые, а также гравитационные. Осадки голоцена на шельфе распространены неравномерно, и в зависимости от мощности в той или иной степени нивелируют геоморфологические элементы, созданные на предшествующих этапах развития.

В основе геоморфологической схемы, выполненной для данного листа в масштабе 1 : 2 500 000, лежит геоморфологическая карта масштаба 1 : 1 000 000 из предшествующей работы [51]. Она переработана с учетом новых данных и новых инструктивных документов [131, 132, 199]. Главные дополнения коснулись шельфа. Рельеф суши охарактеризован в основном так, как это было сделано А. С. Красножен в предшествующей работе, но с учетом изменений, нанесенных на карту плиоцен-четвертичных образований. Геоморфологическая схема составлена по аналитическому принципу [116, 117, 130, 131, 199], реализация которого для площадей суши встретила ряд затруднений, поскольку методы аналитических построений для этого масштаба пока мало разработаны.

Рельеф островной и материковой суши

На большей части суши рельеф равнинный, отметки высот не превышают 200 м и только у северной рамки листа в низкогорье южного острова Новой Земли достигают 400–500 м. Выделены следующие основные генетические категории рельефа:

- денудационный (включая структурно-денудационный),
- денудационно-аккумулятивный,
- аккумулятивный.

Денудационный рельеф

На арх. Новая Земля сохранилась поверхность педиплена плиоцен-ранненеоплейстоценового возраста (N_2-Q_1), разделенная комплексом эрозионно-денудационных процессов на отдельные массивы и гряды. Пологонаклонные (до $2-3^\circ$) водораздельные пространства низкогорий на абс. отм. 400–500 (местами более 550 м) представляют собой лестницу некомпенсированных поверхностей выравнивания, отделенных одна от другой уступами и склонами различной крутизны. Поверхности выработаны преимущественно в песчаниках, алевролитах и аргиллитах пермского возраста, которые легко поддаются денудации. Наиболее четко выражены две поверхности выравнивания на уровне 500 и 400 м. Они имеют небольшой уклон к периферии низкогорий до отметок 450 и 360 м. В междуречье Рогачёва и Вадеги (арх. Новая Земля) выделяется педиплен с отдельными останцовыми одновысотными (около 500 м) грядами. В древних врезках на поверхности водораздела здесь найдены остатки рыхлого чехла ранненеоплейстоценового возраста. Обнаруженные на поверхности верхнего яруса (600–800 м) педиплена остатки хлорит-гидрослюдистой коры выветривания с палеоген-неогеновыми спектрами спор и пыльцы позволяют датировать поверхности нижнего яруса педиплена на абс. отм. 400–600 м плиоцен-ранненеоплейстоценовым временем. Все вышеописанные поверхности выравнивания имеют четкие ограничения в виде склонов различной крутизны и высоты. Денудационные склоны гор крутые ($30-60^\circ$) с вогнутым профилем, часто обвальнo-осыпные, осложненные уступами со снежниками, что благоприятствует интенсивной деятельности нивальных процессов. Высота их достигает 200–300 м.

Педименты с останцовыми грядами и эрозионными ложбинами, слабонаклонные ($3-5^\circ$), развиты по периферии низкогорья на абс. отм. 260–360 м. Их поверхность имеет неровный ступенчатый мезорельеф и покрыта маломощным разорванным чехлом элювиально-делювиальных отложений. Формирование педиментов происходило, вероятно, в средненеоплейстоценовое время, так как ниже 300 м они, как правило, срезаются нисходящим денудационно-абразионным склоном кумжинской трансгрессии [293].

Денудационные склоны гряд и возвышенностей, образующиеся под воздействием плоскостного смыва, развиты практически на всех островах и побережье. На островах Вайгач и Новая Земля эти пологие (до 10°) склоны выработаны в дочетвертичных скальных породах, а на острове Колгуев и побережье Малоземельской и Большеземельской тундр – в рыхлых отложениях эоплейстоцена и раннего неоплейстоцена. Рассматриваемые склоны разделяют разновозрастные морские равнины и террасы, часто осложнены уступами, обычно имеют выпуклый профиль и относительные превышения от 30–50 до 100 м. Их поверхность изрезана параллельными эрозионными ложбинами. Характерны «каменные реки», покровы и конусы делювиально-пролювиального материала, сливающиеся у

подножия в пролювиально-солифлюкционные шлейфы. Время формирования склонов данной категории – средний неоплейстоцен–голоцен (Q_{II-H}).

Денудационно-эрозионный рельеф представлен склонами речных долин. Они широко распространены в низкогорье Новой Земли, а также в приводораздельных пространствах Малоземельской и Большеземельской тундр. Ввиду мелкого масштаба схемы, они в основном показаны немасштабными знаками, и лишь на ограниченных площадях – в виде генетически однородных поверхностей. Эрозионный рельеф современных и древних речных долин не выделяется в самостоятельную категорию и либо показан немасштабным знаком, либо включен в категорию денудационно-эрозионного рельефа. Вся территория суши в пределах листа покрыта решетчатой, радиальной и параллельной сетью денудационно-эрозионных склонов. В их формировании сказались характер тектонических движений, структура и литология подстилающих пород и климат, а также особенности рельефа, предшествовавшие заложению рек. В пределах низкогорий Новой Земли крутые (более 20°) денудационно-эрозионные склоны существенно переработаны процессами плоскостного смыва и имеют плавный профиль, часто прямолинейны в плане и прослеживаются на десятки километров. Высота их меняется от 30–50 до 100 м и более. Они изменены обвально-осыпными и нивальными процессами, изрезаны эрозионными бороздами и ручьями. Более пологие (меньше 15°) денудационно-эрозионные склоны присущи верховьям всех рек низкогорья Новой Земли, где развиты процессы медленной солифлюкции и делювиального сноса.

Для современной речной сети характерен молодой облик. Реки имеют узкие долины, ступенчатый продольный профиль. Типичны V-образные речные долины типа ущелий или каньонов шириной от десятков метров до 1 км, выработанные как в днищах обширных эрозионно-денудационных долин низкогорья, так и в пределах аккумулятивно-абразионных равнин Новой Земли и Вайгача. Глубина эрозионного вреза колеблется от 20–40 до 60 м в нижних частях долин практически всех крупных и мелких рек. Ниже абс. отм. 200 м, в пределах пологонаклонной морской равнины реки образуют непрерывные каньоны, часто вплоть до современного берегового клифа (реки Рогачёва, Северная и Южная Тайная, Савина). Для долин рек юга Новой Земли (Большая Юнау, Саханина и других) характерно чередование озеровидных расширений и участков с крутыми уклонами, узким руслом, зажатым в крутые берега, часто встречаются каньоны.

В пределах уплощенных водоразделов о. Колгуев, а также Малоземельской и Большеземельской тундр долины верховий всех крупных рек и их мелких притоков имеют ветвистый, мозаичный рисунок. По-видимому, он отражает структуру и литологические особенности рыхлого кайнозойского субстрата. Врезы глубиной от 2–3 до 25–30 м и более, выработанные в суглинистых морских и ледово-морских отложениях, в верховьях имеют симметричный V-образный профиль. Вниз по течению он сменяется U-образным, часто асимметричным. В пределах голоценовой морской равнины (ниже 20–40 м) долины рек слабообразованные плоские, глубиной не более 3 м, с фрагментарно развитой низкой поймой, реже высокой. Молодые современные реки района не выработали еще свои долины и имеют мало террас: всего 1–2, реже

3–4 (в основном в нижнем течении наиболее крупных рек). На склонах эрозионных долин развиваются солифлюкция и оползни. Возраст денудационно-эрозионных склонов – средний неоплейстоцен–голоцен (Q_{II-H}).

Денудационно-абразионные склоны. К ним относятся крутые, иногда обрывистые склоны высотой 30–100 м, развитые по периферии отдельных плосковершинных массивов карбонатно-сланцевых пород силура и девона, слагающих ядро Вайгачско-Южноновоземельского антиклинория от р. Рогачёва до р. Саханина. Денудационно-абразионными являются также крупные, высотой до 30–60 м и длиной от 20 до 60–80 км прямолинейные склоны, разделяющие высокие уровни морских террас, например, на восточном склоне Седуяхинского поднятия, северном склоне Вангурей-Мусюр. Повидимому, они контролируются новейшими разломами или гранями дочетвертичного рельефа. Характерные особенности – профиль от крутого вверху до обрывистого в нижней части склона и расположение между разновысотными разновозрастными морскими равнинами – позволяют считать их денудационно-абразионными склонами длительного формирования. Время их образования каждый раз «привязывается» к очередной трансгрессии, то есть к возрасту нижележащей морской равнины, начиная со среднего неоплейстоцена и до голоцена. В позднем неоплейстоцене они неоднократно становились преградой наступавшему морю. Об этом свидетельствует выклинивание по простирацию склонов двух-трех уровней морских равнин. Эпизодическая абразия нижних частей этих склонов приводила к возникновению обвалов, осыпей на вышележащих участках. На поверхности склонов, выработанных в рыхлых отложениях эоплейстоцена и нижнего неоплейстоцена, широко развиты нивально-эрозионные ниши, солифлюкционные уступы и валы, а также оползни и пльвуны. Ежегодно вдоль северной береговой линии о. Колгуев, а также на отдельных участках берега Гусиной Земли и северо-восточного берега Новой Земли наблюдается процесс обрушения современного клифа высотой до 30–50 м.

Различные по высоте (от 2–3 до 5–10 м) и уклону уступы и склоны, разделяющие морские разновозрастные террасы и равнины, на всей территории суши имеют сходный генезис, как правило, абразионный.

Денудационно-аккумулятивный рельеф

Данная генетическая категория представлена на суше морскими абразионно-аккумулятивными террасовидными поверхностями, которые широко развиты в интервале высот от 0 до 300 м на юге Новой Земли и о. Вайгач. Островной характер этих участков суши, являющихся источником сноса, связанный с этим дефицит рыхлых терригенных осадков и интенсивная абразия привели к выработке на значительных участках структурного бенча: грядового, ступенчатого, глыбового или глинистого (в зависимости от литологии и залегания пород субстрата). Аккумулятивные формы в виде комбинаций (скоплений) кос, пересыпей, перейм и т. д. наблюдаются преимущественно вдоль юго-западного побережья Новой Земли: на Гусиной Земле, о. Междущарский, в низовьях р. Саханина и у мыса Меньшикова. Здесь выделяется четыре террасовых комплекса, отвечающих высокому уровню стояния пери-

одически наступающего моря: до отметок 300 м в средне-позднеоплейстоценовое время, до отметок 200 м в позднеоплейстоценовое время до отметок 60–80 м в позднеоплейстоцен-голоценовое время и до отметок 40 м в голоцене.

Абразионно-аккумулятивный рельеф голоценового возраста представлен на суше тремя морскими террасами высотой 22–40 м, 12–20 м, 6–10 м. Они в виде узких (от 20 до 100–500 м, реже до 2–3 км) лент и фрагментов отдельных площадок развиты вдоль береговой линии Вайгача и Новой Земли. В заливообразных понижениях террасы приобретают лагунный характер. Выработаны они как в коренных породах, так и в рыхлых отложениях позднечетвертичного возраста. Среди аккумулятивных форм преобладают подводные валы, сложенные песчаным материалом, которые протягиваются вдоль берега, параллельно друг другу. Голоценовый возраст террас подтверждается коррелятивными отложениями и изотопными датировками: от $10\,550 \pm 160$ до 6340 ± 90 лет [105].

Морская терраса на абсолютных отметках 42–60 (80) м, позднеоплейстоцен-голоценового времени (Q_{III-N}) прослежена на побережье Новой Земли и о. Вайгач полосой от 200–300 м до 15–20 км. Абразионные террасы выработаны преимущественно в коренных породах, где формируются выровненный полосчато-глыбовый или щебенчатый бенч (бассейны рек Савина, Нижней и Верхней Бутакова Новой Земли, юго-западное побережье Вайгача). Реже встречается грядовый бенч (юг Новой Земли и север Вайгача). В рыхлых позднеоплейстоценовых породах на о. Междушарский и на Гусиной Земле формируется глинистый бенч с криогенными формами: крупнобугристыми полигональными с оплывинами, термоабразионными западинами с озерами и криосолифлюкционными «натечными» террасами. Аккумулятивные формы рельефа типа береговых валов, кос, перейм и пересыпей на юго-западном побережье Новой Земли, развиваются унаследованно от мысообразных перегибов восходящих абразионных склонов более древних морских террас. Среди аккумулятивных форм преобладают подводные валы (до 5–6), сложенные песчаным материалом и протягивающиеся вдоль берега параллельно друг другу. Высота их – от 1 до 4 м при длине от сотен метров до нескольких километров. Расположение описываемой террасы между позднечетвертичными и голоценовыми морскими террасами, а также соответствующие им изотопные датировки торфов – $15\,120 \pm 120$ и $10\,550 \pm 160$ лет позволяют относить формирование абразионно-аккумулятивной террасы на высотах 40–60 (80) м к позднему неоплейстоцену–голоцену.

Морская ступенчатая равнина позднеоплейстоценового возраста (Q_{III_3}). На Новой Земле она расположена на абс. отм. 80–200 м, а на о. Вайгач от 80 до 110–120 м, окаймляет широкой полосой (от 5 до 25–40 км) более высокую морскую равнину. На Новой Земле от р. Рогачёва до р. Большая Юнау она занимает все понижения структурно-денудационного рельефа, формируя днища древних заливов и проливов. Эта равнина, сформированная каргинской трансгрессией, несет на своей поверхности следы ее прерывистого развития, выразившиеся в ступенчатом строе-

нии и выработке основных уровней, отвечающих: а) 160–200 м – максимуму трансгрессии; б) 80–140 м – стадии регрессии.

Кроме того, на отдельных участках (реки Колодкина и Саханина) наблюдается расщепление абразионных уступов на уровне 120, 130 и 140 м. В этом же районе в верховье р. Кумжи отмечаются ритмично чередующиеся (галечник–песок–супесь) отложения крупного (до 30 м) подводного бара, коррелятного вышеупомянутым абразионным формам. На абс. отм. 142 м отложения бара перекрыты более глубоководными суглинками того же возраста. Их прерывистый покров прослеживается вплоть до отметок 180 м. Прибрежные фации в виде осадков пляжа (пески, галечники) и лагун (глины), отвечающие максимуму трансгрессии, отмечаются вдоль карского и баренцевского побережья на отметках 190–200 м. Наиболее выраженными и всюду прослеживаемыми являются уровни 140–110 м и 100–80 м, фиксирующие прерывистый характер отступления моря. Регрессивные серии аккумулятивных форм приурочены к абразионным склонам и уступам, разделяющим именно эти террасовидные уровни. Формы типа баров – комбинации нескольких лент: от подводных валов высотой 1–2 м и длиной до нескольких километров (1–5 км), встреченных на крыльях положительных структур на Гусиной Земле и о. Междушарский, до кос, перейм и пересыпей, развивающихся от выступов абразионного берега. Они широко развиты по всему юго-западному побережью Новой Земли. Тем не менее, большая часть описываемой абразионно-аккумулятивной равнины на Новой Земле и о. Вайгач занята структурным бенчем, в основном выровненным глыбовым, иногда ступенчатым глинистым (Гусиная Земля), реже грядовым.

Морская равнина средне-позднелепистоценового возраста (Q_{II-III}) развита по периферии горного сооружения и на низких водоразделах Новой Земли (200–300 м) и о. Вайгач (140–150 м). Она имеет пологий наклон и четкие ограничения в виде восходящих уступов и склонов низкорья на абс. отм. от 260 до 300 м, высота которых колеблется от 1,5 до 5 м, снизу ограничена береговой линией более молодого террасовидного комплекса. Поверхность равнины осложнена литоморфными грядами и реликтовыми абразионными уступами различной высоты (от 1,5 до 5 м) и протяженности (десятки километров), приуроченными к изогипсам 220, 240 и 260 м. В пределах плоских водоразделов на обширных площадях выхода однородных толщ девона и перми развит выровненный валообразный или глыбовый бенч. Грядовый бенч наблюдается на водоразделе рек Южная Тайная и Савина. Он обусловлен препарировкой чередующихся пачек песчаников и аргиллитов, в разной степени устойчивых к абразии. В центре о. Вайгач, в тыловых частях описываемой террасы наблюдается глинистый бенч, выработанный в суглинках и алевролитах нижнего неоплейстоцена. Аккумулятивные формы сохранились лишь кое-где. В бассейне р. Савина (Новая Земля) на абс. отм. 210–220 м это выположенные формы высотой до 1,5 м, сложенные песчано-галечниковым материалом с высыпками раковин моллюсков. На остальной площади лишь в понижениях рельефа иногда сохраняются суглинки кумжинской свиты средне-позднелепистоценового возраста небольшой мощности (0,5–1,0 м).

Аккумулятивный рельеф

В границах листа аккумулятивный рельеф распространен повсеместно в прибрежной полосе Большеземельской и Малоземельской тундр, а также на о. Колгуев. Представлен он несколькими морскими террасовидными поверхностями, а также речными и озерными террасами, озерно-аллювиальными и аллювиально-морскими равнинами.

Низкая морская терраса высотой 0–3 м, лайды, косы, бары позднеголоценового возраста (Q_H^4) пользуются широким распространением вдоль береговой линии, как в прибрежных районах суши, так и на островах. Это надводный комплекс аккумулятивного рельефа современного мелководного шельфа. Поверхность кос ровная, плоская песчаная. Высота таких крупных кос (Русский Заворот, Гуляевские Кошки или Плоские Кошки о. Колгуев) равна 2–3 м, иногда достигает 4,5–5 м. Пляжи плоские, широкие (от 10 м до 50–100 м), песчаные или ракушечно-песчаные с редкой галькой. Высота пляжей – около 3 м, но иногда достигает 10 м. Широко распространенная вдоль материкового побережья лайда высотой 0,5–3 м имеет ровную поверхность, сложена торфяно-глинистыми, реже – песчано-илистыми осадками.

Морские террасы на отметках 6–10 м среднего голоцена (Q_H^{2-3}) и 12–20 м раннего голоцена (Q_H^1) занимают обширные площади (десятки километров) между крупными губами: Хайпудырской, Паханческой, Печорской и Сенгейским проливом, а также фрагментарно развиты на юге о. Колгуев. Террасы сложены тонкими песками, часто перемежающимися с супесями и суглинками. Поверхность их ровная, иногда слабо наклоненная в сторону моря или к заливам и проливам. Высота уступов террас – от 2–4 до 8–10 м. Значительная часть террас заозерена (до 40 %), заболочена или покрыта торфяниками мощностью до 0,5–1,5 м. Широко развиты песчаные яреи, крупнобугристые торфяники, бугры пучения и ленты морозобойных щелей, заполненных водой. Характер расположения по периферии современного морского бассейна свидетельствует об их образовании в максимум голоценовых трансгрессий.

Аккумулятивные речные террасы и пойма голоценового возраста (Q_H) представлены преимущественно низкой и высокой поймами, а также фрагментарно развитыми I и II надпойменными террасами. Низкая (0,5 м) и высокая (1–1,5 м) поймы прослеживаются узкими лентами практически по всем рекам, формируя плоские днища эрозионных долин. Поверхность пойм осложнена многочисленными протоками, старицами, остаточными озерами и прирусловыми валами. Ширина пойм варьирует от 200–300 м до 2–5 км, а иногда, как в низовье р. Печора, достигает 50 км.

I надпойменная терраса высотой 2,5–3 м (иногда 4,5 м) часто имеет ступенчатое строение. Она изредка наблюдается по крупным рекам Новой Земли и спорадически по рекам приморской равнины. На Новой Земле терраса сложена песчано-валунно-галечным материалом, а на побережье материка – песком и супестью.

II надпойменная терраса высотой 5–6 м является цокольной. Ее фрагменты наблюдались в долинах рек Саханина, Северная Тайная и других на Новой Земле. Аллювий мощностью 2–3 м представлен галечниками или песками, перекрытыми суглинками.

Озерные и озерно-аллювиальные террасы и равнины, голоценовые (Q_H) и поздненеоплейстоцен-голоценовые (Q_{III-H}) имеют широкое распространение на поверхности всех низких уровней морских террас. Плоские поверхности озерно-аллювиальных понижений на поверхности морских террас заболочены, с обширными торфяниками, с многочисленными термокарстовыми котловинами, буграми пучения, полигональным микрорельефом. На водоразделах отмечаются участки более древних озерно-аллювиальных западин с характерными мерзлотными формами рельефа в суглинисто-песчаных днищах.

Аллювиально-морские равнины голоценового возраста (Q_H) наблюдаются в низовьях многих крупных рек – Печора, Нерута, Чёрная, Море-Ю – и продолжают ниже уровня моря в мелководные заливы и губы (см. разд. «Рельеф морского дна»). Все они внутренние, часто блокированные. Сложены переходными фациями песчано-глинистых морских осадков и аллювиальными песчано-галечниковыми образованиями. Часто перекрыты торфяно-болотными и озерными отложениями, прорезаны многочисленными расходящимися руслами и переработаны мерзлотными процессами.

Морская террасовидная равнина на абсолютных отметках 22–40 м, поздненеоплейстоцен-голоценового возраста (Q_{III-H}) протягивается полосой различной ширины (от 1 до 10–20 км, иногда до 40 км) вдоль всего побережья Малоземельской и Большеземельской тундр. На о. Колгуев развита фрагментарно. Сложена песками, перекрытыми торфяниками, четко ограничена уступами (до 2–5 м) от выше- и ниже-расположенных террас. Ее плоская поверхность осложняется обширными (до 2–7 км) овальными заболоченными низинами с большими и мелкими озерами. Наблюдаются бугры пучения, термокарст, пятна-медальоны, полигональные грунты, котлы выдувания.

Морская ступенчатая равнина на отметках 40–60 м (80 м) поздненеоплейстоценового (каргинского) возраста (Q_{III}^3) прослеживается на отметках 40–60 м на о. Колгуев, иногда до 80 м в приморских районах материка. Представлена несколькими (2–3) террасовидными уровнями, разделенными невысокими (2–5 м) ступенями, отвечающими прерывистому характеру регрессирующего моря. Сложена песками с гравийно-галечным материалом, часто перекрытыми обширными болотами и торфяниками. Поверхность равнины пологоволнистая слабовсхолмленная, отличается свежими, незакрепленными растительностью формами рельефа, изобилует озерами. Характерны пологосклонные холмы высотой 5–10 м и шириной от 100 до 300 м, мелкие эоловые формы, полигональный мезорельеф, термокарстовые западины и бугры пучения.

Поверхность морены ханмейского возраста (Q_{III_2}) развита на о. Вайгач. В масштабе схемы выражена лишь местами, имеет прерывистый характер вследствие того, что чехол моренных отложений редуцирован.

Морская пологонаклонная равнина средне-позднеео-плейстоценового возраста (Q_{II-III}) полосой различной ширины окаймляет водораздел о. Колгуев (на отметках 60–100 м) и все приморские возвышенности материка (на отметках от 60–80 до 100 м). Проникает далеко в глубь суши по бортам обширных понижений Большеземельской и Малоземельской тундр. На арх. Новая Земля ей соответствует аккумулятивно-абразионная терраса на высоте 200–300 м, датированная коррелятивными морскими осадками того же возраста. Поверхность представляет собой слабовсхолмленную равнину со свежими формами развеваемых песчаных яреев и с многочисленными озерами различной величины. Некоторые участки заболочены, со спущенными озерами. Холмы мягких очертаний, с пологими склонами. Высота холмов над ложбинами – 10–20 м при ширине от 50 до 100–200 м. Береговая линия террасы часто сглажена нивальными и солифлюкционными процессами. Песчанистый субстрат способствует развитию полигональных форм рельефа.

Ледниково-морская террасовидная равнина на отметках 120 (100)–140 (155) м среднео-плейстоценового возраста (Q_{II}) развита в северных приморских районах материка на Варандейской и Вангурейской возвышенностях. Площадки террас этого уровня сформированы в среднем неоплейстоцене, когда завершилось воздымание приморских водоразделов. Террасы сложены песчанистыми алевролитами с гравием, галькой и валунами среднего неоплейстоцена. На их поверхности широко развиты криогенные и делювиально-солифлюкционные формы. Часто это мезорельеф овальных бугров высотой до 20 м с обширными участками болот и торфяников, с многочисленными озерами (Вангурей-мусюр и Варандей-мусюр), часто уже дренированными. Для террас характерны четкие ограничения в виде восходящих эрозионно-денудационных склонов и нисходящих абразионных уступов более молодых террас.

Морская и ледниково-морская бугристо-грядовая равнина (на отметках 160–250 м) раннео-плейстоценового возраста (Q_I) развита на поверхности всех плосковершинных водоразделов о. Колгуев (130–160 м) и приморских районов Малоземельской и Большеземельской тундр (на высотах до 170–250 м). Отдельные водораздельные блоки сложены ледово-ледниково-морскими алеврито-глинистыми породами раннего неоплейстоцена. На их поверхности залегает так называемая верхняя (водораздельная) толща песков и галечников, фиксирующая возраст соответствующих аккумулятивных форм «водораздельной» равнины как ранний неоплейстоцен.

В составе равнины наряду с аккумулятивными поверхностями встречаются абразионно-аккумулятивные фрагменты – по-видимому, сформированные в стадию регрессии раннео-плейстоценового моря. Равнина выработана в нижних горизонтах осадочных пород того же возраста. Для ее поверхности характерны грядовый холмисто-западинный, холмисто-котловинный и пологоволнистый рельеф. Гряды и холмы, овальные и вытянутые, небольших размеров, высотой 20–40 м, образуют кулисообразные или беспорядочные скопления с большим количеством озер и котловин между ними. На участках развития пологоволнистого рельефа котловины почти отсутствуют. Переход от

одного типа рельефа к другому постепенный. Большие площади равнины заболочены и покрыты торфяниками. Формирование сложного рельефа поверхности происходило в условиях мелководного шельфа. Впоследствии рельеф был частично преобразован криогенными и эоловыми процессами (песчаные яреи). В пределах Малоземельской тундры «водораздельная» толща отсутствует. Формы грядово-холмистого, холмисто-ложбинно-балочного рельефа раннеплейстоценовой равнины на Седухинском валу [304] и других водоразделах сложены суглинками, алевролитами и глинами с включением валунно-галечного материала. Это способствует развитию мерзлотных процессов и криосолифлюкции. Повсеместно развиты пятна-медальоны, полигональные грунты, мелкие оползни и оплывины, термокарстовые озера и западины. Холмы и гряды высотой от 10 до 50 м, различной ширины (до 100–300 м), часто сгруппированы в дугообразные скопления, прослеживаемые на аэрофотоснимках на десятки километров.

Рельеф морского дна

Морское дно в пределах рассматриваемой области принадлежит к южной, преимущественно мелководной части Баренцево-Карской шельфовой равнины. В печороморской части листа на большей части площади глубины не превышают 100 м. Дно здесь постепенно погружается к северу в направлении Южно-Новоземельского желоба, достигая в нем глубин в 200–210 м. Шельф при этом имеет отчетливо ступенчатое строение. Нижняя граница современного подводного берегового склона располагается на глубинах 10–20 (25) м. На глубинах 25, 32, 40, 50–54, 60, 100–105, 110 м выявлены морские террасы, фиксирующие древние береговые линии фландрской трансгрессии [154]. Данных для достоверного определения рубежа голоценовых уровней пока недостаточно. С долей условности к ним относят образования на отметках менее 40 м, при этом интервал 1–10 м связывают с событиями позднего голоцена [1, 154, 312]. Хорошо выраженный террасовый уровень на глубинах около 120 м соотносят с последней крупной регрессией позднего неоплейстоцена – ошашковской. Из всего террасового комплекса наиболее выраженными являются реликтовые образования на глубинах 120 и 50–54 м. К последнему уровню, помимо террас, относится и дно древних проливов, опоясывавших с юга и востока поднятие о. Колгуев. Реликтовыми образованиями являются также подводные долины, которые будут охарактеризованы ниже при описании денудационного рельефа шельфа.

Помимо Южно-Новоземельского желоба, на фоне в целом мелководной Печороморской равнины выделяются четко ограниченные подводными склонами крупные островные поднятия: Новоземельское, Вайгачское и Колгуевское, а также Гусиное подводное плато (банка). Плато Моллера с глубинами около 120 м по сути является седловиной относительно соседних с ним Новоземельского поднятия и Гусиного плато. Уклоны поверхности дна на очень пологих равнинных участках измеряются значениями 0,0001–0,0002, на склонах поднятий, плато и желобов – 0,002–0,005, а на самых крутых, структурно обусловленных склонах возрастают до 0,02–0,03. В карской части листа, к

востоку от Новой Земли в Восточно-Новоземельском желобе наблюдается резкий свал глубин до отметок 300–350 м при уклонах в среднем около $0,006^\circ$. Восточный склон желоба более пологий (уклоны $0,002$ – $0,003^\circ$). В его пределах имеются единичные террасы и небольшие изолированные плосковершинные возвышенности.

Морфологический каркас рельефа морского дна в пределах листа в основном образован линиями выпуклого и вогнутого перегиба поперечного профиля дна, а гребневые и килевые линии, так же как и характерные точки, имеют ограниченное распространение. Это обусловлено абразионно-аккумулятивным выравниванием поверхности дна на завершающих стадиях формирования современного рельефа шельфа. Соответственно преимущественным развитием на рассматриваемой площади пользуются элементарные поверхности склонового ряда. Они ограничены сверху и снизу линиями выпуклого или вогнутого перегиба. Морфоизографы разграничивают склоны с разной формой в плане (выпуклой, вогнутой, нейтральной).

По относительному батиметрическому положению элементарные поверхности подразделяются на верхние, нижние и собственно склоновые [117, 130, 131]. Склоновые элементарные поверхности занимают промежуточное положение между верхними и нижними и являются транзитными по отношению к нисходящим литодинамическим потокам. Нижние поверхности и переуглубления в их пределах, являясь потенциальными ловушками осадков и загрязняющих веществ, составляют важный элемент геоэкологической оценки [4, 38].

По сравнению с сушей, генетическая характеристика рельефа шельфа носит более обобщенный характер. Выделены следующие основные виды генетических категорий рельефа: денудационный, включая конструктивно-денудационный, денудационно-аккумулятивный и аккумулятивный. Крайне ограниченное распространение имеет техногенный рельеф. Он развит на участках прокладки кабелей, трубопроводов, установки причальных сооружений. Ввиду мелкого масштаба геоморфологической схемы, он на ней не показан.

Денудационный рельеф

Денудационный рельеф не имеет на шельфе широкого распространения. Он представлен:

- а) склонами сложного генезиса, выработанными различными агентами денудации;
- б) абразионными террасами, бенчами и склонами;
- в) эрозионными формами: фрагментами субаэральной речной сети, подводными продолжениями русел рек и каналами стока.

К этой группе также относятся конструктивно-денудационные образования, которые будут рассмотрены особо. Не до конца изучены на шельфе проявления термоденудации, которые, судя по данным о распространении многолетнемерзлых пород, могут иметь существенное развитие. Вполне вероятным представляется участие термоденудации, наряду с другими процессами, в формировании двух крупных депрессий на глубинах 90–120 м, приуроченных к юго-западному склону Южно-Новоземельского желоба. С термокар-

стом связываются округлые западины депрессии диаметром до 1–2 км и относительной глубиной 0,5–1 м, выявляемые с помощью высокоточной аппаратуры на полигонах детальных исследований [154].

Денудационные склоны, созданные комплексом процессов (абразионные, денудационно-абразионные, склоны обрушения и оползания), миоцен-голоценового возраста (N_1-Q_H) являются поверхностями длительного развития. В связи с изменениями уровня моря они в разных своих частях в той или иной степени подвергались действию указанных агентов. Высота склонов достигает 200–250 м при уклонах до $0,008^\circ$. Они на значительном протяжении окаймляют внутришельфовые желоба. Местами на них выделяются площадки морских террас. Наибольшую протяженность и высоту рассматриваемые склоны имеют к востоку от Новой Земли. Наклон поверхности создает условия для смещения (оплывания или оползания) осадков вниз по склону, где они наряду с нефелоидами, образуют аккумулятивные подножия. Нередко гипсометрически выше рассматриваемых поверхностей бывают развиты более крутые, приуроченные к разрывным нарушениям, конструктивно-денудационные склоны. Начало формирования этих двух видов сопряженно развивавшихся поверхностей связывается с тектонической активизацией в миоцене. Развитие их продолжилось вплоть до настоящего времени.

Абразионные террасы, бенчи и склоны на современном морском дне имеют более узкое распространение, чем абразионно-аккумулятивные и аккумулятивные образования. Они выделены на участках, где покров перекрывающих осадков отсутствует или имеет крайне прерывистый маломощный характер. Рассматриваемые поверхности сформированы абразией и термоабразией в зоне волнового воздействия при разных уровнях стояния морского бассейна. Они выработаны чаще в морских, ледово-морских осадках позднелепистоценового возраста. В отдельных случаях, как например, у северного побережья о. Колгуев, бенчи развиты на дочетвертичных отложениях – глауконитовых песчаниках и песках позднего мела. Абразионные и термоабразионные элементы, в большом количестве сосредоточенные вблизи современной береговой линии, обозначены на геоморфологической схеме внемасштабными знаками. Не выражена в масштабе схемы и выявленная на ряде участков подводного берегового склона абразионная ступень на глубине 4–5 м, которая связывается с современными ежегодными осенними штормами [154]. Возраст абразионных поверхностей на отметках 10–40 м оценивается как голоценовый (Q_H). Примером могут служить небольшие по площади террасы на обращенных к Карским Воротам подводных склонах Новой Земли и Вайгача. Аналогичные образования на глубинах 40–130 м имеют позднелепистоценовый (осташковский)–голоценовый возраст (Q_{III_4-H}). К этой группе отнесены и склоны пологих возвышенностей, находящихся к северу от о. Колгуев.

Среди выработанных форм эрозионного происхождения в подводном рельефе различаются реликтовые и современные. Реликтовые субарральные эрозионные долины, с разной степенью уверенности прослеживаемые под покровом более молодых отложений, представлены в рельефе дна согласованными узкими «заливами» изобат или вытянутыми переуглублениями. Цепочки таких образований зачастую располагаются на

продолжении современных речных долин (Нерута, Печора, Море-Ю). В изобилии они встречаются в печороморской части шельфа, а в карской части, судя по имеющимся данным, редки. Долины выявляются во всем диапазоне глубин, но наиболее отчетливо проявлены в рельефе до отметок –110–120 м. Ширина подводных долин обычно составляет около 3–5 км, уклоны тальвегов – 0,0003–0,0007°. Глубина наблюдаемого вреза колеблется от 10 до 30 м. Отличие этих параметров от показателей, свойственных речным долинам на прилегающей суше, является следствием абразионно-аккумулятивной и термоабразионной переработки рельефа в ходе фландрской трансгрессии. При этом эрозионные процессы сначала прекратили свое действие в нижних отрезках долин. Вследствие неравномерного хода трансгрессии отдельные фрагменты долин, подвергшиеся более длительному воздействию моря, оказались в значительной степени сnivelированными [117]. Главным образом это характерно для отрезков долинной сети, встречающихся на субгоризонтальных поверхностях. Большинство долин имеет сглаженный U-образный поперечный профиль. Признаками того, что долинная сеть в значительной степени предопределена трещинно-разрывным тектогенезом, можно считать частые примеры торцовых сочленений ее прямолинейных отрезков, ориентировка которых подчиняется закономерным системам простираний, характерным и для других элементов рельефа в этом районе. Присутствие подводных долин на юго-восточном шельфе Баренцева моря отмечалось давно [85, 42, 41, 186], однако наиболее широко они впервые оказались представлены в предшествующей работе [53], а также в последовавшем за ней отчете [312]. В современном рельефе прослеживаются некомпенсированные осадконакоплением фрагменты долинной сети последней генерации, выработанные во время гляциоэвстатических регрессий неоплейстоцена [139]. Основная их часть развита на глубинах менее 120 м и связывается с последней крупной регрессией позднего неоплейстоцена (осташковской). Особую группу составляют долины, расположенные на глубинах, превышающих уровень осташковской регрессии. По-видимому, в их развитии существенную роль сыграли уже субаквальные эрозионные процессы.

Другая группа эрозионных форм зафиксирована в Печорской и Паханческой губах. Это подводные продолжения речных русел и каналы стока. Первые имеют место непосредственно к северу от современной дельты р. Печора, вторые прорезают бар на морском крае указанных губ. Подводные русла выработаны речными водами в аллювиально-морских осадках голоценового возраста и подновляются сгонно-нагонными и приливно-отливными явлениями. Абсолютные глубины в этих формах обычно не превышают 10 м при протяженности русел 5–25 км. Каналы стока несколько глубже (до 15–18 м) и длиннее (до 35–40 км). Они разделены межрусловыми валами. Формирование каналов стока обусловлено современными волновыми, приливно-отливными и сгонно-нагонными процессами. Возраст каналов позднего голоценовый. На геоморфологической схеме показаны только наиболее крупные из них, выявленные на основании батиметрических материалов с учетом данных О. В. Суздальского, И. В. Куликова [188]. Во время интенсивного водообмена между лагунами и открытым шельфом перед устьями этих эрозионных форм образуются временные дельты и конусы выноса, хорошо

различимые на аэрофото- и космических снимках [1, 312]. По этим образованиям, в частности, можно судить о соотношении приливных и отливных течений. Указанные формы обладают разной устойчивостью, часть из них впоследствии быстро уничтожаются волнением [154].

Сопровождающие подводные долины реликтовые субаэральные эрозионные склоны имеют в плане характерный фестончатый облик, встречаются на разных глубинах и отражают этапы относительного быстрого подъема уровня моря, когда имела место лишь частичная переработка субаэральное рельефа морскими агентами. Поздненеоплейстоценовый (осташковский) – голоценовый возраст реликтовых эрозионных склонов ($Q_{ш4-н}$) соответствует возрасту сопряженных с ними подводных долин.

Конструктивно-денудационный рельеф. На морском дне эта категория рельефа имеет ограниченное распространение. Она обусловлена препарировкой различных структурных форм:

а) разрывных нарушений, активных в новейшее время, которые выражены в рельефе в виде относительно крутых склонов и уступов;

б) выходов пород, устойчивых к денудации, образующих в рельефе литоморфные гряды, склоны и уступы.

Склоны и уступы, созданные препарировкой зон долгоживущих разломов, ограничивают поднятия, плато и внутришельфовые желоба. На геоморфологической схеме они показаны в виде генетически однородных поверхностей и внемасштабных знаков. Протяженность этих элементов составляет от 40 до 160 км, высота – от 50 до 150 м, а уклоны ($0,01-0,03^\circ$) – наибольшие на рассматриваемой площади. Исключение – более пологие подводные склоны о. Долгий, имеющие высоту 10–25 м. Склоновые поверхности, обусловленные разломами, в основном прямолинейны, реже имеют дугообразную форму, согласную с простираем геологических структур [53, 107]. Миоцен-голоценовый возраст данной категории рельефа на шельфе определяется так же, как это сделано для аналогичных форм на прилегающей суше.

Литоморфные гряды, склоны и уступы на морском дне встречаются в основном у Новой Земли и о. Вайгач. Зачастую они протягиваются на шельф с суши или прослеживаются между мелкими островами по выступам мысов, цепочкам банок и спрямленным отрезкам береговой линии. Покров поздненеоплейстоценово-голоценовых морских осадков не нивелирует здесь грядового характера поверхности прибрежного шельфа. Для него характерны обусловленные избирательной денудацией коренных пород резкие колебания глубин (особенно вкрест простираения геологических структур) и сильно изрезанная береговая линия. Имеющиеся материалы и мелкий масштаб геоморфологической схемы не позволяют точно отобразить отдельные из указанных элементов на всей площади их предполагаемого развития, поэтому они показаны обобщенно. По простираению литоморфные образования нередко прерываются поперечными к ним ложбинами и узкими долинообразными понижениями протяженностью 10–20 км, которые, вероятно, предопределены секущими трещинами и разрывами. Среднеоплейстоцен-голоценовый возраст ($Q_{п-н}$) рассматриваемой категории рельефа на шельфе, так же, как и на суше, связывается с началом расчленения выровненной неоген-

раннеплейстоценовой поверхности и последующей препарировкой этих элементов и форм рельефа, которая осуществляется вплоть до настоящего времени.

Денудационно-аккумулятивный рельеф

К данной категории отнесены элементы рельефа, созданные совместным действием агентов разрушения и аккумуляции. Развиты в широком диапазоне глубин, начиная от современного подводного берегового склона.

Денудационно-аккумулятивные склоны внутришельфовых желобов созданы аккумуляцией морских и ледово-морских осадков в сочетании с гравитационными процессами умеренной и слабой интенсивности. Эти склоны располагаются с внешней, морской стороны приновоземельских желобов. Объемы и характер поступления осадков не были постоянны во времени. В периоды регрессий, когда береговая линия смещалась к краю желоба, сюда выносились большие массы материала с суши. С наступлением моря и резкой сменой рельефообразующих процессов с субаэральных на субаквальные все большую роль играли продукты абразии и термоабразии, морские и ледово-морские осадки. Погружение желобов обуславливало наклон поверхности, формирование склонов и, как следствие, развитие гравитационных процессов. В силу малых уклонов они носили характер сплывов, умеренных оползаний, суспензионных смещений.

Абразионно-аккумулятивные равнины, террасы и склоны наряду с аккумулятивными образованиями, нередко сменяющими их по простиранию, широко развиты на современном шельфе и распространены повсеместно. Они выделены до глубин 150 м в печороморской и до 200 м в карской части площади листа. К данной категории отнесены те из созданных морскими волнами элементов рельефа, в формировании которых, по имеющимся данным, затруднительно выявить главенство абразии (термоабразии) или аккумуляции. Субгоризонтальные площадки и отличающиеся от них большими размерами абразионно-аккумулятивные равнины характеризуются минимальными уклонами около $0,0001-0,0002^\circ$. Склоны, принадлежащие к данной категории, в основном очень пологие и пологие, имеют высоту 20–50 м. Примеры относительно более крутых склонов редки и скорее всего приурочены к разрывным нарушениям. Абразионно-аккумулятивные поверхности осложнены мелкими аккумулятивными формами или реликтами речных долин, которые в большей степени сохранились на склонах, нежели на субгоризонтальных поверхностях. Возраст абразионно-аккумулятивных образований на участках с глубинами 130–200 м, которые с позднего неоплейстоцена не выходили из-под уровня моря, оценивается как позднечетвертичный (Q_{III-H}). На глубинах 110–130 м они имеют позднечетвертичный (осташковский) возраст (Q_{III4}), а более высокие (до 40 м глубины) связываются с последовавшей затем позднечетвертичной (осташковской) – голоценовой трансгрессией. В интервале глубин 40–10 м возраст абразионно-аккумулятивных поверхностей – голоценовый (Q_H). Абразионно-аккумулятивные поверхности развиты и в пределах современного подводного берегового склона, но, ввиду мелкого масштаба схемы, не отражены на ней.

Аккумулятивный рельеф

Представлен на шельфе весьма широко. Выделен на участках, где в позднем неоплейстоцене и голоцене имело место устойчивое морское и ледово-морское осадконакопление под действием волновых и неволновых факторов. Основными источниками поступления материала для формирования аккумулятивного рельефа служили абразия и термоабразия берегов и дна, твердый сток рек и таяние льдов. Поскольку Северо-Канинское и Гусиное плато препятствуют свободному проникновению взвеси в центральные районы Баренцева моря [127], значительная ее часть остается в печороморской части шельфа, где перераспределяется течениями и волнами. В прибрежной части на открытых побережьях выявляются системы современных подводных валов. Они создаются за счет поперечного перемещения материала и неустойчивы во времени [1]. Вдольбереговой перенос имеет существенное значение у побережий островов Колгуев и Долгий, а на материковом побережье – у кос Русский Заворот и Медынский Заворот [154]. Реликтовые береговые аккумулятивные образования в виде валов относительной высотой около 1 м и сложенные преимущественно песками, на припечорском шельфе встречены на глубинах 12–13, 14–16, 17–20, 27–21 м. Созданный морем при разных положениях его уровня аккумулятивный рельеф в настоящее время с разной интенсивностью моделируется волновыми процессами, течениями и неволновой аккумуляцией. Сильные шторма охватывают глубины до 10 м и более.

Пологие, в целом плоские морские и аллювиально-морские равнины дна мелководных заливов и бухт, на глубинах 0–10 (20) м позднеголоценового возраста (Q_H^4) характерны для побережий Печорской низменности и о. Колгуев. Они формируются под действием волн, приливно-отливных и сгонно-нагонных процессов. Нередко осложнены каналами стока. Сложены преимущественно пелитовыми алевритами, алевритовыми песками, а в прибрежной части – песками. Специфическими образованиями для рассматриваемых равнин являются не имеющие четкого морфологического ограничения современные осушки.

Аллювиально-морская равнина позднеголоценового возраста (Q_H^4) выделена в южной части Печорской губы в приустьевом пространстве р. Печора на глубинах 0–10 м. На севере она постепенно, без отчетливо выраженной границы переходит в морскую мелководную равнину дна Печорской губы. Аналогичные образования в других губах печорского побережья не показаны на геоморфологической схеме ввиду ее мелкого масштаба. Равнины данного вида плоские, временами нарушенные подводными продолжениями речных русел, испытывают воздействие приливно-отливных и сгонно-нагонных процессов.

Морские и ледово-морские равнины, террасы и склоны, сложенные осадками позднеоплейстоценового и голоценового возраста, пользуются широким распространением, особенно в южной половине рассматриваемой площади. Ширина субгоризонтальных аккумулятивных равнин измеряется десятками километров. От нижерасположенных склонов они отделены бровками – линиями выпуклого перегиба, а от вышерасположенных – линиями вогнутых перегибов: тыловыми швами. Возраст данных поверхно-

стей трактуется согласно представлениям о развитии морского бассейна на площади современного Печорского моря:

а) на глубинах 10–40 м как голоценовый (Q_H);

б) на глубинах 40–130 м как поздненеоплейстоценовый (осташковский)– голоценовый (Q_{III-H});

в) на глубинах свыше 130 м – как поздненеоплейстоценовый– голоценовый (Q_{III-H}).

Конфигурация линий вогнутого перегиба в плане в ряде случаев позволяет наметить контуры древних проливов. Самый значительный из них предполагается в осевой части линейной депрессии на дне современного Поморского пролива. Он увязывается со стадией стояния морского бассейна на отметках около –55 м, зафиксированной также морскими террасами в более восточных районах.

Осложнения аккумулятивных равнин представлены аккумулятивными формами гидрогенной природы, в том числе барами, береговыми валами. Широко представлены реликты долинной сети, местами значительно переработанные до отдельных замкнутых вытянутых переуглублений. На мелководье аккумулятивные поверхности испытывают разрушающее воздействие морских льдов, однако создаваемые ими борозды впоследствии уничтожаются волнением, как правило, в течение одного сезона открытой воды. На относительно отмелых участках (банках и отмелях) стамух и следов их воздействия на дно больше, чем в соседних приглубых районах [49]. В основном стамухи распространены до глубин 4,5 м, хотя отмечается и еще один максимум плотности стамух на глубинах 8,5–10,5 м.

Аккумулятивные склоны – пологие и очень пологие, прямолинейные или дугообразные в плане, разделяют террасы и равнины разных уровней. Их возраст определяется соответственно возрасту аккумулятивных равнин и террас, на которые опираются данные склоны.

Подножья склонов внутришельфовых желобов сложены нефелоидами, а также продуктами подводного оползания и оплывания осадков с вышележащих склонов. Уклоны на подножьях составляют около 0,003–0,005°. По морфологии дна, отраженной в рисунке изобат, подножья более характерны для Восточно-Новоземельского желоба. Днища внутришельфовых желобов (Южно- и Восточно-Новоземельского), соответствующих отрицательным новейшим структурам, представляют собой замкнутые по периметру наиболее погруженные субгоризонтальные или слабонаклонные участки морского дна. Они сравнительно узкие, вытянутые в длину, плоские, заполнены морскими и ледово-морскими, преимущественно пелитовыми осадками. В течение позднего неоплейстоцена и голоцена не выходили из-под уровня моря и формировались в основном за счет нефелоидной седиментации. Данный процесс продолжается здесь до настоящего времени. По осадкам, формирующим подножья и днища внутришельфовых желобов, возраст этих поверхностей определяется как поздненеоплейстоцен-голоценовый (Q_{III-H}).

Поверхность морены ханмейского возраста (Q_{III_2}) протягивается на расстояние свыше 70 км вдоль западного склона Восточно-Новоземельского же-

лоба на глубинах 100–120 м. На сейсмоакустических профилях имеет характерный грядовый мелкорасчлененный облик.

Морские берега на рассматриваемой площади разнообразны по степени расчленения (выравнивания) и характеру рельефообразующих агентов, среди которых ведущими являются абразия и термоабразия, аккумуляция (морская и в меньшей степени приустьевая аллювиально-морская), а также приливно-отливная и сгонно-нагонная деятельность моря. Сильная изрезанность характерна для западного и южного побережий Новой Земли, что обусловлено избирательной денудацией и характером залегания коренных пород. Наибольшей выровненностью отличаются контролируемые разломами восточные берега Новой Земли, о. Вайгач, отдельные отрезки побережья о. Колгуев и Печорской низменности. На побережьях Печорской низменности и о. Колгуев имеются лагуны.

История развития рельефа

История развития рельефа рассматриваемой площади в основных чертах прослеживается лишь с плиоцена. Севернее за границей листа на Новой Земле зафиксирован палеогеновый пенеплен (коры выветривания на отметках 800–1300 м). Он был сильно расчленен глубокими (100–140 м) врезами в процессе воздымания возрожденного орогена, вероятно, в миоцене [37, 104]. В пределах же листа с миоценом связывается начало формирования в низкогорье Новой Земли и на прилегающем шельфе структурно-денудационных склонов и уступов вдоль зон долгоживущих разломов, а также сопряженных с этими склонами денудационных склонов, окаймляющих внутришельфовые желоба со стороны Новой Земли. В течение плиоцен-раннеэоценового времени на склонах возрожденного орогена и на его южном погружении была выработана педиценизированная поверхность выравнивания (современные отметки – 400–600 м). На поверхности педиплена, так же как и в сопредельных регионах материка, найдены остатки кор выветривания гидрослюдистого профиля, свидетельствующие о похолодании климата в неогене. На поверхности педиплена обнаружены морские осадки раннего неоплейстоцена (на отметке 514 м), во врезках они залегают на отметках 400 м. Раннечетвертичная трансгрессия завершилась воздыманием территории современного низкогорья на 200–300 м и отступлением моря в среднем неоплейстоцене.

В раннем и в начале среднего неоплейстоцена на площади современного шельфа существовал морской бассейн. Во второй половине среднего неоплейстоцена море отступило до отметок –200 м и более. В это время поднятие охватило весь Западно-Арктический шельф. Сокращение морского бассейна сопровождалась похолоданием. Центр (область питания) обширного покровного оледенения в это время находился севернее площади листа – на Адмиралтейской возвышенности. В рельефе Северного острова Новой Земли оледенение оставило экзарационные формы [53].

Морфоструктурный план севера Тимано-Уральской области, островов и прилегающего шельфа сформировался в конце раннего неоплейстоцена, а в

среднем неоплейстоцене был окончательно оформлен в ходе дифференцированного воздымания (на 130–250 м) приморских водоразделов и о. Колгуев. В среднем неоплейстоцене началось интенсивное расчленение радиальной эрозионной сетью всех сформировавшихся к этому времени водоразделов. По периферии поднятий стали формироваться эрозионно-денудационные и структурно-денудационные склоны. Эрозионное и денудационное разрушение склонов долин рек продолжается и на современном этапе, о чем свидетельствует их молодой облик и невыработанные продольный и поперечный профили.

Многочисленные трансгрессии морского бассейна отразили прерывистый характер воздымания Западно-Арктического шельфа. Окончательное оформление современной морфоструктуры островов и суши, а также плато и желобов на морском дне, ограниченных четко выраженными склонами, произошло в среднем неоплейстоцене, в период поднятий, охвативших весь Западно-Арктический шельф. Предметом дискуссий остается время формирования Восточно-Новоземельского желоба, отличающегося от сопредельных площадей Карского шельфа пониженными мощностями рыхлого покрова. В настоящей работе, так же как и в ряде других [23, 51], принята версия об унаследованном прогибании данного желоба в течение неогена–позднего неоплейстоцена.

Средне-позднеоплейстоценовый этап соответствует морской трансгрессии, следы которой в рельефе современного морского дна, по-видимому, в значительной мере сnivelированы. На суше они запечатлены в формах рельефа и коррелятивных им морских отложениях: на современных отметках до 300 м на Новой Земле и 100–120 м на остальном побережье, что свидетельствует о продолжившихся дифференцированных подвижках отдельных блоков (и островов) шельфа относительно более стабилизированного в это время материка. На этапе становления максимального уровня трансгрессии (от 100 до 300 м), судя по появлению тепловодной фауны, имело место проникновение с запада теплого атлантического течения. Затем последовала регрессия моря, сопровождавшаяся существенным похолоданием. В ханмейское время (ранний валдай) имело место ограниченное развитие покровных ледников. Предполагаемыми их следами являются морены на о. Вайгач и на западном склоне Восточно-Новоземельского желоба.

Следующий этап отмечается развитием позднеоплейстоценовой (каргинской) трансгрессии. В начальные ее этапы были образованы абразионно-аккумулятивные террасы и равнины, наблюдаемые ныне на глубинах, превышающих 130 м. На суше каргинская трансгрессия сформировала многоступенчатую морскую аккумулятивную равнину на отметках 40–60 (80 м) и соответствующий ей ступенчатый структурный бенч абразионной равнины на отметках 60–200 м на Новой Земле и 80–120 м на о. Вайгач.

Прерывистая регрессия каргинского моря с отметок +200 м происходила на фоне подвижек отдельных блоков (островов) и шельфа, о чем свидетельствует расщепление отдельных абразионных береговых уступов (например, в районе р. Кумжи на Новой Земле). В конце позднего неоплейстоцена (в осташковское время) отступление моря завершилось на современных отметках глубин 110–120 (130) м. По данным НСП, глубже отметок –120 м го-

лоценовые осадки образуют вместе с верхненеоплейстоценовыми непрерывный ряд морских отложений, а на меньших глубинах опираются на эрозионные врезы [276]. В этот короткий этап почти весь шельф, за исключением желобов, был осушен. Всюду на современной суше формировались озерные, озерно-аллювиальные равнины и террасы, происходило интенсивное нивально-эрозионное расчленение возвышенностей. Ставшие низменной сушей морские равнины Печорского шельфа были освоены речной сетью и стали ареной развития криогенных процессов. Морская аккумуляция продолжилась лишь в ограниченных по площади бассейнах. Гусиное плато представляло собой остров. В карской части листа, ввиду больших глубин дна, сохранялись морские условия [3, 23]. Выше уровня моря находились только верхняя часть восточного склона Новоземельского поднятия и небольшая возвышенность на Западно-Карской ступени.

Севернее границы листа, в горной части арх. Новая Земля в описываемое время фиксируются локальные горно-долинные ледники, следы которых на юге Южного острова Новой Земли отсутствуют [292]. В рамках листа не встречено признаков существования активного ледника и на современном морском дне. Там отсутствуют ледниковые аккумулятивные образования, подобные тем, которые встречаются севернее на Адмиралтейской возвышенности [51]. Сохраняется и сеть речных долин, направленных на север и запад. Поэтому более вероятными выглядят палеогеографические реконструкции, допускающие существование в это время на возвышенностях шельфа и о. Колгуев разве только отдельных ограниченных по размерам неактивных (мертвых) ледников и снежников [2, 10, 25, 37, 152, 312]. Конец позднего неоплейстоцена в Западной Арктике протекал в своеобразных палеоклиматических и палеоокеанологических обстановках. Переход к более теплomu голоцену повсеместно сопровождался деградацией мерзлоты на водоразделах, образованием термокарстовых впадин и интенсивным развитием делювиально-солифлюкционных процессов. Их продукты формировали шлейфы слабосортированных осадков, сползавших по склонам. Шло накопление озерных и озерно-болотных осадков, которые локализовались в отдельных изолированных депрессиях.

Фландрская трансгрессия привела к быстрому распространению моря на площади современного шельфа, который представлял собой низменную, охваченную криогенезом сушу. Подъем уровня моря был неравномерным. На этапах относительной стабилизации происходила заметная переработка субаэрального рельефа, результатом которой стало формирование на площади современного шельфа террас и морских равнин (чаще абразионно-аккумулятивных и аккумулятивных [51, 139]). При этом была частично сnivelирована сформированная в ходе предшествующей регрессии субаэральная долинная сеть. На Южно-Новоземельском мелководье морские отложения появляются, начиная с хронозоны аллеред [169]. На востоке Печорский и Карский бассейны соединились через прол. Карские Ворота, который расширился по мере нарастания трансгрессии. Поморский пролив восстановился при достижении морем отметок около минус 55–50 м, что способствовало более широкому проникновению в Печорское море атлантических вод.

В максимум последней трансгрессии на суше был сформирован I террасовидный уровень ранне- и среднеголоценовой морской равнины. Ему отвечают три-четыре морские террасы: 22–40 (20–30) м, 12–20 м, 6–10 м, образование которых укладывается в интервал от 10 до 6 тыс. лет [105]. В конце среднего голоцена (около 4–5 тыс. лет назад) не исключается кратковременная регрессия, поскольку современные русловые отложения в устьях рек Печорского побережья обнаруживаются ниже уровня моря (на отметках минус 20–30 м).

В ходе последующего наступления моря около (3–4 тыс. лет) сложился современный облик побережья, произошло формирование террас на отметках +3 м, а на участках, защищенных от прямого влияния волн и подверженных действию приливов, возникли лайды. Самыми молодыми надводными образованиями, связанными с современным положением уровня моря, являются косы и пляжи. Обширные аккумулятивные равнины морского дна фиксируют этап относительной стабилизации территории. Помимо аккумуляции, господствующей в их пределах в настоящее время, имеют место абразия и термоабразия, особенно характерные для верхней части шельфа и побережья. Роль придонных течений изучена еще недостаточно, они сказываются в особенностях мезо- и микрорельефа. Опасность развития катастрофических процессов на суше, берегах и мелководном шельфе связана главным образом с деградацией многолетней мерзлоты. Усиление ее может быть спровоцировано климатическими изменениями, колебаниями уровня моря и увеличением техногенной нагрузки [154]. На дне зафиксированы локальные проявления грязевого вулканизма [107] и высачивания газа. На склонах желобов развиты гравитационные процессы, активизация которых возможна при сейсмических толчках.

В плиоцен-четвертичное время основным фактором морфогенеза на рассматриваемой площади явились неотектонические движения. Они обусловили формирование в Приновоземельской области, а также в окрестности Гусиного плато, достаточно контрастного для шельфового моря рельефа дна. В начале неотектонические движения имели большой размах, который к позднему неоплейстоцену–голоцену постепенно сокращался по мере затухания активности. В процессе многоэтапного новейшего развития морфоструктурные элементы шельфа, островов и материковой суши попеременно образовывали единые ансамбли, определявшие размещение областей сноса и аккумуляции, а также своеобразие палеогеографических обстановок. Значительную роль в морфогенезе играли и климатические изменения, обусловленные чередованием трансгрессий и регрессий.

Существуют и иные трактовки истории развития рельефа, связанные с различиями во взглядах исследователей на масштабы развития оледенения [169], в частности вплоть до обширного оледенения шельфа и распространения ледниковых покровов с шельфа на приморские области суши в зырянское [230] и осташковское время [115].

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Территория листов входит в состав Вайгачско-Южно-Новоземельской минерагенической области, являющейся частью Пайхойско-Новоземельской минерагенической провинции. Основные сведения о твердых полезных ископаемых суши листов R-39,40 отражены на карте полезных ископаемых (КПИ). При составлении КПИ и Объяснительной записки использованы материалы листов Госгеолкарты масштаба 1 : 1 000 000 листа R-38–40 (второе поколение) [53] и 1 : 200 000 [252], а для отдельных площадей – результаты геолого-поисковых работ масштаба 1 : 50 000. Учтены и другие виды работ, изложенные в публикациях, отчетах и ведомственных сводках, среди которых следует особо выделить обобщения ПМГРЭ (г. Ломоносов), завершенные в 1997–1998 гг. [274, 275] в рамках составления комплектов карт геологического содержания для отдельных крупных территориальных фрагментов рассматриваемого района. Кроме того, использованы новейшие материалы монографии по твердым полезным ископаемым островов арктической континентальной окраины Евразии, составленной сотрудниками ВНИИОкеангеология и ПМГРЭ [189].

Ведущими полезными ископаемыми юга Новой Земли и о. Вайгач являются проявления *марганца*, представленные синегенетичной верхнепалеозойской (P₁) марганцевой, карбонатной и кайнозойской (N) марганценосной кор выветривания рудными формациями; *флюорита* (эпигенетическая – Т стратиформная карбонатная флюоритовая формация в известняках нижнего девона) и *полиметаллических руд* (эпигенетическая – Т стратиформная свинцово-цинковая карбонатная формация в известняках нижнего силура и ордовика). Вероятно, определенный интерес могут также представлять *урановое оруденение* (эпигенетическая урановая углеродисто-сланцевая формация – Т–J₁) и слабо изученные *фосфориты* (сингенетичная верхнепалеозойская – C₂–P₁ черносланцевая формация желваковых фосфоритов). Широким развитием пользуется *медное оруденение* различных формационных типов, в том числе рудные формации: медноэпидотовая мафическая («самородной меди») и медистых песчаников и сланцев (D₃), связанные с позднедевонским базальт-долеритовым магматизмом.

После 1990-х годов никаких новых геолого-поисковых и оценочных работ на полезные ископаемые не проводилось. Соответственно, по сравнению с текстом Объяснительной записки к листам R-38–40 (нового поколения), в приводимом ниже тексте существенные изменения касаются лишь введения

нового раздела по урану, который ранее не был включен в описание полезных ископаемых региона, а также оценки прогнозных ресурсов фосфоритов и ряда других полезных ископаемых.

Общее количество объектов, показанных на Карте полезных ископаемых (КПИ) листов R-39,40 и отраженных в Указателе месторождений, проявлений и пунктов минерализации к этой карте – 211. Из них 35 *месторождений жидкого топлива*: 26 месторождений нефти (пять крупных, шесть средних, 14 малых, одно забалансовое); пять месторождений нефти и газоконденсата (два крупных, два средних, одно малое) и четыре месторождения газоконденсата (два крупных и два средних), и 150 объектов твердых полезных ископаемых, в том числе: *крупных месторождений* – одно (известняк), *малых месторождений* (цинка и свинца на о. Вайгач) – три, *проявлений* – 42, *пунктов минерализации* – 103. Кроме того, на КПИ показаны четыре проявления (в скважинах) лечебно-минеральных вод, пять ореолов рассеяния (один – шлиховой и четыре – литогеохимических) полезных ископаемых; а также, шесть точечных, три площадных радиоактивных аномалий урана и восемь площадей строительных песков.

ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

НЕФТЬ И ГАЗ

Месторождения нефти и газа разведаны только в Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции. К настоящему времени в пределах площади листа открыто 34 промышленных месторождения в Малоземельско-Колгуевской, Печоро-Колвинской, Хорейверской, Варандей-Адзвинской и Гуляевско-Долгинской НГО и одно месторождение с забалансовыми запасами. Месторождения содержат запасы категорий C_1 и C_2 . В структуре запасов преобладает нефть (70 %). К крупным по запасам относится девять месторождений (шесть по нефти, три по газу), к средним – 10 месторождений (семь – по нефти, три – по газу), остальные малые. Большая часть извлекаемых запасов в пределах территории листа, как нефтяных, так и газовых, приурочена к крупным месторождениям. Промышленные скопления газа обнаружены на глубинах от 1429 до 2300 м, при этом большая их часть (70 %) приурочена к глубинам 2000–2300 м. Промышленные залежи нефти располагаются на глубинах от 850 до 4500 м.

По состоянию на 1.01.2013 г. [56] в разведке находится 14 месторождений, 11 подготовлено к промышленному освоению. Эксплуатируются объекты на девяти месторождениях: Песчаноозерском, Василковском, Южно-Хыльчююском, Ярейюском, Варандейском, Торавейском, Медынском, Тобойском и Мядсейском.

Малоземельско-Колгуевская НГО

В пределах Восточно-Колгуевского НГР открыты два месторождения: Таркское нефтяное и Песчаноозерское газоконденсатное, одно ме-

сторожение в Нарьян-Марском НГР – Верхнехарицкое нефтяное [142].

Месторождение нефтяное Верхнехарицкое. Структура площадью 16 км² расположена на Малоземельской моноклинали. Под бурение подготовлена в 1996 г., в этом же году начато бурение поисковой скважины, но, ввиду незначительности нефтепроявлений, скважина была законсервирована. Месторождение не учтено Государственным балансом УВ.

Месторождение нефтяное Таркское малое по запасам расположено на о. Колгуев в 44 км от селения Бугрино. Открыто в 1988 г. параметрической скв. 1 и приурочено к структурно-литологической ловушке руслового генезиса. Содержит две пластовые, тектонически и литологически экранированные залежи в нижнем триасе (чаркабожская свита). Открытая пористость терригенного коллектора – 23–25 %. Тип коллектора – поровый. Покрышкой служит толща аргиллитоподобных глин. Эффективная нефтенасыщенная мощность составляет 14 м. Нефти Таркского месторождения легкие (плотность 0,8083 и 0,817 г/см³), маловязкие (1,42 и 1,49 мПа·с), малосернистые (серы 0,11 и 0,09 %), высокопарафинистые (8,97–7,91 %), малосмолистые (смола и асфальтенов 3,59 и 3,07 %). Месторождение находится в доразведке.

Месторождение нефтегазоконденсатное Песчаноозерское среднее по запасам, расположено на о. Колгуев в 45 км к северо-востоку от с. Бугрино. Приурочено к антиклинальной складке, осложненной рядом тектонических нарушений. Залежи УВ в центральном и восточном блоке открыты в 1982 г. параметрической скв. 1, а в западном – в 1985 г. Месторождение содержит 11 залежей пластового типа в нижнем триасе. Открытая пористость коллекторов колеблется в пределах 19–23 %. Тип коллектора – поровый. Из карбонатных нижнепермских отложений на месторождении получены непромышленные притоки нефти. Нефти триасовых залежей легкие (0,7813–0,7903 г/см³), малосернистые (0,07–0,22 %), мало- и среднепарафинистые (0,79–3,16 %), малосмолистые (1,12–3,93 %), маловязкие (0,52–0,58 мПа·с). Газ характеризуется следующими свойствами: плотность по воздуху – 0,656, содержание тяжелых УВ – 11,4 %, азота – 4,19 %, углекислого газа – 0,13 %. По газу месторождение относится к малым, поэтому в настоящее время здесь ведется только добыча нефти.

Печоро-Колвинская НГО

В пределах территории листа в НГО открыто восемь месторождений, суммарные запасы которых составляют 65 % от запасов газа и 18 % от запасов нефти в изученной части Тимано-Печорской НГП. Большинство месторождений выявлено в НГР, приуроченных к положительным структурам I и II порядков – Колвинскому мегавалу, Шапкино-Юрьяхинскому и Поморскому валам [142].

Шапкино-Юрьяхинский НГР. Открыто три газоконденсатных месторождения: Коровинское, Кумжинское, Василковское. Последнее входит в пределы площади листа меньшей своей частью.

Месторождение газоконденсатное Коровинское среднее по запасам открыто в 1980 г. поисковой скв. 49. Расположено в северной части Шапкино-

Юрьяхинского вала. Представляет собой антиклинальную складку размерами по изогипсе –2380 м 35×4 км при амплитуде 160 м. На месторождении выявлена залежь газа, приуроченная к карбонатным отложениям верхнего карбона, ассельского и сакмарского ярусов приуральского отдела перми. При испытании скв. 49 получен приток газа дебитом 514 тыс. м³/сут. Залежь массивная. Газ по составу метановый с содержанием (%) 2 гелия, 4,5 азота, 0,1 сероводорода и 2,75 углекислого газа. Открытая пористость карбонатного коллектора – 16 %, тип коллектора – трещинно-поровый.

С 1982 по 1984 год были открыты пять залежей в терригенных отложениях нижнего триаса, верхней перми и кунгурского яруса нижней перми. Тип залежей – пластовые сводовые. Открытая пористость терригенного коллектора колеблется от 17 % в кунгурской залежи «пл. 2+3» до 23 % в самой верхней залежи «пл. В» в нижнем триасе. Тип коллектора поровый и трещинно-поровый. Газ метановый, содержание тяжелых УВ колеблется от 1,68 до 3,66 %. Содержание сероводорода незначительное и только в кунгурской залежи. Содержание азота по залежам возрастает от 4,78 до 7,48 %, содержание углекислого газа составляет 0,3–0,5 % и только в кунгурской залежи повышается до 3,55 %. Месторождение подготовлено для промышленного освоения.

Месторождение газоконденсатное Кумжинское крупное по запасам открыто в 1974 г. Размеры антиклинальной структуры в пределах замкнутой изогипсы –2430 м составляют $25,8 \times 5,5$ км, амплитуда – 180 м. Месторождение многопластовое. Промышленно-газоносными являются терригенные отложения нижнего триаса, перми и карбонатные отложения средне-поздне-каменноугольного возраста. Основные запасы связаны с пластами среднего-верхнего карбона. При опробовании в скв. 5 из этих же отложений получен приток нефти плотностью 0,841 г/см³, но ее запасы промышленного значения не имеют. Газовая залежь среднего-верхнего карбона массивная. Открытая пористость карбонатного коллектора – 17 %. Тип коллектора – трещинно-поровый. Дебиты газа массивной залежи достигают 1579,7 тыс. м³/сут. Газ сухой, малоазотный, малоуглекислый, плотность газа по воздуху – 0,619–0,652. Многопластовая залежь в терригенных отложениях нижнего триаса-верхней перми пластово-сводового типа. Открытая пористость терригенного коллектора – 16 %, тип коллектора – поровый и трещинно-поровый. Плотность газа по воздуху – 0,65–0,68. Содержание сероводорода в триасовых пластах достигает 2,5 %, в верхнепермских – 0 %, азота – 4,5 %, углекислого газа – 0,2 %. Месторождение подготовлено для промышленного освоения.

Месторождение газоконденсатное Василковское крупное по запасам открыто поисковой скв. 1 в 1970 г. Размеры антиклинальной складки по кровле проницаемых карбонатов ассельского яруса нижней перми составляют 19×6 км, амплитуда 150 м. В разрезе месторождения выявлено восемь газоконденсатных залежей, приуроченных к терригенным отложениям нижнего триаса, перми, а также к карбонатным отложениям нижнепермско-каменноугольного возраста. Основная залежь связана с биоморфной постройкой в отложениях нижней перми-верхнего карбона. Тип залежи – массивный. Открытая пористость карбонатного (C₂-P_{1a-s}) коллектора составляет 18,5 %. Тип коллектора трещинно-каверново-поровый. Типы залежей в нижнетриасовых и верхнепермских отложениях – пластовые сводовые. Породы-коллекторы –

разнозернистые песчаники, а также биоморфно-детритовые известняки. Открытая пористость в терригенном нижнетриасовом коллекторе не превышает 15 %. Тип коллектора – поровый. Открытая пористость терригенного верхнепермского коллектора колеблется от 16 до 20 %. Тип коллектора – поровый. Открытая пористость карбонатного нижнепермского (P_{1ar-k}) коллектора колеблется от 16,3 до 19,7 %. Тип коллектора – трещинно-поровый. Начальные дебиты газа варьируют в широких пределах – от 5 тыс. $m^3/сут$ на 5-мм штуцере до 1430 тыс. $m^3/сут$ на 35-мм штуцере. Газ преимущественно сухой, малоазотный, малоуглекислый, плотность газа по воздуху – 0,619–0,652. Месторождение находится в разработке.

Ярейю ский НГР соответствует одноименному валу – структуре II порядка в составе Колвинского мегавала. Открыто четыре месторождения, из них нефтегазоконденсатное Хыльчуйское (восемь залежей) и газонефтяное Южно-Хыльчуйское (четыре залежи) в пределы площади листа входят целиком, нефтегазоконденсатное Ярейюское (девять залежей) – частично. В пределах территории листа расположена северная часть нефтяного месторождения им. Ю. Россихина.

Месторождение нефтегазоконденсатное Хыльчуйское малое по запасам расположено в северной части Ярейюского вала и приурочено к антиклинальной складке с размерами по кровле нижней перми 23×10 км, амплитудой 160 м, осложненной рядом тектонических нарушений. В связи с этим на месторождении выделены две зоны: Центральная и Северная. Первая нефтяная залежь в терригенных отложениях нижней перми «пл. P_1-I » открыта в 1977 г. поисковой скв. 2 в Северной зоне. Тип залежи – пластовая сводовая. Открытая пористость терригенного коллектора – 19 %. Тип коллектора – поровый. Нефть залежи легкая, плотностью $0,835 \text{ г/см}^3$, содержание серы – 0,52 %, смол и асфальтенов – 2,76 %, парафинов – 1,78 %.

В 1979 г. в обеих зонах открыты нефтяные залежи в терригенных отложениях верхней перми: «пл.-пл. P_2-8 ». Тип залежи – пластовые сводовые тектонически экранированные. Открытая пористость терригенного коллектора – 18–19 %. Тип коллектора – поровый.

В 1986 г. в Северной и Центральной зонах открыты залежи нефти в терригенных отложениях нижнего триаса «пл. T_1-I -нефтяная» и «пл. T_1-II -нефтяная с газовой шапкой». Тип залежей – пластовые сводовые. Открытая пористость терригенного коллектора – 17 % (пл. T_1-I) и 21 % (пл. T_1-II). Тип коллектора – поровый. Нефти обеих залежей легкие, малосернистые, содержание парафина – 1,44–2,73 %, смол и асфальтенов – 4,08–8,38 % соответственно.

В 1991 г. на месторождении были открыты три залежи УВ: две нефтяные и одна газоконденсатная. Нефтяная залежь в терригенных отложениях верхней перми «пл. P_2-6 » пластовая сводовая. Открытая пористость – 17 %. Тип коллектора – поровый. Нефть легкая, малосернистая, малосмолистая, низкопарафинистая. Нефтяная залежь в карбонатных отложениях артинского яруса нижней перми «пл. P_{1ar} » массивного типа. Открытая пористость карбонатного коллектора – 21 %, тип коллектора – трещинно-каверново-поровый. Нефть залежи легкая, плотностью $0,852 \text{ г/см}^3$, малосернистая – 0,63 %. Содержание парафинов – 4,47 %, смол и асфальтенов – 3 %.

На месторождении открыта только одна газоконденсатная залежь «пл. P₁₋₂₊₃». Залежь пластовая сводовая, открытая пористость терригенного коллектора – 17 %, тип коллектора – трещинно-поровый. Газ плотностью 0,619, содержание тяжелых УВ – 2,25 %, сероводорода – 0,1 %, азота – 5,8 %, углекислого газа – 2,12 %. Месторождение подготовлено для промышленного освоения.

Месторождение газонефтяное Южно-Хыльчуйское крупное по запасам открыто в 1981 г. поисковой скв. 21, давшей фонтанный приток нефти из рифогенных ассельско-сакмарских карбонатных отложений. Залежь «пл. P_{1a-s}» наиболее крупная и приурочена к брахиантиклинальной складке с размерами по кровле сакмарского яруса 7 × 7 км и амплитудой 150 м. Залежь массивная. Открытая пористость карбонатного коллектора составляет 14–15 %. Тип коллектора – трещинно-каверново-поровый.

Всего на месторождении открыты залежи нефти в четырех горизонтах. В 2011 г. открыта залежь нефти в карбонатных отложениях верхнего – среднего карбона «пл. C₂₊₃». Залежь массивная сводовая. Открытая пористость карбонатного коллектора составляет 10–11 %. Тип коллектора порово-трещинный. В том же году открыта залежь нефти в терригенных отложениях кунгурского яруса нижней перми «пл. P_{1k2}», а залежь нефти с газовой шапкой «пл. P_{1k}» в этих же отложениях была открыта еще в 1984 г. Кунгурские залежи – пластовые сводовые. Открытая пористость терригенного коллектора составляет 17–19 %, тип коллектора – поровый.

В уфимских отложениях в 1984 г. открыты две газовые залежи «пл. P_{2-VI}» и «пл. P_{2-VII}». Залежи пластовые сводовые, частично литологически и тектонически экранированные. Пористость терригенного коллектора – 18–19 %. Тип коллектора – поровый.

Нефть месторождения легкая, плотностью 0,851 г/см³, смолистая (4,28 %), парафинистая (5,13 %), сернистая (1,03 %), содержание растворенного газа – 91–117 м³/т. Газ уфимской залежи плотностью 0,6 г/см³ содержит 0,2 % тяжелых УВ, азота – 5–5,79 %, углекислого газа – 0,1–0,2 %, сероводород отсутствует. Месторождение находится в разработке.

Месторождение нефтегазоконденсатное Ярейюское среднее по запасам открыто поисковой скв. 116 в 1973 г., приурочено к брахиантиклинальной структуре размерами 24 × 18 км с амплитудой до 150 м. Месторождение многопластовое. Шесть газоконденсатных залежей месторождения («пл. T₁₋₂»; «пл. T₁₋₁»; «пл. P₂₋₈»; «пл. P₂₋₆»; «пл. P₂₋₅»; «пл. P_{2-4a}») были открыты в 1991 г. и приурочены к терригенным отложениям нижнего триаса и верхней перми. Открытая пористость терригенного коллектора колеблется от 21 до 27 %. Тип коллектора – поровый. Газ плотностью 0,63–0,69 содержит тяжелых УВ – 2,74–2,85 %, азота – 4,4–6,58 %. Серы и углекислого газа нет. Содержание стабильного конденсата – 37,9 г/м³.

В ассельско-сакмарских карбонатных отложениях нижней перми (гл. 2031–2114 м) в 1973 г. была открыта первая нефтяная залежь. Две последующие («P_{1ar} пл. I» и «P_{1ar} пл. II») открыты в 1996 г. в артинских карбонатах нижней перми. Открытая пористость карбонатного коллектора 11–12 %. Тип коллектора – трещинно-поровый. Нефть месторождения легкая (0,841–

0,845 г/см³), низкопарафинистая (2,64–2,46 %), малосмолистая (3,11–3,24 %), малосернистая (0,48–0,66 %). Месторождение находится в разработке.

Месторождение нефтяное им. Ю. Россихина малое по запасам и очень сложное по геологическому строению (в пределах площади листа расположена самая северная его часть) открыто в 1993 г. поисковой скв. 301. Месторождение приурочено к Восточно-Ярейюской структуре, выявленной сейсморазведочными работами МОГТ в 1979 г. Структура представляет собой антиклинальную складку субмеридионального простирания, сильно нарушенную серией разломов. Сложность геологического строения месторождения обусловлена большими глубинами залегания продуктивных горизонтов, блоковым строением ловушки, наличием коллекторов сложного порово-трещинного типа.

Промышленная нефтеносность установлена в терригенных отложениях среднего и верхнего девона: «пл. D₂» (живетский ярус), «пл. D_{3f1-I}», «пл. D_{3f1-II}» (хылчующая свита), «пл. D_{3f1-III}» (ярейюская свита). Залежь D₂ в Западном блоке (гл. 4574–4578 м) – массивная, тектонически экранированная, в Восточном блоке (гл. 4510–4580 м) – массивная сводовая тектонически экранированная, в Южном блоке (гл. 4574–4578 м) – массивная сводовая. Открытая пористость терригенного коллектора в живетской залежи – 8–10 %, проницаемость – 0,002 мД. Тип коллектора – порово-трещинный. При испытании в колонне живетского продуктивного объекта получены притоки нефти дебитом от 26,2 до 38 м³/сут через 15-мм штуцер.

Залежь D_{3f1-I} – пластовая сводовая, приурочена к интервалу глубин 4410,3–4476,7 м. Открытая пористость терригенного коллектора – 11 %, проницаемость – 0,0013 мД. Тип коллектора – порово-трещинный. При испытании получен фонтанный приток нефти дебитом 387 м³/сут через 15-мм штуцер.

Залежи D_{3f1-II} и D_{3f1-III} пластовые сводовые находятся соответственно на глубинах 4332,2–4489,9 м и 4305,8–4412 м. Открытая пористость терригенного коллектора – 6 и 9 %, проницаемость – 0,0011 мД и 0,009 мД. При испытании пл. D_{3f1-II} получен фонтанный приток нефти дебитом 360 м³/сут через 12-мм штуцер.

Нефть месторождения легкая (0,811–0,817 г/см³), малосернистая (0,14–0,21 %), высокопарафинистая (17,26–29,88 %), малосмолистая (1,89–4,36 %). Месторождение подготовлено для промышленного освоения.

В Поморском НГР, расположенном на шельфе Печорского моря, в 1985 г. открыто одно газоконденсатное месторождение.

Месторождение газоконденсатное Поморское среднее по запасам выявлено в 1985 г. поисковой скв. Поморская-1 в карбонатных отложениях нижней перми. При опробовании испытателем пластов интервалов 2595,0–2633,5 м и 2640,0–2660,0 м (совместно) получен приток газа и конденсата с большим содержанием сероводорода и углекислого газа. Дебит газа составил 136 тыс. м³/сут. на 7,9-мм штуцере.

Поморская структура представляет собой узкую линейную антиклиналь север-северо-западного простирания, согласно простиранию Колвинского мегавала. Размеры структуры по замкнутой изогипсе –2005 м составляют 10 × 39 км, амплитуда – 125 м. Бурением вскрыт разрез осадочных отложений

от четвертичных до каменноугольных общей мощностью 2750 м. Залежь массивная, глубина кровли продуктивного горизонта – 2568 м. Открытая пористость карбонатного коллектора – 11 %. Тип коллектора – порово-трещинный. Газ характеризуется следующими свойствами: плотность по воздуху – 1,09, содержание тяжелых УВ без C5+В – 9,75 %, сероводорода – 8,5 %, азота – 0,93 %, CO₂ – 20,56 %. Свойства конденсата: плотность – 0,772 г/см³, содержание сероводорода – 0,48 %, парафина – 0,05 %.

Хорейверская нефтегазоносная область

Всего в пределы территории листа целиком входит три месторождения, частично – шесть месторождений. Все месторождения нефтяные. По величине запасов два месторождения являются крупными (им. Р. Требса, им. А. Титова), остальные – малые. Большая часть месторождений расположена в Колвависовском НГР.

Колвависовский НГР выделяется в пределах Садаягинской ступени. В рамках площади листа открыто семь месторождений: им. Р. Требса, им. А. Титова, Пасседское, Висовое, Сюрхаратинское, Пюсейское, Верхнеколвинское.

Месторождение нефтяное им. Р. Требса крупное по запасам открыто в 1987 г. поисковой скв. 1. Ловушка в карбонатных отложениях нижнего девона состоит из трех блоков: западного, центрального и восточного. Залежи нефти приурочены к пластам Д₁-I и Д₁-II. Пласт Д₁-I выявлен в западном и центральном блоках, а пласт Д₁-II – в восточном и центральном. Тип залежей – пластовые сводовые, тектонически экранированные. Открытая пористость карбонатного коллектора колеблется в пределах 1,5–4 %, проницаемость – 0,1–0,3 мД. Тип коллектора – трещинный. Нижнедевонские нефти легкие (0,825 г/см³), маловязкие, малосернистые (0,39 %), малосмолистые (3,5 %), парафинистые (4,9–7,29 %).

В 1990 г. в западном и центральном (северный купол) блоках открыты залежи нефти в карбонатных отложениях пржидольского яруса верхнего силура – S_{2р}. Тип залежей – массивные сводовые, тектонически экранированные. Открытая пористость карбонатного коллектора – 3,5–4,7 %, проницаемость – 0,03 мД, тип коллектора – трещинный. Силурийская нефть легкая, маловязкая, малосернистая (0,4 %), малосмолистая (5,25 %), парафинистая (8,32 %).

В 1991 г. залежь нефти открыта в карбонатных отложениях доманикового горизонта – D_{3dm} (средний подъярус франского яруса верхнего девона). Массивно-пластовая залежь приурочена к единой структурной ловушке. Открытая пористость карбонатного коллектора – 10 %, тип коллектора – порово-трещинный. Доманиковые нефти тяжелые (0,907 г/см³), сернистые (2,25 %), малопарафинистые (0,13 %), смолистые (12,71 %).

В 1993 г. открыты пять залежей нефти в карбонатных отложениях верхнего подъяруса франского яруса верхнего девона (сирачойская свита – D_{3srĉ} – I, II, III, IV, V). Тип залежей – пластовые сводовые. Открытая пористость карбонатного коллектора – 7–9,7 %, тип коллектора – порово-трещинный. Сирачойские нефти довольно тяжелые (0,880–0,920 г/см³), вязкие и высоковязкие (19,96–145,7 мПа·с), сернистые (1,5–1,9 %), парафинистые (1,4–14,2 %),

смолистые (9–16,45 %). Дебиты нефти по скважинам из разных залежей составляли от 553,8 до 146 м³/сут.

Месторождение подготовлено для промышленного освоения.

Месторождение нефтяное Пасседское малое по запасам открыто в 1990 г. поисковой скв. 1. Ловушка приурочена к двухкупольной антиклинальной складке. Залежь нефти массивного типа выявлена в карбонатах франского яруса верхнего девона. Эффективная нефтенасыщенная мощность – 20,4 м. Максимальный дебит скважин колеблется от 8 до 22 м³/сут. Открытая пористость карбонатного коллектора – 10 %, проницаемость – 0,0216 мД. Тип коллектора – каверново-порово-трещинный. Нефть месторождения плотностью 0,895 г/см³, вязкая (7,8 мПа·с), сернистая (1,93 %), парафинистая (5,56 %), смолистая (17 %). Месторождение находится в доразведке.

Месторождение нефтяное Сюрхаратинское малое по запасам открыто в 1987 г. поисковой скв. 1. Выявлена залежь нефти массивного типа в карбонатных отложениях франского яруса – «D₃f». Эффективная нефтенасыщенная мощность – 3,5 м. Дебит нефти составил 72 м³/сут через 5-мм штуцер. Открытая пористость карбонатного коллектора – 13,3 %, проницаемость – 0,22 мД. Тип коллектора – порово-трещинный. Франская нефть ближе к тяжелым (0,887 г/см³), маловязкая (4,6 мПа·с), сернистая (1,28 %).

В 1988 г. нефтяная залежь открыта в карбонатных отложениях нижнего подъяруса фаменского яруса верхнего девона «D₃fm, пл. III». Залежь пластовая, эффективная нефтенасыщенная мощность – 22,2 %. Дебит нефти составил 187 м³/сут через 9-мм штуцер. Открытая пористость карбонатного коллектора составляет 11,2 %, проницаемость – 1,01 мД. Тип коллектора – порово-каверново-трещинный. Покрышкой служат карбонатно-глинистые отложения среднего подъяруса фамена. Фаменская нефть тяжелая (0,902 г/см³), вязкая (20,5 мПа·с), сернистая (2,47 %), малопарафинистая (4,22 %), смолистая (19,29 %). Месторождение подготовлено для промышленного освоения.

Месторождение нефтяное им. А. Титова крупное по запасам открыто в 1987 г. поисковой скв. 20. Залежи нефти (пл. I, пл. II, пл. III) выявлены в карбонатных отложениях лохковского яруса нижнего девона – D₁I (овинпармский горизонт – D₁I_{оп}). Залежи пластовые литологически экранированные. Эффективная нефтенасыщенная мощность изменяется от 3,4 до 9,88 м. Открытая пористость карбонатного коллектора, сложенного органогенно-детритовыми известняками и доломитами, составляет 11–12 %, проницаемость – 0,2–0,3 мД. Тип коллектора – порово-каверново-трещинный. Нефти месторождения легкие (пл. I), но утяжеляются с глубиной (пл. III) (0,834–0,883 г/см³), малосернистые (0,42–0,53 %), парафинистые (9,76–17,6 %), смолистые (6,96–15,7 %). Месторождение находится в доразведке.

Месторождение нефтяное Пюсейское малое по запасам открыто в 1992 г. поисковой скв. 22. При испытании верхнедевонских (фаменских) карбонатов выявлены две промышленные залежи нефти (пл. I и пл. II) с дебитами 22 м³/сут на 4,5-мм штуцере и 35 м³/сут на 3-мм штуцере соответственно. Залежи пластовые, эффективная нефтенасыщенная мощность изменяется от 7,8 до 9,2 м. Открытая пористость карбонатного коллектора составляет 13–14 %, проницаемость – 0,04–0,08 мД. Тип коллектора – порово-трещинный. Нефти месторождения тяжелые (0,908 г/см³), вязкие (6,5 мПа·с), сернистые (1,5–

1,99 %), малопарафинистые (2,9 %), смолистые (15,8–20,3 %). Месторождение находится в доразведке.

Месторождение нефтяное Висовое малое по запасам открыто в 1989 г. поисковой скв. 2. Ловушка приурочена к двухкупольной антиклинальной складке. В каждом куполе в карбонатных отложениях фаменского яруса верхнего девона вскрыты по две залежи. В куполе Висовский это «пл. IV» и «пл. III», в Лапкотынском куполе вскрыты аналогичные пласты. Эффективная нефтенасыщенная мощность не превышает 6,2 м. Открытая пористость карбонатного коллектора изменяется от 11,6 до 14 %, проницаемость – 0,13 мД. Тип коллектора – трещинно-каверново-поровый. Нефти месторождения тяжелые. В «пл. IV» (гл. 3109–3185 м) плотность нефти составляет 0,918 г/см³, в «пл. III» (гл. 3157–3182 м) – 0,883 г/см³. Нефти вязкие (6,8–9,9 мПа·с), сернистые (1,23–2,28 %), парафинистые (5,68 %), смолистые (8,28–22,4 %). Месторождение находится в доразведке.

Месторождение нефтяное Верхнеколвинское малое по запасам открыто в 1986 г. поисковой скв. 60. Залежь нефти выявлена в карбонатных отложениях нижнего подъяруса фаменского яруса верхнего девона – D_{3fm} «пл. III». Приток нефти дебитом 35,8 м³/сут получен при диаметре штуцера 4,3 мм. Эффективная нефтенасыщенная мощность составляет 16,3 м. Тип залежи – массивно-пластовый. Открытая пористость карбонатного коллектора – 11 %. Тип коллектора – порово-каверново-трещинный. Покрышкой служит карбонатно-глинистая толща среднего подъяруса фамена. Нефть месторождения относительно тяжелая (0,891 г/см³), сернистая (2,31 %), парафинистая (8,81 %), смолистая (13,75 %). Месторождение находится в доразведке.

В Чернореченском НГР (район приурочен к одноименной депрессии и Табровояхинской седловине) в пределы площади листа своей небольшой северной частью входит только одно месторождение.

Месторождение нефтяное Табровояхинское малое по запасам открыто поисковой скв. 1 в 1993 г. Залежь нефти приурочена к карбонатным отложениям верхнего подъяруса фаменского яруса верхнего девона. Эффективная нефтенасыщенная мощность составляет 2,66 м. Тип залежи – пластово-массивный. Открытая пористость карбонатного коллектора – 10 %, проницаемость – 0,99 мД. Тип коллектора – трещинно-поровый. Нефть месторождения легкая (0,837 г/см³), малосернистая (0,35 %), парафинистая (8,9 %), малосмолистая (4,28 %). Месторождение находится в стадии доразведки.

Гуляевско-Долгинская нефтегазоносная область

В Гуляевско-Долгинской НГО открыто одно нефтегазоконденсатное месторождение – Гуляевский НГР и одно нефтяное месторождение – в Долгинском НГР.

В Гуляевском НГР открыто крупное по запасам газа и среднее по запасам нефти месторождение.

Месторождение нефтегазоконденсатное Северо-Гуляевское крупное по запасам открыто в 1986 г. Северо-Гуляевская структура была выявлена в 1972 г. и подготовлена к глубокому бурению детальными сейсморазведочными работами МОВ ОГТ в 1977–1979 гг. по отражающим горизонтам пер-

ми, карбона и верхнего девона. Поисковая скв. 1 заложена в присводовой части структуры. Скважиной вскрыты отложения вплоть до нижнего карбона (ангидриты серпуховского яруса) на глубину 3072 м. При испытании продуктивных карбонатных отложений в интервале 2712–2787 м (карбон–нижняя пермь) получен приток газа и конденсата со значительным содержанием сероводорода и углекислого газа. Ориентировочный дебит газоконденсатного флюида – 1 млн м³/сут. Газ содержит 50,7 % метана, 21,9 % углекислого газа, 12,9 % сероводорода и 1,62 % азота. Сера и углекислый газ имеют промышленное значение. Конденсат тяжелый, плотностью 0,78 г/см³. Содержит 68 % бензиновых фракций, выкипающих до 200 °С. Смолы (0,12 %) и парафины присутствуют в незначительном количестве. Содержание серы – 0,22 %. Пористость карбонатного коллектора – 9 %, тип коллектора – порово-трещинный.

При испытании интервалов 2260–2288 м и 2212–2248 м получены промышленные притоки нефти. Продуктивные пласты представлены песчаниками позднепермского возраста. Пористость терригенного коллектора – 15–16 %, проницаемость – 0,3 мД. Тип коллектора – поровый. Эффективная нефтенасыщенная мощность – 9,6 и 6,6 м соответственно. Верхнепермская нефть тяжелая (0,9 г/см³), сернистая (1,25 %), парафинистая (2,58 %), смолистая (14,79 %). Месторождение находится в доразведке.

Долгинский НГР. Открыто одно нефтяное месторождение.

Месторождение нефтяное Долгинское крупное по запасам расположено на шельфе Баренцева (Печорского) моря, в 80–100 км от берега. Структуры Северо-Долгинская и Южно-Долгинская, осложняющие Долгинский вал, выявлены сейсморазведочными работами МОВ ОГТ в 1986 г., в 1994 г. подготовлены к поисковому бурению. Представляют собой приразломные брахиантиклинальные складки субширотного (Южно-Долгинская) и запад-северо-западного (Северо-Долгинская) простирания. По северным крыльям обе складки оконтуриваются единой изогипсой и образуют крупную структурно-тектоническую (Долгинская) ловушку. Размеры ловушки по изогипсе –3500 м (нижнепермский–каменноугольный карбонатный комплекс) – 92,0 × 9,0–2,0 км, амплитуда – около 560 м. Гипсометрически наиболее приподнятое положение по всем горизонтам занимает Северо-Долгинская структура, в пределах сводовой части которой в 1988 г. была пробурена поисковая скв. 1-СД. Бурение скважины остановлено при забое 3175 м в отложениях среднего карбона. В терригенном разрезе верхней перми и в карбонатном комплексе верхнего и среднего карбона выделен ряд перспективных объектов, характеризующихся как нефтенасыщенные. Опробование в скважине не проводилось в связи с завершением навигационного периода.

Месторождение Долгинское открыто в 1999 г. в результате опробования пластов в скв.1-ЮД, пробуренной в присводовой части Южно-Долгинской структуры. При испытании нижнепермско-каменноугольных карбонатных отложений в интервале 3164,5–3288 м (интервал перфорации I объекта – 3327–3288 м, интервалы перфорации II объекта – 3164,5–3205, 3220–3230,5, 3241–3274 м) были получены притоки нефти и газа. После соляно-кислотной обработки (СКО) дебит нефти на штуцере 13 мм составил 168 м³/сут, газа – 29 264 м³/сут. Газовый фактор – 174,2 м³/м³, плотность нефти – 0,842 г/см³.

По комплексу исследований ГИС в разрезе выделено шесть продуктивных горизонтов: в терригенных верхнепермских отложениях – горизонты I, II, III, IV; в карбонатном комплексе нижней перми–среднего+верхнего карбона – горизонты II+III и IV. Продуктивные отложения карбонатного комплекса представлены органогенно-детритовыми пористо-кавернозными известняками.

Открытая пористость верхнепермского терригенного коллектора на Южно-Долгинском участке изменяется от 11,6 до 12,7 %, а на Северо-Долгинском достигает 17,3 %. Тип коллектора – поровый. Открытая пористость карбонатного коллектора (нижняя пермь–средний+верхний карбон) на Южно-Долгинском и Северо-Долгинском участке идентична и не превышает 6–7 %. Тип коллектора – порово-трещинный.

Верхнепермские нефти тяжелые (0,9 г/см³), сернистые, парафинистые, смолистые. Каменноугольно-нижнепермские нефти легкие (0,842 г/см³), мало-сернистые, малопарафинистые, смолистые. Месторождение находится в до-разведке.

Варандей-Адзвинская нефтегазоносная область

Варандей-Адзвинская НГО включает в себя Сорокинский НГР и Сарембой-Леккеягинский НГР. Все месторождения нефтяные.

В Сорокинском НГР расположены месторождения: крупное по запасам Приразломное, средние – Наульское, Торавейское, Лабоганское, Варандейское; малые – Варандей-море, Южно-Торавейское, Седьягинское. Все месторождения нефтяные.

Месторождение нефтяное Приразломное крупное по запасам выявлено в 1989 г. поисковой скв. 1. Структура Приразломная выявлена в 1979 г. поисковыми сейсморазведочными работами МОВ ОГТ, к глубокому бурению подготовлена в 1982 г. В 1989 г. в присводовой части поднятия пробурена скв. 1 глубиной 3100 м. Вскрыт разрез до каменноугольных отложений. При испытании каменноугольных – нижнепермских отложений в интервале 2368–2438 м и 2447–2487 м открыты две залежи нефти, индексированные сверху вниз I и II.

I продуктивный горизонт залегает в отложениях ассельского яруса нижней перми (P_{1a}) в интервале 2368–2410,4 м. При испытании интервала получен фонтанный приток нефти дебитом 393 м³/сут на 18,9-мм штуцере после СКО. Залежь пластово-сводовая, тектонически экранированная. Пористость карбонатного коллектора – 19,3 %, проницаемость – 0,124 мД. Тип коллектора – трещинно-поровый. Нефти залежи тяжелые (0,910 г/см³), вязкие (8,2 мПа·с), сернистые (2,3 %), малопарафинистые (1,1 %), смолистые (12,1 %).

II продуктивный горизонт залегает в верхнекаменноугольно-нижнепермских отложениях (C₃+P_{1a}) в интервале 2431,2–2486 м. При исследовании горизонта из интервала 2447–2487 м получен приток нефти дебитом 19,9 м³/сут при переливе на устье. Коллекторами являются органогенно-детритовые и оолитовые известняки пористые, перекристаллизованные. Открытая пористость карбонатного коллектора – 11 %, проницаемость – 0,08 мД. Тип коллектора – порово-трещинный. Залежь нефти пластово-сводовая. Нефти зале-

жи тяжелые ($0,928 \text{ г/см}^3$), вязкие ($12 \text{ мПа}\cdot\text{с}$), сернистые ($2,3 \%$), малопарафинистые ($0,12 \%$), смолистые ($17,07 \%$).

На месторождении установлена стационарная платформа, производится подготовка к эксплуатации.

Месторождение нефтяное Варандей-море малое по запасам было открыто в 1995 г. Расположено на шельфе Баренцева моря в 12 км от берега. Структура выявлена в 1972 г. работами МОВ ОГТ. К поисковому бурению подготовлена в 1979 г. В 1989–1994 гг. на площади проводились детализационные работы МОВ ОГТ. По отражающему горизонту Ia (P_1) структура представляет собой высокоамплитудную (более 200 м) узкую двухкупольную брахиантуклинальную складку, вытянутую в субмеридиональном направлении, размерами $35 \times 5 \text{ км}$. Западное крыло и северная периклиналь складки ограничены разрывными нарушениями амплитудой 150–200 м. Месторождение открыто поисковой скв. 1 в присводовой части южного купола. При испытании в эксплуатационной колонне нижнепермских карбонатов (P_1a -ар) в интервале 1714–1738 м (абс. отм. 1682–1706 м) после СКО был получен фонтанный приток нефти дебитом $109,5 \text{ м}^3/\text{сут}$ через 22,7-мм штуцер. Залежь массивная, размером $7,7 \times 1,8 \text{ км}$, высота – 43 м. Продуктивные отложения представлены органогенно-детритовыми известняками, прослоями плотными глинистыми пористыми, кавернозными, трещиноватыми. Открытая пористость карбонатного коллектора – $8,5 \%$, проницаемость – $0,208 \text{ мД}$. Тип коллектора – трещинно-поровый. Покрышкой служит глинисто-аргиллитовая толща кунгурского яруса. Нефть месторождения тяжелая (899 г/см^3), вязкая ($40 \text{ мПа}\cdot\text{с}$). Месторождение находится в доразведке.

Месторождение нефтяное Варандейское среднее по запасам расположено в непосредственной близости от береговой линии Печорского моря в 5,5 км от пос. Варандей. В тектоническом плане приурочено к одноименному антиклинальному поднятию северной части вала Сорокина. Размеры складки по кровле проницаемых карбонатов артинского яруса составляют $9,5 \times 2,8 \text{ км}$, амплитуда – 45 м. Месторождение открыто в 1975 г. поисковой скв. 1, при опробовании в которой нижнепермских отложений получен приток нефти с примесью фильтрата бурового раствора. С 1999 г. залежь введена в пробную эксплуатацию. Залежь нефти в известняках нижней перми (P_1 пачки I+II+III) массивно-пластовая сводовая, тектонически экранированная, средняя нефтенасыщенная мощность – 3,75 м. Коллектор характеризуется литологической неоднородностью и смешанным типом порового пространства. Открытая пористость карбонатного коллектора изменяется от 9,1 до 17,7 %. Тип коллектора – трещинно-каверново-поровый. Неоднородность значений открытой пористости обусловлена литологической неоднородностью пластов и смешанным типом порового пространства. Нефть залежи тяжелая ($0,901 \text{ г/см}^3$), вязкая, сернистая ($1,9 \%$), смолистая ($14,1 \%$) малопарафинистая (1%).

С 1977 по 1985 г. на месторождении открыты еще пять залежей нефти в отложениях нижнего триаса: « T_1hr пл. T_{1+2} » (харлейская свита); « T_1cb пл. T_1-IV »; « T_1cb пл. T_1-II »; « T_1cb пл. T_1-I » (чаркабожская свита). Открытая пористость терригенного коллектора колеблется от 15 % в «пл. T_{1+2} » (харлейская свита) до 27 % в «пл. T_1-I » (чаркабожская свита). Тип коллектора – поровый. Нефть нижнетриасовых отложений тяжелая ($0,901$ –

0,961 г/см³), вязкая, сернистая (1,78–2,7 %), смолистая (12,27–16,7 %), малопарафинистая (0,65–2,4 %). Месторождение находится в разработке.

Месторождение нефтяное Торавейское среднее по запасам расположено вблизи пос. Варандей. Приурочено к одноименному антиклинальному поднятию в северной части вала Сорокина размерами по кровле проницаемых карбонатов нижней перми 13 × 3 км и амплитудой 106 м. Месторождение открыто в 1977 г. поисковой скв. 21, при испытании которой из отложений нижней перми получен фонтанный приток нефти дебитом 82,3 т/сут. Всего выявлены девять залежей (восемь в отложениях среднего–нижнего триаса и одна нижнепермская).

Нижнепермская залежь (пачки I+II+III) предположительно артинская, массивно-пластовая. Продуктивные отложения представлены разнозернистыми известняками. Открытая пористость карбонатного коллектора – 10–17 %, проницаемость – 0,84 мД. Тип коллектора – поровый и каверново-поровый. Нефть нижнепермской залежи тяжелая (0,902–0,986 г/см³), вязкая (7,61 мПа·с), сернистая (2,05 %), высокосмолистая (11,2 %), малопарафинистая (1,19 %).

Залежь в песчаниках среднего триаса (ангуранская свита, пл. T₂-II + T₂-I) пластовая сводовая. Открытая пористость терригенного коллектора – 24 %. Тип коллектора поровый. Нефть среднетриасовой залежи тяжелая (0,940–0,961 г/см³), вязкая (18,67 мПа·с), сернистая (2,52 %), высокосмолистая (21,82 %), парафинистая (1,03 %).

Залежь в песчаниках харлейской свиты нижнего–среднего триаса (T₁hr, пл. T₁₊₂II + T₁₊₂I) пластовая сводовая. Открытая пористость терригенного коллектора – 26 %, проницаемость – 0,147–0,398 мД. Тип коллектора – поровый. Харлейская залежь нефти является крупнейшей среди Северо-Сорокинских залежей тяжелых нефтей.

Залежи в песчаниках чаркобожской свиты нижнего триаса (пл. T₁-IV; пл. T₁-III+T₁-II; пл. T₁-I) пластовые сводовые. Открытая пористость терригенного коллектора – 22–24 %, проницаемость – 0,07–0,164 мД. Тип коллектора – поровый. Нефти нижнетриасовых залежей тяжелые (0,892–0,923 г/см³), вязкие (8,3–27,9 мПа·с), сернистые (1,6–2,52 %), высокосмолистые (11,4–16,3 %), парафинистые (0,2–1,93 %). Месторождение находится в разработке.

Месторождение нефтяное Южно-Торавейское малое по запасам открыто в 1978 г. поисковой скв. 31. По отложениям нижней перми размеры антиклинальной складки составляют 4,6 × 2,2 км, амплитуда – 75 м. Всего в пределах месторождения выявлено шесть залежей нефти.

В терригенных отложениях триаса открыты две залежи: первая – в отложениях среднего триаса (T₂) на глубине 960–1000 м (1980 г.), вторая – в отложениях нижнего–среднего триаса (T₁+T₂) на глубине 1060–1120 м (1978 г.). Залежи пластовые сводовые, эффективная нефтенасыщенная мощность составляет 7,6 и 4,5 м соответственно. Открытая пористость терригенного коллектора – 23–25 %. Тип коллектора – поровый. Триасовые нефти тяжелые (0,967–0,987 г/см³), вязкие (2,53 мПа·с), сернистые (1,6–2,5 %), смолистые (22,6 %). Верхнетриасовая нефть малопарафинистая (0,41 %), среднетриасовая – парафинистая (20,27 %). Пластовые залежи в триасовых песчаниках

входят в пределы поля залежей тяжелой нефти, расположенного в северной части вала Сорокина.

В песчаниках уфимского яруса верхней перми (P_{2u}) открыта одна нефтяная залежь на глубине 1300–1380 м (1979 г.). Тип залежи – пластовая сводовая. Эффективная нефтенасыщенная мощность – 10,4 м. Открытая пористость терригенного коллектора составляет 25 %, проницаемость – 0,783 мД. Тип коллектора – поровый. Уфимская нефть тяжелая ($0,904 \text{ г/см}^3$), вязкая (80,6 мПа·с), сернистая (1,96 %), смолистая (14,8 %). Пластовая залежь в уфимских песчаниках также входит в пределы поля залежей тяжелой нефти.

В карбонатах артинского яруса нижней перми (P_{1ar}) открыта одна нефтяная залежь на глубине 1535–1620 м (1978 г.). Залежь пластовая сводовая, эффективная нефтенасыщенная мощность составляет 15,6 м. Открытая пористость карбонатного коллектора составляет 19 %, проницаемость – 0,003 мД. Тип коллектора – порово-трещинный. Артинская нефть тяжелая ($0,905 \text{ г/см}^3$), вязкая (9,54 мПа·с), сернистая (2,07 %), смолистая (14,1 %).

В карбонатно-терригенных отложениях турнейского яруса нижнего карбона – московского яруса среднего карбона ($C_{1t}-C_{2m}$) на глубине 2343–2385 м открыта (2008 г.) одна залежь нефти массивно-пластового типа. Эффективная нефтенасыщенная мощность составляет 6,7 м. Открытая пористость коллектора – 14 %, тип коллектора – порово-трещинный. Каменноугольные нефти тяжелые ($0,986 \text{ г/см}^3$). Данные анализа нефти отсутствуют.

В карбонатных отложениях верхнего подъяруса фаменского яруса верхнего девона (D_{3fm}) на глубине 2395–2500 м открыта (1978 г.) одна нефтяная залежь массивного типа. Эффективная нефтенасыщенная мощность составляет 5,5 м. Открытая пористость карбонатного коллектора – 14 %, тип коллектора – порово-трещинный. Девонская нефть тяжелая ($0,985 \text{ г/см}^3$), сернистая (2,66 %), малопарафинистая (0,77 %), смолистая (14,1 %).

Все палеозойские залежи входят в пределы вышеупомянутого поля залежей тяжелой нефти, расположенного в северной части вала Сорокина. Месторождение подготовлено к промышленному освоению.

Месторождение нефтяное Наульское среднее по запасам открыто в 1979 г. поисковой скв. 53. Приурочено к линейной антиклинальной складке с размерами по кровле карбонатов нижней перми $16 \times 1,0-2,7$ км и амплитудой 50 м. Всего в пределах месторождения выявлены девять залежей нефти.

В песчаниках среднего триаса (T_2) открыта (1979 г.) нефтяная залежь на глубине 850–920 м. Тип залежи – пластовая сводовая. Эффективная нефтенасыщенная мощность составляет 14,8 м. Открытая пористость терригенного коллектора – 30 %. Тип коллектора – поровый. В песчаниках нижнего – среднего триаса ($T_1 + T_2$) открыта (1979 г.) нефтяная залежь пластово-сводового типа на глубине 950–1000 м. Эффективная нефтенасыщенная мощность составляет 3,9 м. Открытая пористость терригенного коллектора – 30 %. Тип коллектора – поровый. В песчаниках нижнего триаса – верхней перми (P_2-T_1) открыта (1981 г.) нефтяная залежь пластово-сводового типа на глубине 1180–1250 м. Эффективная нефтенасыщенная мощность составляет 11 м. Открытая пористость терригенного коллектора – 26 %. Тип коллектора – поровый. Верхнепермские – триасовые нефти тяжелые ($0,942-994 \text{ г/см}^3$),

вязкие (48,9 мПа·с), сернистые (2,15–3,41 %), малопарафинистые (0,2–0,6 %), смолистые (19,4 %).

В терригенных отложениях кунгурского яруса нижней перми (P_{1kg}) открыта (1984 г.) нефтяная залежь пластового типа на глубине 1230–1300 м. Эффективная нефтенасыщенная мощность составляет 5,5 м. Открытая пористость терригенного коллектора – 30 %. Тип коллектора – поровый. Кунгурская нефть тяжелая (0,913 г/см³), сернистая (2,99 %), малопарафинистая (0,2 %), смолистая (19,4 %).

В карбонатных отложениях артинского яруса нижней перми (P_{1ar}) открыта (1979 г.) залежь нефти массивно-пластового типа на глубине 1420–1500 м. Эффективная нефтенасыщенная мощность составляет 10 м. Открытая пористость карбонатного коллектора – 25 %. Тип коллектора – трещинно-поровый. Артинская нефть тяжелая (0,906 г/см³), сернистая (2,21 %), малопарафинистая (0,5 %), смолистая (14,7 %).

В рифогенных отложениях ассельско-сакмарского возраста (P_{1a} – P_{1s} , риф) открыта (1983 г.) нефтяная залежь массивно-пластового типа на глубине 1550–1650 м. Эффективная нефтенасыщенная мощность составляет 5,9 м. Открытая пористость карбонатного коллектора – 8 %, проницаемость – 0,005 мД. Тип коллектора – порово-трещинный и трещинный. Ассельско-сакмарская нефть тяжелая (0,906 г/см³), сернистая (2,1 %), малопарафинистая (2,4 %), смолистая (15,4 %).

Залежи нефти в средне-нижнетриасовых, верхнепермских и нижнепермских песчаниках относятся к полю Северо-Сорокинских залежей тяжелой нефти.

В терригенных отложениях визейского яруса нижнего карбона (C_{1v}) открыта (1980 г.) нефтяная залежь массивно-пластового типа на глубине 2300–2400 м. Эффективная нефтенасыщенная мощность составляет 3,8 м. Открытая пористость карбонатного коллектора – 20 %. Тип коллектора – трещинно-поровый. Визейская нефть относительно легкая (0,858 г/см³), вязкая (10,56 мПа·с), малосернистая (0,59 %), малопарафинистая (6,28 %), смолистая (10,58 %).

В карбонатных отложениях турнейского яруса нижнего карбона (C_{1t}) открыта (1980 г.) нефтяная залежь массивно-пластового типа на глубине 2300–2400 м. Эффективная нефтенасыщенная мощность составляет 2,2 м. Открытая пористость карбонатного коллектора – 11 %. Тип коллектора – порово-трещинный. Турнейская нефть относительно легкая (0,855 г/см³), малосернистая (0,57 %), малопарафинистая (4,93 %), смолистая (10,8 %).

В карбонатных отложениях нижнего девона (D_1) открыта (1980 г.) нефтяная залежь массивно-пластового типа на глубине 4100–4200 м. Данные о нефтенасыщенности и пористости коллектора отсутствуют. Девонская нефть легкая (0,832 г/см³), малосернистая (0,49 %), малопарафинистая (2,11 %), малосмолистая (5,91 %). Месторождение подготовлено к промышленному освоению.

Месторождение нефтяное Лабоганское среднее по запасам открыто в 1978 г. поисковой скв. 71. Размер антиклинальной складки по кровле проницаемых карбонатов нижней перми составляет 13 × 3,5 км, амплитуда – 120 м. На месторождении открыты 10 залежей нефти.

В терригенных отложениях нижнего триаса (T_1 – чаркабожские) открыта (1985 г.) залежь нефти пластово-сводового типа на глубине 870–920 м. Эффективная нефтенасыщенная мощность составляет 4,2 м. Открытая пористость карбонатного коллектора – 24 %, проницаемость – 0,08 мД. Тип коллектора – поровый. Чаркабожская нефть тяжелая (0,974 г/см³), высоковязкая (1583 мПа·с), сернистая (2,61 %), малопарафинистая (0,17 %), смолистая (19,68 %).

В терригенных отложениях нижнего триаса (T_1 пл. 1 – базальный горизонт) открыта (1982 г.) нефтяная залежь пластово-сводового типа на глубине 1070–1150 м. Эффективная нефтенасыщенная мощность составляет 5,0 м. Открытая пористость карбонатного коллектора – 26 %, проницаемость – 0,262 мД. Тип коллектора – поровый. Нефть в пл. 1 (базальный горизонт) тяжелая (0,948 г/см³), вязкая (> 30 мПа·с), сернистая (1,93 %), малопарафинистая (1,2 %), смолистая (20,0 %).

В терригенных отложениях уфимского яруса верхней перми (P_{2u}) открыта (1982 г.) нефтяная залежь пластово-сводового типа на глубине 1120–1180 м. Эффективная нефтенасыщенная мощность составляет 8,6 м. Открытая пористость карбонатного коллектора – 29 %, проницаемость – 0,24 мД. Тип коллектора – поровый. Уфимская нефть тяжелая (0,963 г/см³), вязкая (> 30 мПа·с), сернистая (1,93 %), малопарафинистая (0,6 %), смолистая (19,3 %).

В терригенных отложениях кунгурского яруса (P_{1k}) открыта (1983 г.) нефтяная залежь пластово-сводового типа на глубине 1150–1250 м. Эффективная нефтенасыщенная мощность составляет 3,9 м. Открытая пористость карбонатного коллектора – 25 %. Тип коллектора – поровый. Кунгурская нефть тяжелая (0,964 г/см³), вязкая (356 мПа·с), сернистая (2,26 %), малопарафинистая (0,85 %), смолистая (16,7 %).

В карбонатных отложениях артинского яруса нижней перми (P_{1ar}) открыта (1979 г.) нефтяная залежь пластово-массивного типа на глубине 1400–1500 м. Эффективная нефтенасыщенная мощность составляет 10,6 м. Открытая пористость карбонатного коллектора – 22 %, проницаемость – 0,58 мД. Тип коллектора – поровый. Артинская нефть тяжелая (0,943 г/см³), вязкая (72,9 мПа·с), сернистая (2,35 %), малопарафинистая (1,68 %), смолистая (19,7 %).

В рифогенных отложениях ассельско-сакмарского возраста открыта (1983 г.) нефтяная залежь массивного типа на глубине 1550–1650 м. Эффективная нефтенасыщенная мощность составляет 13,1 м. Открытая пористость карбонатного коллектора – 9 %, проницаемость – 0,1 мД. Тип коллектора – трещинно-поровый. Ассельско-сакмарская нефть тяжелая (0,949 г/см³), вязкая (101 мПа·с), сернистая (2,35 %), малопарафинистая (1,68 %), смолистая (20,0 %).

В карбонатных отложениях серпуховского яруса нижнего карбона (C_{1s}) открыта (1985 г.) залежь нефти массивно-пластового типа на глубине 1920–1970 м. Эффективная нефтенасыщенная мощность составляет 3,2 м. Открытая пористость карбонатного коллектора – 14 %, проницаемость – 0,33 мД. Тип коллектора – трещинно-поровый. Серпуховская нефть относительно лег-

кая ($0,866 \text{ г/см}^3$), маловязкая ($>10 \text{ мПа}\cdot\text{с}$), сернистая (1,06 %), малопарафинистая (3,42 %), смолистая (10,12 %).

В карбонатных отложениях турнейского яруса нижнего карбона (C_{1t}) открыта (1978 г.) залежь нефти массивного типа на глубине 2270–2350 м. Эффективная нефтенасыщенная мощность составляет 12,9 м. Открытая пористость карбонатного коллектора – 12 %, проницаемость – 0,05 мД. Тип коллектора – порово-трещинный. Турнейская нефть относительно легкая ($0,87 \text{ г/см}^3$), маловязкая (7,8 мПа·с), малосернистая (0,41 %), малопарафинистая (3,89 %), смолистая (12,2 %).

В карбонатных отложениях фаменского яруса верхнего девона (D_3fm) открыта (1978 г.) залежь нефти массивного типа на глубине 2320–2400 м. Эффективная нефтенасыщенная мощность составляет 12,4 м. Открытая пористость карбонатного коллектора – 9 %, проницаемость – 0,09 мД. Тип коллектора – порово-трещинный. Фаменская нефть относительно легкая ($0,87 \text{ г/см}^3$), маловязкая (7,8 мПа·с), малосернистая (0,81 %), малопарафинистая (3,88 %), смолистая (12,0 %).

В карбонатных отложениях нижнего девона (D_1) открыта (1987 г.) залежь нефти массивного типа на глубине 3936–4012 м. Эффективная нефтенасыщенная мощность составляет 29,6 м. Открытая пористость карбонатного коллектора – 8 %. Тип коллектора – трещинный. Нижнедевонская нефть относительно легкая ($0,873 \text{ г/см}^3$), малосернистая (0,52 %), малопарафинистая (0,96 %), смолистая (12,9 %). Месторождение подготовлено для промышленного освоения.

Месторождение нефтяное Седьягинское малое по запасам открыто в 1980 г. поисковой скв. 11. Приурочено к антиклинальному поднятию размерами $31,5 \times 4,8 \text{ км}$ и амплитудой 50 м по кровле карбонатов нижней перми. Структура осложнена разрывным нарушением, в результате которого артинская ловушка разделена на две площади нефтеносности: Южную и Северную. Всего в пределах месторождения выявлены три залежи.

В карбонатных отложениях артинского яруса нижней перми (P_{1ar}) открыта (1980 г.) залежь нефти массивного типа на глубинах: Южная площадь – 897–904 м, Северная площадь – 930–994 м. Эффективная нефтенасыщенная мощность составляет 12,9 м. Открытая пористость карбонатного коллектора – 15–20 %, проницаемость – 0,014 мД. Тип коллектора – трещинно-поровый. Артинская нефть относительно тяжелая ($0,893 \text{ г/см}^3$), вязкая (114,1 мПа·с), сернистая (2,3 %), малопарафинистая (1,05 %), смолистая (14,08 %).

В карбонатных отложениях серпуховского яруса нижнего карбона (C_{1s}) открыта (1985 г.) залежь нефти пластово-массивного типа на глубине 1510–1550 м. Эффективная нефтенасыщенная мощность составляет 7 м. Открытая пористость карбонатного коллектора – 16 %. Тип коллектора – трещинно-поровый. Серпуховская нефть относительно легкая ($0,854 \text{ г/см}^3$), сернистая (1,92 %), парафинистая (7,62 %), смолистая (14,9 %).

В терригенных отложениях нижнего франа (D_3f_1) открыта (1985 г.) залежь нефти пластового типа на глубине 2860–2960 м. Эффективная нефтенасыщенная мощность составляет 12,27 м. Открытая пористость карбонатного коллектора – 15 %, проницаемость – 0,114 мД. Тип коллектора – трещинно-поровый. Нижнефранская нефть относительно легкая ($0,866 \text{ г/см}^3$), маловяз-

кая (6,6 мПа·с), малосернистая (0,6%), парафинистая (7,29%), смолистая (16,61%). Месторождение находится в доразведке.

Сарембой-Леккягинский НГР на площади листа включает пять месторождений, приуроченных к структурам Медынского-Сарембойской антиклинальной зоны: крупное – Медынское-море, средние по запасам – Тобойское, Мядсейское, малые – Медынское, Усть-Талотинское. Последнее входит в пределы территории листа частично. Все месторождения нефтяные. Одно малое месторождение (Междуреченское) расположено в Мореюской депрессии.

Месторождение нефтяное Медынское-море крупное по запасам открыто в 1997 г. на шельфе Баренцева моря, в 23 км от берега. Структура выявлена в 1978 г. К поисковому бурению структура подготовлена в 1981 г. В 1994 г. на площади проведены дополнительные детализационные работы, уточнившие ее строение. Структура представляет собой двухкупольную приразломную брахиантиклинальную складку северо-западного простирания. Крылья складки ограничены сложной системой сбросов и надвигов. Размер складки 30–35 × 3–5 км. По отражающему горизонту Ia размер северного купола – 17 × 4 км, амплитуда 480 м; размер южного купола – 8 × 10,5 км, амплитуда – 250–350 м. Скважина-первооткрывательница 1 пробурена в присводовой части северного купола.

Всего на месторождении Медынское-море выявлены девять залежей: четыре в отложениях нижнего девона, одна – в отложениях верхнего девона, две в отложениях нижнего карбона и по одной в отложениях среднего карбона и нижней перми. Все залежи пластовые сводовые, тектонически и литологически экранированные. Продуктивные пласты представлены карбонатными отложениями, состоящими из известняков, доломитов и их переходных разновидностей.

Залежь А, пл. I, гор. I (C_2-P_1), открыта в 1997 г. Глубина залегания 1161–1379 м. Эффективная нефтенасыщенная мощность – 23,4 м. Пористость коллектора – 11%, проницаемость – 0,142 мД, тип коллектора – трещинно-поровый. Нефть залежи тяжелая (0,932 г/см³), вязкая (45 мПа·с), сернистая (3,95%), парафинистая (1,72%), смолистая (20,89%).

Залежь А, пл. I, гор. II (C_2), открыта в 1997 г. Глубина залегания – 1226–1430 м. Эффективная нефтенасыщенная мощность – 28,5 м. Пористость коллектора – 12%, проницаемость – 0,01 мД, тип коллектора – трещинно-поровый. Нефть залежи тяжелая (0,932 г/см³), вязкая (43 мПа·с), сернистая (3,87%), парафинистая (1,71%), смолистая (20,92%).

Залежь А, пл. I, гор. III (C_1), открыта в 1997 г. Глубина залегания – 1281–1463 м. Эффективная нефтенасыщенная мощность – 10,7 м. Пористость коллектора – 14%, проницаемость – 0,234 мД, тип коллектора – трещинно-каверново-поровый. Нефть залежи тяжелая (0,932 г/см³), вязкая, сернистая, парафинистая, смолистая.

Залежь А, пл. II+III (C_1), открыта в 1997 г. Глубина залегания – 1353–1595 м. Эффективная нефтенасыщенная мощность – 13,7 м. Пористость коллектора 13%, проницаемость – 0,233 мД, тип коллектора – трещинно-каверново-поровый. Нефть залежи тяжелая (0,932 г/см³), вязкая, сернистая, парафинистая, смолистая.

Залежь Д, пл. X (D_{3f}), открыта в 1997 г. Глубина залегания – 2363–2417 м. Эффективная нефтенасыщенная мощность – 8,1 м. Пористость коллектора – 11 %, проницаемость – 0,35 мД, тип коллектора – трещинно-поровый. Нефть залежи легкая (0,851 г/см³), высоковязкая, малосернистая, парафинистая, смолистая.

Залежь пл. Д₁-А (D₁), открыта в 2002 г. Глубина залегания 3045–3054 м. Эффективная нефтенасыщенная мощность – 14,4 м. Пористость коллектора – 4 %, проницаемость – 0,699 мД, тип коллектора – трещинный. Нефть залежи легкая (0,805 г/см³), маловязкая, малосернистая, парафинистая, малосмолистая.

Залежь пл. Д₁-Б (D₁) открыта в 2002 г. Глубина залегания – 3082–3093 м. Эффективная нефтенасыщенная мощность – 17,1 м. Пористость коллектора – 5 %, проницаемость – 0,15 мД, тип коллектора – трещинный. Нефть залежи легкая (0,805 г/см³), маловязкая, малосернистая, парафинистая, малосмолистая.

Залежь пл. В-Д (D₁) открыта в 2003 г. Глубина залегания – 3102–3703 м. Эффективная нефтенасыщенная мощность – 10,7 м. Пористость коллектора – 4 %, проницаемость – 0,698 мД, тип коллектора – трещинный. Нефть залежи легкая (0,805 г/см³), маловязкая, малосернистая, парафинистая, малосмолистая. Месторождение подготовлено для промышленного освоения.

Месторождение нефтяное Медыньское малое по запасам открыто поисково-разведочной скв. 1 в 1990 г. Приурочено к брахиантиклинальной складке, осложненной тектоническими нарушениями. Размеры складки по отложениям нижнего девона – 5 × 3 км при амплитуде 70 м. Выявлены залежи в карбонатных отложениях лохковского яруса и в терригенных отложениях пражского яруса нижнего девона, а также в терригенных отложениях нижнего подъяруса франского яруса (тиманский горизонт) и в карбонатных отложениях верхнего подъяруса франского яруса верхнего девона (евлановский и ливенский горизонты).

Верхнефранская залежь (D_{3f}zev-lv – евлановский+ливенский горизонты) массивная, литологически ограниченная открыта (2008 г.) на глубинах 2857,8–2892,8 м. Эффективная нефтенасыщенная мощность составляет 19,8 м. Открытая пористость карбонатного коллектора – 8 %. Тип коллектора – порово-трещинный. Среднефранская нефть тяжелая (0,922 г/см³), вязкая (17,1 мПа·с), сернистая (2,74 %), малопарафинистая (4,55 %), смолистая (24,21 %).

Тиманская залежь (D_{3f}tm1-тиманский горизонт) пластовая тектонически экранированная открыта (2008 г.) на глубине 3187,5–3219 м. Эффективная нефтенасыщенная мощность составляет 3,8 м. Открытая пористость терригенного коллектора – 14 %. Тип коллектора – трещинно-поровый. Тиманская нефть легкая (0,844 г/см³), маловязкая (1,54 мПа·с), малосернистая (0,57 %), малопарафинистая (4,0 %), малосмолистая (7,0 %).

Пражская залежь (D_{1p}) пластовая, литологически ограниченная, тектонически экранированная, открыта в 1990 г. на глубине 3395,2–3434,4 м. Эффективная нефтенасыщенная мощность составляет 3,5 м. Открытая пористость терригенного коллектора – 14 %. Тип коллектора – трещинно-поровый. Пражская нефть легкая (0,840 г/см³), маловязкая (1,36 мПа·с), малосернистая (0,47 %), малопарафинистая (6,33 %), малосмолистая (9,75 %).

Лохковская залежь (D₁l) массивная, тектонически экранированная открыта в 1990 г. на глубине 3996,8–4184,9 м. Эффективная нефтенасыщенная мощность составляет 16,6–17,6 м. Открытая пористость карбонатного коллектора – 6,4–10 %. Тип коллектора – порово-трещинный. Лохковская нефть легкая (0,851 г/см³), маловязкая (3,5 мПа·с), малосернистая (0,33 %), малопарафинистая (4,2 %), малосмолистая (5,8 %).

Месторождение находится в разработке.

Месторождение нефтяное Тобойское среднее по запасам открыто в 1984 г. поисково-разведочной скв. 11. Приурочено к антиклинальной структуре размером 14 × 5 км и амплитудой 145 м. Всего на месторождении выявлены семь залежей нефти.

В карбонатных отложениях турнейского яруса (C_{1t}) нижнего карбона открыта (2008 г.) нефтяная залежь массивного типа на глубине 2019–2035 м. Эффективная нефтенасыщенная мощность составляет 9,4 м. Открытая пористость карбонатного коллектора – 12 %. Тип коллектора – трещинно-поровый. Турнейская нефть тяжелая (0,906 г/см³), вязкая (27,14 мПа·с), сернистая (1,84 %), малопарафинистая (5,22 %), смолистая (20,49 %).

В карбонатных отложениях франского яруса верхнего девона (D_{3f₃ev-iv} – евлановский+ливенский горизонты) открыта (1988 г.) нефтяная залежь массивного типа, литологически ограниченная, на глубине 2649–2743 м. Эффективная нефтенасыщенная мощность составляет 9,3 м. Открытая пористость карбонатного коллектора – 9,3 %. Тип коллектора – порово-каверново-трещинный. Франская нефть тяжелая (0,922 г/см³), вязкая (17,1 мПа·с), сернистая (2,74 %), малопарафинистая (4,56 %), смолистая (24,21 %).

В терригенных отложениях нижнего подъяруса франа (D_{3f₁tm₂} – верхнетиманский горизонт) открыта (2008 г.) нефтяная залежь пластовая, литологически ограниченная на глубине 2985,6–2999,5 м. Эффективная нефтенасыщенная мощность составляет 5,7 м. Открытая пористость терригенного коллектора – 8 %. Тип коллектора – порово-трещинный. Верхнетиманская нефть легкая (0,844 г/см³), маловязкая (0,57 мПа·с).

В терригенных отложениях нижнего подъяруса франа (D_{3f₁tm₁} – нижнетиманский горизонт) открыта (2006 г.) нефтяная залежь пластовая сводовая на глубине 3026,7–3111 м. Эффективная нефтенасыщенная мощность составляет 7,6 м. Открытая пористость терригенного коллектора – 11,8 %. Тип коллектора – порово-трещинный. Нижнетиманская нефть легкая (0,844 г/см³), маловязкая (1,54 мПа·с), малосернистая (0,57 %), малопарафинистая (4,0 %), малосмолистая (7,1 %).

В терригенных отложениях эйфельского яруса среднего девона (D_{2ef}) открыта (2008 г.) нефтяная залежь пластовая литологически ограниченная на глубине 3083–3096,1 м. Эффективная нефтенасыщенная мощность составляет 2,6 м. Открытая пористость терригенного коллектора – 11 %. Тип коллектора – порово-трещинный. Эйфельская нефть относительно легкая (0,877 г/см³), вязкая (9,84 мПа·с), малосернистая (0,7 %), малопарафинистая (7,29 %), смолистая (68,0 %).

В терригенных отложениях пражского яруса нижнего девона (D_{1p}) открыта (1984 г.) нефтяная залежь пластовая литологически ограниченная на глубине 3355,3–3394,5 м. Эффективная нефтенасыщенная мощность составляет

3,2 м. Открытая пористость терригенного коллектора – 12,3 %. Тип коллектора – порово-трещинный. Пражская нефть легкая (0,84 г/см³), маловязкая (1,36 мПа·с), малосернистая (0,47 %), малопарафинистая (6,33 %), малосмолистая (9,75 %).

В карбонатных отложениях лохковского яруса (D₁l) открыта (1998 г.) нефтяная залежь массивно-пластового типа тектонически экранированная на глубине 3854–4211 м. Эффективная нефтенасыщенная мощность составляет 3,9–18,7 м. Открытая пористость карбонатного коллектора – 6,7–10 %. Тип коллектора – порово-трещинный. Лохковская нефть легкая (0,853 г/см³), маловязкая (0,77–3,5 мПа·с), малосернистая (0,33 %), малопарафинистая (4,04–6,45 %), малосмолистая (5,8 %). Месторождение находится в разработке.

Месторождение нефтяное Мядсейское, среднее по запасам, открыто в 1986 г. поисково-разведочной скв. 1. Приурочено к антиклинальной складке размерами по изогипсе –2962 м 11,6 × 2,9 км амплитудой 46 м. Выявлены три залежи нефти.

В карбонатных отложениях верхнего франа (D₃f₃ev-iv – евлановский+ливенский горизонты) открыта (1986, 2008 гг.) нефтяная залежь массивная, литологически ограниченная на глубине 2474,4–2589,2 м. Эффективная нефтенасыщенная мощность составляет 3,8–8,9 м. Открытая пористость карбонатного коллектора – 7–8 %. Тип коллектора – каверново-порово-трещинный. Верхнефранская нефть тяжелая (0,922 г/см³), вязкая (17,1 мПа·с), сернистая (2,74 %), малопарафинистая (4,04–6,45 %), смолистая (24,21 %).

В терригенных отложениях эйфельского яруса среднего девона (D₂ef) открыта (2000 г.) нефтяная залежь пластово-сводового типа на глубине 2974,4–3018,8 м. Эффективная нефтенасыщенная мощность составляет 7,8 м. Открытая пористость терригенного коллектора – 12 %. Тип коллектора – порово-трещинный. Эйфельская нефть относительно легкая (0,870 г/см³), вязкая (9,84 мПа·с), малосернистая (0,7 %), малопарафинистая (7,29 %), смолистая (15,51 %).

В карбонатных отложениях лохковского яруса нижнего девона (D₁l) открыта (1998 г.) нефтяная залежь пластового типа, литологически ограниченная и тектонически экранированная на глубине 3818,3–4040,4 м. Эффективная нефтенасыщенная мощность составляет 8,4–11,3 м. Открытая пористость карбонатного коллектора – 7–10 %. Тип коллектора – порово-каверново-трещинный. Лохковская нефть легкая (0,851 г/см³), маловязкая (0,77–3,5 мПа·с), малосернистая (0,33 %), малопарафинистая (4,0–6,45 %), малосмолистая (5,8 %). Месторождение находится в разработке.

Месторождение нефтяное Усть-Талотинское малое по запасам расположено в 145 км к югу от г. Амдерма. Открыто поисковой скв. 1 в 1987 г. Залежь нефти пластово-сводового типа обнаружена в терригенных отложениях пражского яруса нижнего девона (D₁p) на глубине 3432–3448 м. Эффективная нефтенасыщенная мощность составляет 12,5 м. Открытая пористость терригенного коллектора – 11 %. Тип коллектора – трещинно-поровый. Покрышкой служат терригенные отложения среднего девона. Пражская нефть относительно легкая (0,868 г/см³), малосернистая (0,78 %), малопарафинистая (7,95 %), смолистая (12,34 %). Месторождение находится в доразведке.

Месторождение нефтяное Междуреченское мелкое по запасам расположено в 5 км к югу от Хайпудырской губы. Открыто в 1990 г. поисково-разведочной скв. Западно-Лекейягинской в карбонатных ассельско-сакмарских отложениях нижней перми ($P_{1a}+P_{1s}$). Залежь нефти массивная, литологически и тектонически экранированная. Коллектор представлен биогенными мшанково-водорослевыми известняками, плотными, трещиноватыми, кавернозными. Открытая пористость карбонатного коллектора составляет 9%. Тип коллектора – порово-каверново-трещинный. Покрышкой служат глинисто-карбонатные отложения артинского яруса. Эффективная нефтенасыщенная мощность – 17,7 м. Ассельско-сакмарская нефть тяжелая (0,903 г/см³), сернистая (3,28%), малопарафинистая (1,64%), смолистая (27,78%). Месторождение находится в доразведке.

ТВЕРДЫЕ ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Уголь каменный. Проявления каменного угля на юге Новой Земли (П-3-1, П-3-2) приурочены к паралическим фациям средне-верхнепермских отложений шадровский свиты. Они обнажаются в береговых обрывах на о. Междушарский, восточнее мыса Шадровский, где среди песчаников присутствуют два пласта мощностью 0,4 и 0,6 м и три линзовидных прослоя угля, достигающие в раздувах 5–7 см. По элементам залегания пород предполагается распространение угленосной пачки в глубь острова, однако, ввиду слабой обнаженности, это не подтверждено натурными наблюдениями. В пластах уголь тонкополосчатый матовый и блестящий; в прослоях – матовый и сажистый, иногда переходящий в углистые аргиллиты.

Микрокомпонентный состав угля представлен витринитом (71–75%), семифюзенитом (11–13%), фюзенитом (3–6,5%) и липоиденитом (9–12%). Степень углефикации, установленная по отражательной способности витринита (0,75–0,85), соответствует газовой-жирной стадии (G_3 - J_1).

По своим физико-химическим свойствам уголь пригоден для использования в качестве энергетического сырья. При подтверждении распространения угленосной пачки на восток под четвертичными отложениями морских террас уголь может добываться для местных нужд.

Кроме того, на юго-западной границе площади листа R-40 вдоль обоих бортов Коротаихинской впадины выходят терригенные породы печорской серии пермского возраста, которые на соседнем листе R-41 содержат пласты каменного угля рабочей мощности. На нашей территории они обнажены плохо и выходов углей не известно.

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Металлические полезные ископаемые района достаточно разнообразны по набору металлов, однако среди известных ныне объектов внимания заслуживают лишь проявления марганца, полиметаллических (в первую очередь, цинковых) руд и урана.

ЧЕРНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Железо. Железородная минерализация установлена только в Вайгач-Южновоземельской области. Она представлена пунктами минерализации экзогенной *железородной кремнисто-терригенной формации*. Всего на юге Новой Земли выявлено три пункта минерализации (I-3-10, II-5-8, III-5-2).

Пункт минерализации I-3-10 находится в среднем течении р. Рогачёва. Он приурочен к нижней части разреза нижнекаменноугольных отложений рогачёвской свиты, в которых выделяются пачки яшмовидных серицит-кремнистых пород, содержащих многочисленные тонкие прослои, сложенные на 50–60 % мелкочешуйчатым гематитом. Мощность гематитосодержащих прослоев колеблется от 1 до 8 мм, а их количество в рудоносных пачках составляет 30–40 %. Пачки кремнистых пород, включающих гематитосодержащие прослои, имеют мощность 10–15 м и прослежены по простиранию на многие сотни метров, до 1–3 км.

Пункты гематитовой минерализации II-5-8 и III-5-2 расположены соответственно на побережье залива Рейнеке, в районе мыса Тест и на п-ове Русанова. Они представлены *сингенетичной* вкрапленностью в песчаниках и кварцитопесчаниках нижнего ордовика. Мощность гематитосодержащих прослоев не превышает 0,4 м.

Железородная минерализация представляет несомненный интерес для реконструкции обстановок осадконакопления в ордовике и в каменноугольный период, однако практического значения не имеет.

Титан. Единственный ореол рассеяния с повышенными концентрациями титана (более 10 кг/м³), по данным литогеохимического опробования донных осадков, известен к западу от Новой Земли на Колгуевском шельфе (IV-1-2) [53]. Титаносодержащие минералы в порядке убывания их содержаний (в кг/м³) представлены ильменитом, сфеном, лейкоксеном, рутилом и анатазом. Практического интереса этот ореол не представляет. Вместе с титаносодержащими минералами присутствует гранат и (до 120 кг/м³) магнетит. Гранат обычно представлен альмандином.

Марганец является одним из ведущих полезных ископаемых региона. Широкое развитие марганцевых руд характерно для всей Пайхойско-Новоземельской провинции. В рамках рассматриваемой территории проявления марганца сосредоточены на севере Вайгач-Южновоземельской минералогической области в Рогачёвско-Тайнинском марганценосном районе.

Проявления и пункты минерализации марганца представлены двумя экзогенными рудными формациями: *марганцевой карбонатной*, связанной с карбонатно-кремнисто-глинистой соколовской серией среднего карбона – нижней перми и непосредственно локализующейся в отложениях нижней перми ассельско-сакмарского уровня и *марганценосной линейных кор выветривания*, связанной с остаточными линейными корами выветривания кайнозойского (**неогенового**) возраста. На КПИ показаны два проявления, одно из которых (Рогачёвское) рассматривается как потенциальное крупное месторождение с убогими содержаниями металла, и два пункта минерализации синге-

нетичных карбонатных марганцевых руд, а также три проявления вторичных окисленных руд марганца.

Оруденение выявлено геологами ПГО «Севморгеология» при проведении ГГС-200 в конце 1970 – начале 1980-х годов [293]. Впервые проявления марганца установлены Л. Г. Повышевой в 1977 г. в бассейне р. Рогачёва. В 1977–1981 г. Л. Г. Павловым, В. Ф. Ильиным, В. В. Вояковским, Ю. Д. Шульгой и В. И. Устрицким были определены основные параметры рудоносной толщи, насыщенной пачками родохрозитовых пород, обнаружены проявления окисленных марганцевых руд. В 1982–1990 гг. произведено оконтуривание Рогачёвско-Тайнинского марганценосного района, изучены строение и параметры оруденения, оценены прогнозные ресурсы образований карбонатной марганцево-рудной и окисно-марганцевой формаций района [294].

Проявления сингенетичной *марганцевой карбонатной формации* образуют уникальные по объемам скопления кремнисто-родохрозитовых марганцевых руд. Их наибольшие количества локализованы в Рогачёвско-Тайнинском районе общей площадью более 800 км². Мощность марганценосной толщи, вмещающей горизонты карбонатных марганцевых руд, изменяется от 45–50 до 110–130 м. Минимальные мощности фиксируются в юго-восточной части марганценосного района, а максимальные характерны для северной и северо-западной его периферии. Северная граница Рогачёвско-Тайнинского рудного района выходит за пределы изучаемой части листа R-39, 40.

Наиболее изучена центральная часть района – рудопроявление Рогачёвское (I-3-2), рассматриваемое в перспективе как крупное месторождение карбонатных марганцевых руд, в пределах которого производилось детальное изучение и опробование разреза марганценосных отложений, исследовались вещественный состав и технологические свойства руд. Выявленные рудные тела прослежены буровыми скважинами на глубину до 500 м [293].

Марганценосная толща в районе рудопроявления залегает в средней части соколовской серии среднего карбона – нижней перми, представляющей собой совокупность фаций морских осадков стагнированного бассейна. Серия хорошо обнажена на крыльях Рогачёвской и Тайнинской антиклинальных структур. Совместно с подстилающими и перекрывающими отложениями она смята в крутые дисгармоничные складки высоких порядков и разбита сериями разрывных нарушений, различающихся по ориентировке, амплитудам и характеру перемещений пород.

По строению и составу рудоносная толща неоднородна и делится на четыре пачки. Нижняя, сложенная в основном аргиллитами и кремнистыми аргиллитами с маломощными (3–15 см) прослоями и линзами родохрозит-кремнистых пород, имеет мощность 3–25 м. Залегаящая выше пачка (10–15 м) представлена грубым переслаиванием аргиллитов с (глинисто)-кремнисто-родохрозитовыми породами, мощность которых колеблется от 3–20 см до 0,4–0,6 м (иногда до 1,5 м). Количественные соотношения родохрозитовых пород с аргиллитовыми прослоями в составе второй пачки варьируют от 1 : 10 до 4 : 1. Третья пачка (15–35 м) сложена углеродистыми аргиллитами, включающими горизонты тонкого переслаивания тех же аргиллитов и родохрозитовых пород. Количество последних составляет 60–80 % от общего объема переслаивающихся компонентов. Четвертая пачка (10–30 м), пред-

ставленная алевритистыми аргиллитами и кремнисто-родохрозитовыми породами, по характеру переслаивания аналогична второй пачке.

Выделение и оконтуривание рудных тел в рудоносной толще проводилось по результатам химического и ядерно-физического анализов секционных бороздовых и керновых проб. Рудные тела пластообразны, мощность их колеблется от 0,8–1,0 до 8,3–11,7 м, протяженность – от первых до нескольких десятков километров. Количество установленных рудных пластов и линз в разрезах марганценоносной толщи колеблется от 2 до 11. Среднее содержание марганца – 11,53–15,96 %, содержание фосфора – 0,05–0,15 %. Примесь кремнезема в рудах значительна и нередко достигает 40 %. Наибольшие количества карбонатных руд локализованы на площади около 350 км² [314].

Минеральный состав руд характеризуется сложными сочетаниями карбонатов марганца в тонком срастании с кварцем и терригенной примеси, представленной мелкими обломками кварца, плагиоклаза, хлорита. Иногда отмечаются выделения сфалерита, халькопирита, пирита, барита и апатита. Карбонаты марганца представлены родохрозитом, кутнагоритом, манганосидеритом и марганцовистым доломитом. Основным и наиболее распространенным рудным минералом является родохрозит.

Главной нерудной минеральной составляющей является кварц, который образует криптозернистые и мелкозернистые агрегаты. По соотношению рудообразующих компонентов и кварца руды подразделяются на родохрозит-кремнистые и кремнисто-родохрозитовые. Сумма карбонатов марганца в родохрозит-кремнистых рудах не превышает 36,6 %, содержание марганца – от 12,77 до 22,21 %. В наиболее богатых марганцем (до 35 %) кремнисто-родохрозитовых рудах сумма карбонатов марганца достигает 66,58 %. С возрастанием карбонатной составляющей содержание кремнезема уменьшается до 20,65 %.

Основные разновидности карбонатных марганцевых руд различаются по технологическим свойствам. Исследования четырех лабораторных технологических проб в институте «Уралмеханобр» показали, что кремнисто-родохрозитовые руды могут быть использованы для получения методами гравитационно-магнитного обогащения концентратов I и II сортов, пригодных для производства силикомарганца и ферромарганца. При гидрометаллургической доводке этих концентратов возможно получение концентрата IA, пригодного для производства металлического марганца и высококачественного ферромарганца. Получение пригодных для металлургического передела концентратов из родохрозит-кремнистых руд возможно, но только при их химическом обогащении [293].

За пределами Рогачёвско-Тайнинского района проявления карбонатной марганцеворудной формации распространены в бассейнах рек Колодкина, Нехватова и Южная Тайная.

На р. Колодкина (проявление П-5-1) марганценоносная толща прослеживается на протяжении 30 км и сложена двумя пачками переслаивания кремнисто-родохрозитовых пород с аргиллитами. Мощность пачек – 5–10 и 8–15 м. Количество кремнисто-родохрозитовых пород в пачках достигает 50 %, а мощность рудных прослоев колеблется от 1–3 до 5–8 см. Содержание марганца, по данным рентгенорадиометрических определений, варьирует от 0,5 до

11,97 %, составляя в среднем 7,9 и 4,5 % для первой и второй пачек соответственно.

Содержание марганца в рудных телах продуктивного горизонта на р. Нехватова (пункт минерализации I-4-2) и на р. Южная Тайная (пункт минерализации I-4-1) измеряется первыми процентами, нигде не превышая 10 %.

Сингенетичные карбонатные руды марганца сформировались на рубеже карбона и перми в условиях широкого распространения обстановок длительного существования стагнированных вод в придонных частях морского бассейна. Вопрос об источнике марганца дискуссионен.

Основными недостатками карбонатных руд являются низкие содержания марганца (в среднем 12 %), их высокая кремнистость и сложность технологической переработки. Однако это не исключает возможности их практического освоения в будущем.

Перспективы первого этапа промышленного освоения Рогачёвско-Тайнинского района связываются не с карбонатными рудами, а с ревизионной оценкой известных здесь проявлений эпигенетической *марганценосной* (криптомелан-пирролюзитовой) *рудной формации кор выветривания*, локализованных главным образом в пределах Северо-Тайнинского поля, которое расположено на юго-восточной периферии марганценосного района, на правом берегу р. Северная Тайная. Здесь в пределах полосы протяженностью 10 км и шириной 2 км, зафиксировано более семи рудных залежей, четыре из которых составляют рудопроявление *Разломное*, а три залежи входят в проявление *Междуреченское*. Все они приурочены к разрывным нарушениям третьего порядка, осложняющим высокоамплитудные пликативные структуры, которые вмещают пачки и горизонты родохрозитовых пород. Структурные параметры залежей марганца однотипны: мощность – до 40 м, протяженность – от сотен метров до 800 м, залегание наклонное – под углом 60–40°. Буровыми скважинами залежи прослежены на глубину от 70–90 до 150 м.

Проявлены два типа руд, дифференцированных в зависимости от структурного положения и состава вмещающих оруденение пород. Пирролюзит-псиломелан-манганитовые руды тяготеют к участкам тектонических нарушений среднекарбоновой–нижнепермской соколовской серии, включающей кремнисто-родохрозитовые породы. Они слагают основную массу рудопроявления *Междуреченское* (I-3-23). Первичные технологические свойства пирролюзит-псиломелан-манганитовых руд, полученные по единичным пробам, определяют выход концентрата 70,2 % с массовой долей марганца 31,1 %, при извлечении марганца в концентрат 86,3 % по магнитной схеме обогащения.

Для южных флангов рудного поля характерен переход псиломелан-манганитовых руд в пирролюзит-псиломелановые и пирролюзитовые дезинтегрированные разности. В связи с этим проявление *Разломное* (I-3-14) характеризуется наличием существенных объемов псиломелан-манганитовых руд [314]. Здесь же сосредоточены значительные массы пероксидного сырья. Пероксидные разновидности руд содержат (%): 37–57 марганца, 65–90 оксида марганца, до 2,5–3 оксидов железа, до 1,0–1,5 кремнезема, до 0,07 щелочей. Они обладают следующими технологическими показателями: 1) выход пероксидного концентрата крупностью 20–8 мм – 23,3 %, с массовой долей марганца 54,84 %, пероксида марганца (MnO_2) – 81,5 %, при извлечении марганца

в концентрат – 26,5 %; 2) выход металлургических концентратов крупностью 20–8 и менее 8 мм составляет соответственно 32,9 и 43,8 %, с массовой долей марганца 45,3 и 46,85 %, при извлечении марганца в концентраты 30,9 и 42,6 %.

Первичные технологические исследования окисленных марганцевых руд Северо-Тайнинского поля показали различные варианты их возможного использования в металлургической промышленности. Для производства металлического марганца новоземельское пероксидное сырье во многих случаях может использоваться, практически минуя стадию обогащения (после дробления и промывки, с металлургическим обесфосфориванием).

При прослеживании рудных залежей бурением неоднократно отмечалось существенное улучшение качества руд с глубиной (увеличение концентраций марганца в рудах, переходы псиломелан-манганитовых руд в пероксидные разности). Особенно это характерно для залежей Междуреченского проявления, расположенных в западном секторе рудного поля. Здесь по результатам гравиметрической съемки [265] установлена локальная положительная аномалия Δg Буге в 1–2 мГал протяженностью до 5 км, при ширине 0,5–2,0 км и глубине залегания возмущающего объекта в десятки–первые сотни метров. Поскольку в районе помимо руд окисленного марганца нет других пород с высокими плотностными характеристиками, вероятным представляется более широкое развитие окисленных руд, чем установлено в современном эрозионном срезе. Данное положение требует заверки на стадии поисково-оценочных работ.

Проявление Каменистое (I-3-17) расположено вблизи устья р. Рогачёва, в стороне от проявлений Северо-Тайнинского рудного поля, и приурочено к субмеридиональному разлому, осложняющему западное крыло Рогачёвской антиклинали. По этому разлому в соприкосновение приведены карбонатно-кремнисто-глинистые отложения нижнего карбона и марганценозные (родохрозитсодержащие) пачки нижней перми. Тектонические брекчии фтанитов и аргиллитов, минерализованные гидроокислами марганца, имеют мощность 5,5 м и сцементированы кристаллическим агрегатом сидерита. Главными рудными минералами являются криptomелан и пирролюзит. Первый встречается в виде плотных почковидных агрегатов скрытокристаллического сложения. Пирролюзит образует сажисто-черные рыхлые массы, также развиваясь по криptomелану и наследуя его структурные особенности. Помимо криptomелана и пирролюзита в рудах нередко отмечаются тодорокит и вернадит; реже встречаются бернессит, ясунит и псиломелан. В качестве примеси отмечается гётит в тонких сростаниях с криptomеланом и пирролюзитом. Рудный материал заполняет многочисленные пустоты в брекчиях. По периферии пор и пустот наблюдаются тонкие каемки пирита. Среднее содержание марганца в рудах – 17,5 %, варьируя по отдельным пробам от 13,5 до 20,4 %.

Окисленные марганцевые руды Рогачёвско-Тайнинского района связаны с линейными корами выветривания, развивающимися вдоль тектонических нарушений, осложняющих складчатость. Предполагается их кайнозойский (неогеновый) возраст и инфильтрационный генезис оруденения. Фактором, обеспечивающим появление химически активных реагентов (поверхностных вод), является обилие разнопорядковых и сравнительно полого залегающих

разломов. По отдельным разломам дробленые кремнисто-родохрозитовые породы соколовской серии приведены в соприкосновение с сульфидизированными кремнисто-углеродистыми и карбонатными слоями рогачёвской и милинской свит. Последние выступали в роли геохимического барьера для нейтрализации активных сернокислых растворов, несущих выщелоченный марганец из массивов пород, богатых карбонатным марганцем.

ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Медь. Проявления (девять объектов) и пункты минерализации (40 объектов) меди характерны для всей Пайхойско-Новоземельской минерагенической провинции.

Наиболее представительный ряд меднорудных формаций и различных типов медной минерализации устанавливается в Вайгач-Южноновоземельской минерагенической области, главным образом на Новой Земле. Здесь он представлен тремя рудными формациями: *медно-эпидотовой мафической* («самородной меди»), *медистых песчаников и сланцев*, *сульфидной медно-полиметаллической*, а также *сульфидной медно-никелевой* формацией и четырьмя типами минерализации, не отнесенными к нормативным рудным формациям: кварц-халькозиновым, халькопиритовым, кварц-кальцит-халькопиритовым и гематит-халькопиритовым.

Многочисленные рудопроявления (пять объектов) и пункты минерализации (семь объектов) *медно-эпидотовой мафической формации* располагаются в пределах Костиншарской меденосной зоны, прослеживающейся от залива Рогачёва и губы Тайная на севере до губы Саханина на юге. Ширина зоны – 20–25 км, протяженность – около 120 км. Самородная медь и сопутствующие ей куприт, халькозин, борнит и ковеллин локализованы обычно в пределах развития ореолов окварцевания, карбонатизации и эпидотизации в базальтах позднего девона. Медь образует вкрапленность, гнезда, прожилки и дендриты. Медьсодержащие эпидозитовые тела имеют линзовидную либо изометричную форму с размерами 1–2 м в раздувах.

Одно из крупных и хорошо обнаженных проявлений [79, 96] находится на п-ове Медный (II-3-10), где представлено серией согласных линзовидных эпидозитовых тел, круто (70–80°) погружающихся на северо-восток и группирующихся в две субпараллельные минерализованные зоны мощностью 2–3 и 0,5 м. Зоны отстоят друг от друга на 25–30 м. Каждая из них состоит из кулисообразно расположенных тел эпидозитов и прослежена по простиранию с небольшими перерывами на 2,0–2,5 км. Протяженность кулис составляет 175–450 м. Содержание меди в эпидозитах, по данным бороздового опробования, колеблется от 0,01 до 2%, в среднем составляет 0,5%.

Такого же типа проявления фиксируются в приустьевой части р. Гусиная (II-4-16) и в районе Красных Гор (II-4-19). Здесь в эпидозитах встречены самородки меди весом в 13–300 кг и более. Содержание меди в эпидозитах, по данным бороздового опробования, в среднем составляет 0,39%.

Пункты минерализации II-4-8, -9 -11, -13, -14, -16, -20, -25, представленные разрозненными гнездами и линзами размером не более 1–2 м в наиболь-

ших сечениях, характеризуются бедной минерализацией. В эпидозитах отмечается рассеянная вкрапленность самородной меди (1–3 мм), ассоциирующей с купритом и ковеллином. Медные минералы покрыты тонкими пленками малахита, реже азурита. Содержание меди варьирует от 0,18 до 0,7 %.

Примером медной минерализации, относимой к *формации медистых песчаников и сланцев*, является проявление П-3-10 на п-ове Медный Новой Земли. Здесь, в пестроцветной вулканогенно-осадочной пачке верхнего девона мощностью 70–100 м встречено пять рудоносных горизонтов. Меденосные песчаники и известняки с примесью пирокластического материала образуют пласты и линзы мощностью до 0,2–0,7 м. Оруденение носит вкрапленный и гнездово-вкрапленный характер. Рудные минералы представлены преимущественно халькозином и борнитом с изоморфной примесью серебра. Протяженность рудоносных линз и пропластков не установлена.

Гидротермальные амагматогенные рудные образования *сульфидной медно-полиметаллической рудной формации* (проявления и пункты минерализации III-6-6, -9–10, -12, -15, -18–20, -21, -25–28) характерны для юга Вайгач-Южноновоземельской минерагенической области, о. Вайгач, где локализованы в разновозрастных осадочных породах. Халькопирит, пирит, а иногда сопутствующие им сфалерит и галенит образуют ореолы вкрапленной, реже гнездово-вкрапленной минерализации в песчаниках, известняках и сланцах, а также в секущих их кварцевых и кальцитовых жилах и прожилках. Ореолы минерализации невелики, составляя первые метры по мощности и первые десятки метров по протяженности.

Рудные образования *медно-никелевой сульфидной мафитовой формации*, относимые к гидротермально-магматическому типу, отмечены лишь на юге Новой Земли (п-ов Русанова) в Вайгач-Южноновоземельской минерагенической области, где ассоциируют с магматическими породами раннекембрийского русановского габбродолеритового комплекса [221]. Пирротин-халькопиритовая минерализация локализована в эндоконтактах субпластовых интрузий, формируя тонкую рассеянную вкрапленность, реже маломощные расчлененные шпирсы. Протяженность рудных зон составляет первые сотни метров, мощность – первые метры. Примером оруденения является пункт минерализации III-5-7 в бух. Внутренняя на п-ове Русанова. Здесь в эндоконтакте подошвы пологозалегающего силла габбродолеритов отмечается тонкая вкрапленность и редкие «каплевидные» обособления (0,7 см в поперечнике) пирротина и халькопирита. Мощность участков с пирротин-халькопиритовой минерализацией не превышает 3–4 м, а протяженность – 100 м. Содержание сульфидов составляет визуально 1–2 %.

Рудные образования кварц-халькозинового типа выявлены на Новой Земле в полях развития базальтов и их туфов позднедевонского возраста. Одним из таких проявлений является проявление П-4-15 в районе Красных Гор, где халькозин, борнит и ковеллин образуют густую вкрапленность (1–2 мм), прожилки (1–3 мм мощностью) и иногда гнезда (до 5 мм в поперечнике) в многочисленных зонах брекчирования миндалекаменных базальтов, заполненных кварцем, хлоритом, кальцитом и эпидотом. Мощность зон не превышает 1–2 м, а протяженность – первые десятки метров. Содержание меди, по данным бороздового опробования, достигает 1,5 %.

Пункты минерализации I-3-48, II-3-3, 4, 5, 6, 8 на побережье прол. Костин Шар, в районе хребтов Береговой и Долгий также приурочены к зонам дробления и гидротермальной проработки базальтов и туфов. Мощность минерализованных участков колеблется от 1 до 2 м, протяженность не превышает первых десятков метров. Содержание меди достигает 0,45–1,4 %.

Халькопиритовый тип представлен пунктами минерализации I-3-34, 35, 40, 42, 45–47, распространенными в Костиншарской меденосной зоне и тяготеющими к выходам базальтов позднего девона. Халькопирит наблюдается в виде тонкой рассеянной вкрапленности в брекчированных дробленых базальтах, а также в жилах и прожилках кварцевого, кальцитового, кварц-кальцитового, кварц-эпидотового состава, секущих вулканиты. Мощность зон варьирует от 0,5 до 4 м, протяженность – от первых десятков метров до 250–300 м. Содержания меди обычно не превышают 0,2–0,5 %, достигая в отдельных случаях 1,15 %.

Меднорудные пункты минерализации кварц-кальцит-халькопиритового типа (I-3-36, 38, 39, 40; II-4-21) распространены на Новой Земле и тяготеют к интрузивным образованиям позднедевонского костиншарского комплекса. Халькопирит образует тонкую (1–5 мм) рассеянную вкрапленность и мелкие (до 1 см) гнезда в измененных породах экзоконтактов интрузий долеритов либо в секущих интрузивные породы кварцево-кальцитовых жилах и прожилках. Участки медной минерализации редки и невелики по размерам. Их мощность не превышает 1–3 м, протяженность составляет первые десятки метров. Содержание сульфидов меди в минерализованных породах обычно около 1 %.

Немногочисленные пункты минерализации гематит-халькопиритового типа (II-4-27, II-5-7, III-5-3, 5) на юге Новой Земли приурочены к магматическим породам раннекембрийского русановского комплекса. Халькопирит, ассоциирующий с гематитом, присутствует в кварцевых жилах, секущих габбродолериты. Распространение рудных минералов крайне неравномерное, мощность жильных тел не превышает 0,5 м, протяженность – первые метры. Содержание меди, по данным спектрального анализа, составляет в среднем 0,2–0,5 %.

По данным шлихового опробования, в бассейне р. Рогачёва халькопирит формирует устойчивый площадной ореол (I-3-7), приуроченный к зоне субмеридионального разлома, вдоль которого в углеродисто-кремнистых породах нижнего карбона развита наложенная сульфидная минерализация с невысокими (обычно менее 1 %) содержаниями металла.

Из изложенного выше следует, что в пределах всей Костиншарской меденосной зоны вряд ли можно ожидать наличие объектов, приближающихся к промышленно значимым как по ресурсам меди, так и по содержанию металла в рудах.

Комплексные проявления металлических полезных ископаемых

Набор комплексных проявлений металлов ограничен развитием проявлений цинка, свинца и сереброносных минеральных типов. В то же время, именно эти формационные типы относятся в данном регионе к наиболее продуктивным.

Цинк, свинец. С этими цветными металлами, рудопроявления которых относятся преимущественно к эпигенетической *свинцово-цинковой карбонатной стратиформной рудной формации*, связываются основные перспективы промышленного освоения сырьевых ресурсов Пайхойско-Новоземельской минерагенической провинции. Помимо свинцово-цинкового оруденения карбонатной стратиформной формации, широким распространением в терригенно-карбонатных породах Вайгача и Новой Земли пользуются гидротермальные проявления *свинцово-цинковой кварцево-жильной формации*, не образующие крупных скоплений металлов. На разных этапах геологического изучения островных территорий, относящихся к этой провинции, выделялись многочисленные пункты минерализации, проявления и более перспективные рудно-полиметаллические объекты. На КПИ листов R-39,40 показаны три *малых месторождения* (все на о. Вайгач – одно выработанное и два забалансовых), 11 *проявлений* и восемь *пунктов минерализации*. В Вайгач-Южноноземельской области проявления цинка и свинца сосредоточены в Вороновском, Соболевском потенциальных и в Лямчинском рудных узлах Вайгачского рудоносного района о. Вайгач, а также в Омuleвском потенциальном рудном узле Саханинского рудоносного района Новой Земли.

На о. Вайгач наличие полиметаллических руд установила экспедиция АН СССР летом 1925 г. На берегу бух. Варнека среди известняков были обнаружены включения галенита и сфалерита. Химические анализы образцов показали высокое содержание свинца и цинка. В 1927 и 1929 гг. геолого-поисковыми работами под руководством А. К. Шейнкмана здесь было установлено несколько участков локализации свинцово-цинковых руд, добыча которых могла вестись открытым способом. Малые свинцово-цинковые месторождения о. Вайгач разрабатывались в 1932–1935 гг. Вайгачской экспедицией ОГПУ.

Свинцово-цинковые месторождения о. Вайгач локализованы в Лямчинском полиметаллическом рудном узле. Они вмещаются карбонатными отложениями верхнего ордовика и нижнего силура [53], располагаясь в зонах разломов северо-западного простирания. Параметрические характеристики объектов заметно меняются с юго-востока на северо-запад. Так, в рудах месторождения Красное (IV-6-18) отношение свинца к цинку соответствует 1 : 4, в месторождении Пайготинское-4 (IV-6-16) оно около 1 : 7, а на месторождении Талата-Сале (IV-6-14) составляет 1 : 8.

Месторождение Красное (IV-6-18) находится в 3 км от бух. Варнека. Здесь, в зоне карбонатных брекчий вдоль тектонического контакта отложений верхнего ордовика и нижнего силура установлены две рудные залежи мощностью 0,4 и 0,5 м, и протяженностью 450 м. Круто залегающие (до вертикальных) залежи вытянуты по азимуту СЗ 295–305°. Минеральный состав рудных тел устойчив: доломит, галенит, сфалерит, пирит. Содержание цинка варьирует от 0,5 до 9 %, свинца – 0,46–2,45 %. Запасы цинка по категории С₂ составляют около 5 тыс. т, свинца – 2 тыс. т. К 1934 г. было добыто 15 тыс. т руды. В марте 1935 г., в связи с внезапным мощным водопритоком, с которым не смогли справиться системы водоотвода, рудник был переведен на мокрую консервацию, т. е. затоплен [53].

Месторождение Пайготинское-4 (IV-6-16) находится около оз. Пайгото в 9 км северо-западнее месторождения Красное. Оруденение приурочено к осветленным брекчированным доломитам. Выявлены четыре рудные залежи, представленные субпаралельными кулисами рудовмещающих карбонатных брекчий мощностью от 0,6–2 м до 5–6 м. Протяженность их колеблется от 60 до 200 м, простирание северо-западное, падение к северо-востоку под углами 60–75°. Галенит-сфалеритовые и сфалеритовые руды вкрапленные, гнездово-прожилковые и гнездово-вкрапленные. Пирит встречается редко. Среднее содержание цинка – 2,8 %, свинца – 0,7 %. Для руд характерно повышенное содержание кадмия – 0,1–1,0 % и германия – 0,01 % (отмечено наличие собственных минералов германия: германита и реньерита). Запасы на разведанную глубину 80 м по категории С₂ составляют: цинка – 2,5 тыс. т, свинца – 0,6 тыс. т [53].

Месторождение Талата-Сале (IV-6-14) находится на одноименном мысе, на продолжении той же разломной системы. Оруденение локализовано в брекчированных доломитизированных известняках. Зоны оруденелых карбонатных брекчий имеют простирание 280–295°. Горными выработками и бурением вскрыты три рудные залежи мощностью 0,3–1,2 м и протяженностью 150–300 м. Общая протяженность системы рудоносных брекчий – 600–650 м. Основными рудными минералами являются сфалерит с подчиненным ему галенитом; отмечается постоянная примесь халькопирита. Содержание цинка – от 1,1 до 9,6 %, свинца – 0,2–0,6 %. Запасы цинка с содержанием 3 % по категории С₂ составляют 1,2 тыс. т [53].

Зональность в изменчивости соотношений свинца и цинка свойственна и прочим проявлениям о. Вайгач. Проявления и пункты минерализации свинцово-цинковой карбонатной формации на северо-западе острова (III-6-8, III-6-14, III-6-16, III-6-17) пространственно ассоциируют с рудными образованиями медно-полиметаллической рудной формации. Несколько южнее с проявлениями медно-полиметаллической формации ассоциирует преимущественно свинцовая минерализация (III-6-23, III-6-24). Для юго-восточного побережья острова характерно сочетание проявлений флюоритовой и свинцовой минерализации (IV-6-4, IV-6-6, IV-6-12). При этом существенно цинковая минерализация (IV-6-1, IV-6-2, IV-6-3, IV-6-8, IV-6-10, IV-6-11, IV-6-15) обособлена по флангам рудного узла на определенном удалении от флюоритовых проявлений.

По состоянию геологической изученности на сегодня наиболее перспективные объекты, относящиеся к (жильно)-стратиформной свинцово-цинковой карбонатной рудной формации, расположены не на Вайгаче, а на севере Южного острова Новой Земли, в бассейне р. Безымянная [51, 143, 189].

На юге Новой Земли в границах площади листов R-39,40 проявления и пункты минерализации цинка и свинца локализуются в карбонатных и – реже – терригенных отложениях палеозоя, а также в секущих их кварцевых, кварц-кальцитовых жилах и прожилках. Все они являются эпигенетическими (посторогенными триасовыми), локализуясь в зонах дробления и гидротермальной переработки вмещающих пород.

Проявления полиметаллических руд юга Новой Земли, близкие по минеральному составу к образованиям Безымянского рудного узла [51], вмещают-

ся карбонатными породами нижнего силура. Они расположены на восточном крыле Рейнекской антиклинали и приурочены к зоне разрывных нарушений северо-западного простирания, где образуют потенциальный рудный узел. Проявления и пункты минерализации прослеживаются на расстоянии более 20–25 км, следуя согласно плоскостям напластования вмещающих оруденение доломитизированных известняков персейской свиты нижнего силура, от побережья бух. Ермолаева до верховьев р. Омудевая [221, 293, 79]. Ширина зоны нарушений варьирует от 0,5 до 1–2 км. В пределах отдельных деструктивных элементов кулис наблюдаются оруденелые участки мощностью до 2,5 м и протяженностью 200–300 м, чередующиеся с километровыми (и более) безрудными интервалами.

Проявления П-4-22, П-5-2, -3, -4, -5 в пределах этого потенциального рудного узла изучены геологами ПГО «Аэрогеология» [234]. Руды прожилково-вкрапленные, реже массивные. Главными рудными минералами являются сфалерит и галенит, второстепенными – пирит и халькопирит. Гипергенные минералы представлены церусситом, англезитом и малахитом, а нерудные минералы – кварцем, доломитом и кальцитом. По данным бороздowego опробования, содержание свинца в рудах варьирует от 0,01 до 15,8 %, цинка – от 0,1 до 24,0 %.

Проявление Бондаревское (П-5-6), расположенное в бух. Северная зал. Рейнеке, выявлено сотрудниками Коми ФАН СССР [221] и в дальнейшем изучалось геологами ПГО «Севморгеология» [293]. Рудные образования приурочены к зоне дробления в висячем боку надвига, сложенном известняками нижнего силура. На участках дробления, в известняках развита рассеянная вкрапленность сфалерита с подчиненными галенитом и халькопиритом. Кроме того, в известняках присутствуют субсогласные надвигов системы тектонических брекчий (три зоны мощностью до 3,5 м и протяженностью 10–12 м) с вкрапленностью, прожилками и гнездами сульфидов. Содержание цинка, по данным бороздowego опробования, составляет 0,14–2,5 %, свинца – 0,01–0,06 %.

Остальные рудные образования, локализующиеся в толщах песчаников ранне-среднедевонского (пункт минерализации I-3-44) и позднекаменноугольного (пункт минерализации I-3-25) возраста, представлены вкрапленной или гнездово-вкрапленной сульфидной минерализацией в кварцевых и кварц-кальцитовых жилах. Среди рудных минералов преобладают галенит (I-3-25) либо сфалерит и галенит (I-3-44) с пиритом; как примесь отмечаются халькопирит, арсенопирит. Содержание цинка колеблется от 0,82 до 1,22 %, содержание свинца – 0,3–0,5 до 1,73 %.

Литогеохимический ореол рассеяния цинка (I-3-28) содержит повышенные концентрации свинца, серебра и меди. Возможно, что он является надрудным ореолом и фиксирует наличие «слепого» свинцово-цинкового оруденения [264], расположенного на глубине. Учитывая устойчивость качественных параметров и площадь ореола (около 70 км²), здесь не исключено обнаружение в дальнейшем перспективного полиметаллического рудного объекта.

Золото, цинк, медь. Развитие золотосульфидной *рудной формации* в пределах рассматриваемых территорий носит весьма ограниченный характер

[293]. Единственный пункт минерализации (I-3-33) находится в Вайгач-Южновоземельской минерагенической области, на Новой Земле, в одном из левых притоков р. Северная Тайная. Оруденение приурочено к разлому в известняках нижнего девона, где наблюдаются многочисленные гнездово-вкрапленные скопления блеклых руд в агрегатной смеси с халькопиритом и сфалеритом. В штучных пробах отмечаются высокие содержания меди (до 2,12 %) и цинка (0,78 %). В протолочках встречены знаки золота до 0,5 мм в поперечнике. Ширина минерализованной зоны составляет 25–30 м, протяженность – 250 м.

Серебро, медь. Пункты минерализации серебра в Вайгач-Южновоземельской минерагенической области локализованы на Новой Земле преимущественно в Рогачёвско-Тайнинском районе (I-3-3, -5 -,8, -13, -15), и только один из них (II-4-6) расположен в верховьях р. Пропащая. Они относятся скорее всего к гидротермальной серебро-полиметаллической рудной формации. Серебро концентрируется в блеклых рудах промежуточного теннантит-тэтраэдритового типа [293].

Оруденение наблюдается в маломощных кварцевых и кварц-кальцитовых сульфидоносных прожилках среди известняков нижнего карбона милинской свиты или в зонах окварцевания кремнисто-родохрозитовых пород соколовской серии среднекаменноугольного–раннепермского возраста. Блеклые руды формируют вкрапленность и гнезда до 2 см в поперечнике, в единичных случаях (I-3-5) – отмечаются гнезда размером 0,2–0,5 м. Помимо блеклых руд присутствуют галенит, пирит, халькопирит, а также гипергенные минералы меди – азурит и малахит. Блеклые серебросодержащие руды в зонах окварцевания и секущих жилах крайне не выдержаны в своем распространении. Закономерности в их локализации отсутствуют; масштабы оруденения не определены. Параметры, как правило, изометричных рудоносных участков обычно не превышают первых метров в поперечнике.

Содержание серебра непосредственно в блеклых рудах составляет 11,7 кг/т, а в штучных пробах из пород с наиболее концентрированной минерализацией колеблется от 300 до 500 г/т, достигая иногда 3–5 кг/т.

В целом перспективы обнаружения рудных объектов с необходимыми концентрациями серебра в пределах рассматриваемой территории вероятны, но помимо недостаточной изученности серебросодержащих формаций следует отметить их крайне небольшие параметры и весьма невыдержанный характер рудных концентраций.

Уран. Проявления и пункты урановой минерализации установлены на Южном острове в северной части Южновоземельского антиклинория [294, 189]. На КПИ выделены два *проявления* и два *пункта минерализации* урана. Они относятся к генетическому типу гидротермально-осадочно-метаморфогенных урановых месторождений в черносланцевых толщах – *урановой углеродисто-сланцевой рудной формации* – и сосредоточены в узкой, но протяженной полосе развития углеродисто-(глинисто)-кремнистых пород рогачёвской свиты раннекаменноугольного возраста, окаймляющих с юга Рогачёвско-Тайнинский марганценосный район. Углеродистые породы рогачёвской

свиты повсеместно характеризуются повышенными фоновыми содержаниями не только урана, но и еще целого ряда рудных элементов: цинка, серебра, молибдена, никеля, ванадия, иногда меди. Однако более значимые его концентрации, отчетливо фиксируемые локальными и реже площадными (I-3-6, -9, -11, -21, -26, -29, -31) радиометрическими аномалиями интенсивностью в сотни (иногда тысячи – до 1740) мкР/ч при фоновых значениях 12–15 мкР/ч отмечаются лишь на отдельных участках; главным образом, в апикальных частях разнопорядковых антиклиналей, осложняющих северное замыкание и восточный фланг Южноновоземельского антиклинория. Наиболее значительная площадная радиоактивная аномалия установлена на продолжении антиклинали Узкая. Ее общая, с перерывами, протяженность достигает 8 км при ширине до 300 м. Длина же отдельных аномальных участков в ее пределах составляет 0,18–1,35 м [294]. Оруденение – эпигенетическое, наложенное. Его U-Pb возраст составляет 180–200 и $136,5 \pm 4,8$ млн лет, т. е. мезозойский (по-видимому, триасово-раннеюрский).

Характерной особенностью выявленных проявлений является стратиформный характер оруденения, связанного, видимо, с процессами перераспределения и мобилизации урана термальными пластово-трещинными водами на стадиях ката-метагенеза и гидротермального преобразования пород. Локализация оруденения в разрезе рогачёвской свиты определяется особенностями строения самих рудоносных отложений и экранирующей ролью перекрывающих их неяснослоистых слаботрещиноватых известняков.

Повышенные концентрации урана фиксируются преимущественно в достаточно хрупких, слоистых яшмовидных силицитах средней части разреза рогачёвской свиты, значительно реже – в относительно массивных тонкозернистых фтанитах ее верхов. В большинстве случаев подобные проявления носят локальный, точечный характер, (пункты минерализации I-3-12, I-3-22) отличаются невысокими содержаниями урана и практического значения не имеют. Гораздо более масштабным является лишь проявление «Малютка» (I-3-16), выявленное в крайней юго-восточной части Рогачёвско-Тайнинского района в контурах Посуднинской антиклинали, осложняющей восточное крыло Южноновоземельского антиклинория. Посуднинская антиклиналь представляет собой узкую асимметричную структуру с ундулирующим погружающимся на север шарниром, крутым западным и более пологим восточным крылом. В северной ее части выделяются три участка локального воздымания шарнира, где на поверхность выходят породы рогачёвской свиты. К самому северному из них (антиклинали Малютка) и приурочено одноименное проявление, изученное в 1983–1986 гг. 16 буровыми скважинами по четырем профилям, отстоящим друг от друга на 200 м. В результате работ в сводовой части этой локальной антиклинали была выявлена и оконтурена сложная седловидная рудоносная залежь мощностью около 25 м, тяготеющая к средней части разреза рогачёвской свиты и состоящая из серии маломощных (0,1–0,5 до 1 м) рудных тел. Они располагаются кулисообразно, зачастую перекрывая друг друга в плане. Содержание урана в рудных телах изменяется от 0,012 до 0,182 %.

По данным изучения состава руд, основной рудной ассоциацией является настуран-коффинит-иордизитовая, сформированная на стадии катагенеза –

начальных этапов метазенеза. Минералы урана (настуран и коффинит) образуют неравномерную тонкую вкрапленность по сланцеватости и небольшие скопления в седловидных частях микроплек и сутуро-стилолитовых швов. В парагенезисе с ними повсеместно развиваются иордизит и фемолит в виде мельчайших пластинок в сростании с настураном. На более поздних этапах метазенеза возникла сульфидная ассоциация, представленная тонковкрапленным сфалеритом (клеифофаном) и никель-кобальтсодержащим пиритом, иногда в сростании с халькопиритом, миллеритом и гердсдорфитом. Небольшая часть урановых минералов появилась на последующей стадии гидротермально-метасоматического изменения пород в связи с развитием сидерит-анкерит-хлоритовой и кальцит-альбит-пиритовой ассоциаций. В составе этих ассоциаций в сростании с кристаллически-зернистым пиритом, лейкоксеном и кальцитом наблюдается регенерированный коффинит-II, с которым спорадически отмечается железистый сфалерит (марматит) и тонкодисперсно разложенный настуран-II. На стадии гипергенеза в ураносодержащих породах появляются урановые слюдки торбернит-цейнеритового ряда и молибдаты урана. Среднее содержание урана в рудных телах составляет 0,076 %, а средняя суммарная мощность рудных тел по всем пересечениям рудной залежи – 1,05 м [314, 189].

Вторым заслуживающим внимания проявлением является Посудное (I-3-24), расположенное в осевой части Посуднинской антиклинали в 5,0 км южнее проявления Малютка. Здесь, в сводовой части антиклинали горными работами были вскрыты сохранившиеся от эрозии реликты сложнопостроенной рудной залежи, приуроченной к тонкозернистым силицитам верхней части разреза рогачёвской свиты. Сохранившиеся от эрозии останцы этого относительно богатого рудного тела мощностью до 1,5 м с содержанием урана 0,1–0,34 % развиты на площади 30 × 35 м. Количественная оценка ураноносности юго-восточной части Рогачёвско-Тайнинской площади представляется сложной задачей, однако общая протяженность Посуднинской антиклинали и подобных ей более мелких структур позволяет надеяться на возможность обнаружения здесь малого, а может быть и среднего по запасам месторождения. В то же время выявление подобного месторождения потребует выполнения большого (более 10 тыс. пог. м) объема буровых работ [189].

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ОПТИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Кальцит оптический. Проявление оптического кальцита относится к эпигенетической *рудной формации исландского шпата*. Оно находится в верховьях р. Северная Тайная на Новой Земле (проявление I-3-27) в кальцитовых жилах, пересекающих нижнедевонские известняки в районе периклинального замыкания крупной одноименной антиклинали. Кальцитовые жилы протяженностью до 250–300 м имеют крайне изменчивую мощность, достигающую в раздувах 2,5–5 м. Строение шпатоносных жил зональное. Их зальбанды сложены молочно-белым мелко-среднекристаллическим, а центральные

части – крупнокристаллическим кальцитом с отдельными кристаллами и гнездами исландского шпата. Наиболее крупные обособления оптического кальцита характеризуются размерами до 3,0–0,5 м в поперечнике. Они содержат несколько сот килограммов кристаллов и сростков, заключенных в вязкую глинистую и щебнисто-глинистую массу. Кристаллы бесцветные и чайно-желтые, часто зональноокрашенные. Максимальный размер оптических индивидов достигает 20 × 15 × 10 см.

ХИМИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

Плавиновый шпат (флюорит). Флюоритовая минерализация имеет широкое распространение в Пайхойско-Новоземельской минерагенической провинции. Юго-восточнее нашей территории, на смежной территории листа R-41, располагается известное месторождение Амдерма [220, 54]. В границах наших листов проявления флюорита повсеместно развиты на юге Новой Земли и о. Вайгач. На КПИ выделены три проявления и 29 пунктов флюоритовой минерализации. Они представлены двумя стратиформными рудными формациями – *эпигенетической флюоритовой карбонатной* и *сингенетичной (ратовкит-) флюоритовой карбонатной*.

На юге о. Южный (Новая Земля) обособляются Раковская, Черногобская, Циволькинская, Юнауская группы флюоритовых проявлений. Большинство из них, за исключением Юнауской группы, входят в состав Саханинского района, а первые три образуют *флюоритоносный узел* и могут рассматриваться в качестве флюоритоносных рудных полей – Раковского, Черногобского и Циволькинского соответственно.

Раковое флюоритоносное поле (проявление П-3-14, пункты минерализации П-3-15, 16, П-4-26) расположено на северо-восточном берегу одноименной губы. Здесь в тектонических брекчиях по известнякам нижнего девона прослежена продуктивная зона протяженностью более 10 км, насыщенная гнездами, прожилками и жилами флюорита. На трех сближенных участках (проявление Раковое) отмечается сгущение флюоритоносных жил до образования своеобразных рудных штокверков линзовидной конфигурации, достигающих 2–25 м в ширину и простирающихся согласно элементам тектонической структуры на десятки и первые сотни метров. Рудные тела имеют кварц-флюоритовый, флюоритовый состав, гнездово-прожилковый, жильно-штокверковый тип распределения рудных скоплений, достигающих 0,5–1,5 м в поперечнике гнезд и жил.

В пределах флюоритоносных обособлений и жильных тел отмечаются зоны вкрапленной сульфидной минерализации (до 60 см мощностью), не выходящие во вмещающие дробленые известняки. Контакты рудных тел с карбонатными породами резкие либо постепенные – через промежуточные интервалы (10–15 см) бедных вкрапленных флюоритовых руд. Содержание CaF_2 в рудах составляет 35–97 %, цинка – 0,03–1,6 %, иногда до 11,6 %. Минеральный состав (%) варьирует значительно: флюорит 35–75 минеральной массы, кальцит 30–60, сфалерит 1–20, кварц 0–5.

Раковое поле, принимая во внимание протяженность продуктивной зоны, а также комплексность оруденения (флюорит + цинк), относится к перспективным объектам, хотя расположение продуктивной зоны у берега моря с частыми погружениями рудоносных пород под воду несколько ограничивает эти перспективы.

Черногубское флюоритоносное поле расположено в районе губы Чёрная. Рудная минерализация сосредоточена на северо-восточном крыле и в приамской части крупной антиклинали в нижнедевонских известняках у границы с аргиллитами тайнинской свиты нижнего–среднего девона (рудопоявление П-4-18, пункты минерализации П-4-23, 24). Флюорит формирует почти сплошную рудную зону протяженностью около 10 км с многочисленными раздувами на участках деструктивно-пликативного нарушения залегания вмещающих пород (зоны дробления, участки напряженных микроскладок). На юго-западном крыле антиклинали рудная минерализация незначительна и локализована в доломитах (П-4-23). Этот объект среди ныне известных, вероятно, является наиболее перспективным.

Черногубское рудопоявление, описанное Н. П. Юшкиным как «залежь Обрывная» [220], контролируется северо-западным разрывным нарушением, осложняющим периклинальное замыкание антиклинали III порядка. Вдоль разлома на протяжении километра развита интенсивная флюоритовая минерализация. Мощность отдельных участков колеблется от нескольких метров до 100 м. В пределах рудоносной зоны фиксируется серия метасоматических рудных штокверков, сложенных разнонаправленными залежами мощностью в несколько десятков метров. Залежи перемежаются с небольшими по мощности участками обедненных флюоритовых руд. Минерализация относится к жильному типу с резким преобладанием вкрапленных руд на участках раздувов или пережимов. Минеральный состав жил – флюорит, кальцит, кварц. Встречаются единичные зерна пирита и сфалерита. Содержание CaF_2 , по данным химических анализов, составляет 50–80 % в центральных частях рудных залежей, а по мере удаления от них постепенно снижается до 30–50 %, а затем до 10–30 и 1–10 %.

Циволькинское флюоритоносное поле располагается на юго-западном побережье зал. Цивольки. Флюоритовая минерализация локализована в известняках раннего девона и контролируется разрывными нарушениями северо-западного простирания. На проявлении П-4-28 вдоль разлома на протяжении 3,5 км расположены три линзовидные зоны с флюоритовыми рудами, а также разрозненные жилы и гнезда флюорита. Наблюдаемая протяженность зон – до 200 м, а ширина в плоскости эрозионного среза – 50 м. В рудоносных зонах отмечаются прожилки (мощностью от 2–5 до 10–20 см) и гнезда (до 0,5 м в поперечнике) практически мономинерального флюорита. Нередко отмечается сближение рудных прожилков и гнезд, с формированием штокверкоподобных участков поперечником 1,0–1,5 м. Реже наблюдаются тела кальцит-флюоритовых брекчий мощностью до 1,0 м. Основными минералами руд являются флюорит, кальцит, кварц; в виде примеси присутствуют доломит, барит, а также единичные зерна пирита и сфалерита. Содержание CaF_2 в среднем составляет 10–15 %, но по отдельным рудным телам достигает 30–50 %.

Небольшое проявление и пункт минерализации подобного типа в известняках алфёровской свиты есть и в среднем течении р. Саханина (II-4-10, 12).

Юнауская группа проявлений представлена шестью пунктами флюоритовой минерализации, расположенными в бассейне рек Большая и Малая Юнау (II-4-1, 2, 3, 4, 5, 7) и на южном берегу губы Пропащая (II-4-10). Минерализация приурочена к зонам дробления в девонских и каменноугольных известняках. Она представлена разрозненными флюорит-кальцитовыми прожилками мощностью до 10–15 см и протяженностью до 20 м с содержанием флюорита 30–50%. Минерализация развита локально, площадного распространения не имеет.

Флюоритовая минерализация *ратовкит-флюоритового рудноформационного* типа о. Вайгач известна в двух районах. Ямаляхинская группа пунктов минерализации расположена в районе северо-восточного побережья острова (III-6-1, 2, 3, 4, 5, 7, 11), где с восток-северо-востока структурно облекает медно-полиметаллические объекты Вороновского потенциального рудного узла. Все они приурочены к тектоническим нарушениям, осложняющим структуры восточного крыла антиклинали. Здесь, в многочисленных зонах дробления по разновозрастным карбонатным породам наблюдаются разбросанные флюорит-кальцитовые прожилки, гнездовые обособления, рассеянная вкрапленность флюорита. Однако значительных рудоносных скоплений не выявлено.

Другая группа проявлений флюорита располагается на юго-западном побережье, в районе губы Лямчина (IV-6-5, 7, 9, 13, 17), где в брекчированных и дробленных известняках нижнего силура наблюдается вкрапленное флюоритовое оруденение. Флюоритовая минерализация здесь сочетается с полиметаллическими проявлениями, в которых доминируют галенитовые руды.

Технологические испытания новоземельских флюоритовых руд показали, что все они пригодны для получения технического плавика, а флюорит проявлений Ракового и Циволькинского рудных полей соответствует ГОСТ 17570-72 и может быть использован в качестве сырья при выращивании оптических монокристаллов фтористого кальция марки ФК-У, ФК-В, ФК-И.

МИНЕРАЛЬНЫЕ УДОБРЕНИЯ

Фосфорит. Проявления фосфорита распространены в Вайгач-Южноновоземельской минерагенической области, на Новой Земле в Рогачёвско-Тайнинском марганцеворудном районе, где приурочены к кремнисто-фосфоритовой рудной формации, представленной черносланцевой соколовской серией среднего карбона–нижней перми [314]. Проявления и пункты минерализации фосфора (I-3-19, I-3-4, I-3-43) установлены в бассейне рек Рогачёва, Вадега-1, а также на мысе Морозова в губе Белушья. Фосфоритоносные горизонты (обычно от одного до четырех) представлены пластами аргиллитов мощностью 0,3–3,0 м (в среднем около 1,5 м), с фосфатными конкрециями и желваками, насыщающими аргиллиты на 10–60%.

Фосфатные обособления очень плотные черного цвета; имеют почковидную внутреннюю структуру, шарообразную или овальную форму и сложены

в основном коллофаном. Размер конкреций варьирует от 1 до 10 м. Содержание P_2O_5 в них составляет от 5 до 27 %, а в целом по пласту содержание 0,5–2,5 %, иногда достигая 7 %. Средние содержания P_2O_5 в фосфоритоносных пластах – 13,6 %. Проявления фосфоритов очень слабо изучены.

ПОДЕЛОЧНЫЕ КАМНИ

Агаты. Агатовая рудная формация пространственно и генетически связана с производными позднедевонского вулканизма – базальтовыми лавами.

В границах площади листов R-39,40 проявления и пункты агатовой минерализации известны на Новой Земле, в районе залива и р. Рогачёва (I-3-18, 30, 32) и губы Раковая (II-3-13). Как правило, агатовые миндалины локализованы в кровле базальтовых покровов. Мощность зон колеблется от 5 до 30 м. По латерали они прослеживаются на 2–4 км. Размер агатовых обособлений варьирует в пределах от 1–2 до 20–30 см и даже до 0,5 м, в среднем не превышая 5–10 см. Находки агатов редки, количество их не более одной-двух на 10 м².

Окраска агатов светло- и зеленовато-серая, реже зеленовато-коричневая, изредка черная. По структуре рисунка они являются ленточными. Для них характерно чередование непрерывно изогнутых, концентрических полос халцедонов, отличающихся по цвету и мере просвечиваемости. Толщина полос у тонкополосчатых разностей – менее 1 мм, у грубополосчатых – 0,5–1,0 см. Доминируют полупрозрачные агаты, но попадаются и фарфоровидные разности. Нередко центральные части миндалин выполнены кварцем.

Новоземельские агаты обладают повышенной трещиноватостью, что не позволяет использовать их в ювелирной промышленности. Размеры бездефектных блоков обычно не превышают 0,5–1,0 см. Очень редко (примерно одна на 100 штук) попадаются агатовые миндалины без микротрещин.

Янтарь. Россыпные проявления янтаря известны в пляжевых отложениях близ устья р. Печора (VI-4-4) и в аллювии низовьев р. Хайпудыра (VI-6-5) на восточном побережье одноименной губы [53].

СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

В качестве строительных материалов в рассматриваемом регионе могут быть использованы разнообразные естественные строительные камни, песчано-гравийно-галечный материал различного генезиса, состава и целый комплекс карбонатных пород.

К запасам естественного строительного камня относятся долериты, базальты, песчаники и известняки, широко распространенные на юге Новой Земле и о-ве Вайгач. Они обладают достаточной прочностью и пригодны для получения бутового материала, каменных блоков и плит, а также щебня для покрытия дорог и наполнителя бетонных смесей. Среди отложений нижнего и среднего палеозоя широко распространены разнообразные по составу карбонатные породы, многие разновидности которых могут быть использованы в цементном производстве, в строительстве и металлургической промышленности.

Известняк. Хайпудырское месторождение карбонатных пород (V-6-7) расположено к востоку от Хайпудырской губы на мысе Синькин Нос. Оно представлено толщей переслаивания пачек известняков и доломитов позднедевонского–раннекаменноугольного возраста. Известняки и доломиты плотные, крепкие мелко- и тонкозернистые массивные и плитчатые.

Согласно физико-механическим испытаниям образцов доломита и известняка, из них возможно получение щебня марок «200», «300» и «400» по прочности (ГОСТ 8269-82), а при селективной отработке – марки «600». При испытаниях на износ щебень известняка и доломита показал соответствие марке «И-1». Данный щебень может быть использован для строительных работ как заполнитель тяжелых бетонов, для бетонов гидротехнических сооружений марки «600», для бетонов, используемых в виде покрытий автомобильных дорог и аэродромов, для асфальтобетонных смесей.

Кроме того, возможны следующие отрасли применения карбонатных пород месторождения: бутовый камень при кладке фундаментов гидротехнических сооружений; производство строительной извести различных классов; производство портландцемента; производство огнеупоров для металлургии; в качестве флюса для металлургической промышленности; производство карбида кальция, кальцинированной соды, в целлюлозно-бумажной промышленности и т. д.

На участке месторождения площадью 0,395 км² произведены поисково-оценочные работы. Запасы сырья по категории С₂ при средней мощности полезной пачки 33,2 м и глубине разведки 40 м составляют 13,12 млн м³. Прогнозные ресурсы толщи карбонатных пород месторождения на глубину 50 м оцениваются в 4500 млн м³.

Песок строительный. Небольшие площади распространения песков (до 100–150 км²) с содержаниями кварца не менее 85 % выявлены на шельфе Баренцева моря на границе с листом R-38 (I-1-1), а также в районах Канино-Колгуевской, к северу, югу и востоку от о. Колгуев (IV-1-1, V-2-2, VI-1-2) и Печороморской (IV-4-2, IV-5-1, V-4-2) орографических ступеней. По данным гранулометрического анализа, пески соответствуют классу строительных песков. Их залежи приурочены к прибрежным зонам с глубинами менее 50 м. Мощность песчаных слоев – до 1–5 м. Эти залежи являются перспективными, однако удаленность от берега и глубины залегания делают их практическое использование проблематичным.

ПРОЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Гипс, ангидрит. Эти образования в пределах рассматриваемых территорий известны только на Новой Земле, где распространены незначительно. Они обнажаются на юге архипелага, на мелких островах в прол. Костин Шар. Проявления гипса и ангидрита в районе прол. Костин Шар связаны с ранне-среднекаменноугольной толщей (II-3-7) на о. Междушарский и с позднедевонскими–среднекаменноугольными образованиями (II-3-12) в районе Алебастровых островов [293].

На о. Междушарский гипсами и ангидритами сложено ядро узкой напряженной антиклинали, с крутыми (до вертикального) углами падения крыльев. Складка простирается вдоль восточного побережья острова. Ширина полосы выходов гипса и ангидрита здесь составляет 100–150 м, наблюдаемая протяженность – около 5 км. На Алебастровых островах пачка гипсоносных пород имеет видимую мощность более 50 м. Повсеместно, на всем протяжении рудные залежи имеют массивное сложение. Они образованы снежно-белым гипсом, содержащим вкрапленники, гнезда и прослои (до 1,5 м мощностью) ангидрита. В пустотах и трещинах иногда наблюдаются прозрачные таблитчатые кристаллы гипса длиной 4–6 см, при толщине 0,5–0,7 см.

Результаты химического анализа гипса и ангидрита с Алебастровых островов показали, что они соответствуют I и II сортам ГОСТ 1013-48 (содержание CaSO_4 70–90 %) и могут быть использованы при производстве вяжущих материалов и в химической промышленности.

Битум. Скопления твердых битумов, по своим физико-химическим свойствам относящихся к классу антраксолитов, связаны преимущественно с девонскими и каменноугольными карбонатными формациями, распространенными в Вайгач-Южноновоземельской минерагенической области. Наиболее обильные скопления твердых битумов приурочены, как правило, к зонам разрывных нарушений, приразломным пликативным осложнениям и к зонам дробления, брекчирования пород, подвергшихся гидротермальной проработке.

На юге Новой Земли известно крупное проявление антраксолита (I-3-37), расположенное на западном берегу зал. Рогачёва, в районе мыса Соколова. На площади 0,6 км² в трещиноватых и брекчированных известняках раннекаменноугольного возраста содержание антраксолита достигает 8–10 % на весь объем пород. Антраксолиты содержат повышенные концентрации ванадия (до 0,08 %), никеля (до 0,03 %), стронция (до 0,04 %), селена (до 0,02 %). По оценке Б. А. Клубова [86], прогнозные ресурсы антраксолита составляют здесь около 3 млн т.

Проявление антраксолита на о. Вайгач (III-6-13) расположено в истоках р. Талата Карская. Скопления твердых, хрупких, блестящих, иногда сажистых битумов локализованы в кальцитовых и кварцевых жилах, в тектонических трещинах, в кавернах и пустотах выщелачивания. Размеры скоплений составляют от 1–3 до 10–25 см в поперечнике при протяженности от 1–2 см до 0,5 м, редко достигая первых метров.

Проявление битума Талотинское (V-6-8) находится на мысе Синькин Нос. Оно вмещается карбонатными породами (известняками, доломитами) карбона. Битумная минерализация локализуется послойно, согласно плоскостям напластования осадочных пород, а также в виде вкрапленных участков. Наиболее обильные массы битумов фиксируются в обнажениях нижнего течения р. Талота, за пределами нашей территории. Суммарная мощность битумсодержащих пород – 79 м, мощность отдельных пачек варьирует от 0,7 до 18,5 м. Пустые породы характеризуются мощностями от 0,5 до 16 м. В обнажениях мыса Синькин Нос и в скважинах скопления битумов приурочены к уровням верхов турнейского и низов визейского ярусов.

Распределение битумов крайне неравномерное. Их средневзвешенное содержание в отдельных пачках битумонасыщенных пород составляет 0,1–4,58%. Битумы хрупкие, твердые, реже полутвердые, вязкие; окрашены в тона черного и коричневого цветов. Групповой состав (%) битумов следующий: масла (27–34), смолы бензолные (12–20), смолы спиртобензолные (16–37), асфальтогенные кислоты (4,5–10), асфальтены (от 5,8 до 35). Углеводородный состав (%): метаново-нафтеновые УВ (40–49), моноциклоароматические УВ (5–17,3), бициклоароматические УВ (31–52), полициклоароматические УВ (до 10,7). В битумах Талотинского проявления, как и на Новой Земле, устанавливаются повышенные концентрации V, Ni, Co, в отличие от новоземельских битумов здесь высоки концентрации Ti и Zn. Прогнозные ресурсы битумов Талотинского проявления составляют 3,78 млн т [53].

Подземные воды. Проявления подземных вод (водопроявления) лечебно-минерального типа, которые могут иметь промышленное значение, установлены в четырех скважинах трех гидрогеологических районов Тимано-Печорской области – Наульской, скв. 51 (VI-6-4); Ярейюской, скв. 6 (VI-4-8); Ярейюской, скв. 1 (VI-4-7) и Носовой, скв. 1 (VI-4-2) на глубинах соответственно 1512, 2126, 2790 и 3683 м. В Хорейверском районе они относятся по составу к йодо-бромно-литиево-стронциевым и йодо-бромно-боро-литиево-калиевым, а в Денисовском и Варандей-Адьзвинском районах – к йодо-бромно-литиево-стронциево-калиевым [157, 53]. Для гидрогеологического комплекса каменноугольно-нижнепермских отложений характерны слабые и крепкие рассолы хлоркальциевого типа, минерализация которых достигает 200 г/дм³ и более (табл. 1, 2).

Таблица 1

**Химический состав лечебно-минеральных вод
прибрежной части Печорского артезианского бассейна
(по материалам Института геологии Коми научного центра УрО АН РФ [157])**

Наименование площади, номер скважины	Интервал опробования, м	Возраст коллектора	pH	Формула Курлова	Содержание йода, сероводорода, мг/дм ³
Варандейская, 3	1022–1126	T ₃	7,1	$M_{25,6} \frac{Cl_{199}}{(Na + K)68Ca_{25}} Br_{47,5}$	8,5 (J)
Василковская, 147	1828–1825	P ₂	7,5	$M_{52,0} \frac{Cl_{199}}{(Na + K)74Ca_{16}} Br_{109,6}$	–
Варандейская, 1	1701–1712	P _{1ar+s}	6,7	$M_{64,7} \frac{Cl_{199}}{(Na + K)69Ca_{18}} Br_{157,0}$	74,0 (J)
Ярейюская, 36	2087–2095	P _{1ar+s}	5,5	$M_{81,8} \frac{Cl_{198}}{(Na + K)78Ca_{13}} Br_{174,3}$	22,8 (J)
Торавейская, 22	1635–1663	P _{1a}	7,5	$M_{40,5} \frac{Cl_{198}}{(Na + K)64Ca_{22}} Br_{96,2}$	7,6 (J)

Наименование площади, номер скважины	Интервал опробования, м	Возраст коллектора	pH	Формула Курлова	Содержание йода, сероводорода, мг/дм ³
Хыльчунская, 3	2254–2264	C ₃	7,1	$M_{65,1} \frac{Cl96}{(Na+K)81Ca14} Br192,1$	24,4 (J) 758,2 (H ₂ S)
Южно-Таравейская, 32	2507–2562	C _{1t}	7,3	$M_{1638} \frac{Cl99}{(Na+K)78Ca17} Br350,0$	12,8 (J) 547,4 (H ₂ S)

Таблица 2

Микрокомпонентный состав промышленных вод прибрежной части Печорского артезианского бассейна (по материалам ПГО «Ухтанефтегазгеология»)

Наименование площади, номер скважины	Интервал опробования, м	Возраст водовмещающих пород	Минерализация, г/дм ³	Содержание микрокомпонентов, мг/дм ³						
				J	Br	B	Sr	Li	Rb	K
Наульская, 51	1512–1519	P ₁	105,0	11	204	193	205	20	1	242
Ярейюская, 6	2126–2227	C ₃ –P ₁	104,0	25	241	–	110	9	1	760
Ярейюская, 1	2790	C _{1t}	189,6	18	423	27	800	7	1	–
Носовая, 1	3683–3733	D _{3fm}	156,3	30	431	193	322	33	1	–

По результатам опробования ПГО «Архангельскгеология», в водах комплекса на ряде структур Варандей-Адзвинского гидрогеологического района получены anomalно высокие содержания йода: Седьягинская скважина 10 – 1702,6 мг/дм³, Торавейская скважина 21 – 2360 мг/дм³.

Также следует отметить пластовые воды верхнекаменноугольных отложений Денисовского района на Коровинской и Кумжинской площадях, которые по величине геотермического градиента (более 2,6 °С на 100 м) можно предварительно отнести к термоэнергетическим водам, поскольку расчетная температура на глубине 2500 м – 65 °С. Эти воды после дополнительных изысканий и в случае благоприятной оценки степени их минерализации могут быть использованы для теплоснабжения населенных пунктов [157, 53].

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА

В границах суши листов R-39, 40 обособляются фрагменты двух крупных структурно-минерагенических единиц западной части Российской Арктики – Пайхойско-Новоземельская и Тимано-Печорская минерагенические провинции. В последней проявления твердых полезных ископаемых практически отсутствуют, и вся ее территория является по сути дела частью Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции [53].

РУДОКОНТРОЛИРУЮЩИЕ ФАКТОРЫ И ЭТАПЫ РУДООБРАЗОВАНИЯ

Фрагмент **Пайхойско-Новоземельской минерагенической провинции** в пределах изученной территории относится к **Вайгачско-Южноновоземельской минерагенической области**. В ней распространены две серии месторождений полезных ископаемых: эндогенная и экзогенная. Они в свою очередь включают группы полезных ископаемых: эндогенная серия – магматическую и гидротермальную, а экзогенная серия – осадочную и выветривания. Следующей, более мелкой градацией, являются классы. Для эндогенной серии – плутоногенный, вулканогенный, постмагматический, гидротермально-осадочный (стратиформный, не обнаруживающей видимой связи с магматическими породами); а для экзогенной серии – хемогенный и остаточный (линейных кор выветривания).

В геологической истории области выделяются два мегаэтапа развития: 1) *позднепротерозойско-раннекембрийский*, закончившийся тиманским орогенезом, и 2) *ордовикско-раннемезозойский*, в завершении которого была сформирована современная (позднерцзинско)-раннекиммерийская складчатая структура Пайхойско-Вайгачско-Новоземельского региона.

Второй мегаэтап включает три этапа развития. В *первый (ордовикско-раннедевонский)* этап вся территория листов R-39, 40 представляла собой пассивную континентальную окраину, где накапливались многокилометровые преимущественно карбонатные, реже терригенно-карбонатные шельфовые формации. Набор полезных ископаемых этого времени убог и представлен только экзогенными сингенетичными кремнисто-терригенными желе-

зурудными проявлениями. Однако в дальнейшем эти осадочные формации послужили субстратом для образования ряда наиболее значимых для региона рудных формаций.

В самом конце раннего–среднем девоне закладывается, а с позднего девона окончательно устанавливается новая структурно-формационная зональность, связанная с деструктивными процессами (режимом рифтогенной дивергенции по материалам [53, 143]). Западные–юго-западные части региона продолжают развиваться в прежних условиях карбонатного шельфа, а в восточных – северо-восточных районах накапливаются вулканогенно-терригенные и преимущественно кремнисто-терригенные, нередко конденсированные относительно глубоководные и глубоководные формации. В *среднедевонско-пермский этап* были образованы: 1) позднедевонские эндогенные (медные различных генетических типов в связи с базальт-долеритовым костиншарским комплексом) и 2) экзогенные сингенетичные (позднепалеозойские черносланцевые: карбонатная марганцевая и слабее проявленная кремнисто-терригенная железорудная и фосфоритовая рудные формации. Они свойственны Рогачёвской подзоне Восточно-Новоземельской СФЗ, прошедшей почти все стадии эволюции интракратонного прогиба вплоть до заполнения и выравнивания рифтогенного трога в конце позднего палеозоя. В это время на его западной окраине происходило образование углей небольшой мощности. В шельфовых условиях запада–юго-запада в Саханинской подзоне Вайгачско-Саханинской СФЗ в раннем карбоне накапливались эвапоритовые фации с залежами гипса-ангидрита, а также формировалась сингенетичная флюоритовая минерализация.

На рубеже палеозоя и мезозоя начался, а в *триасе закончился третий (коллизионный) этап*, в результате которого была создана современная складчатая структура региона. Это время было ознаменовано внедрением мелких тел лампрофиров раховского и рогачёвского (на юге Новой Земли), а также торасовейского сиенит-монцонитового (на Вайгаче) комплексов. В этот этап сформировались ведущие эндогенные рудные формации региона – жильно-стратиформные свинцово-цинковая карбонатная и карбонатная флюоритовая, а также черносланцевая кремнисто-углеродистая урановая (вероятно, несколько более позднего – триасово-раннеюрского возраста) и благороднометалльная. В целом для Пайхойско-Новоземельской провинции это наиболее продуктивный в минерагеническом отношении период [221, 97, 96, 189].

В кайнозойское (неогеновое) время на юге Новой Земли вдоль тектонических нарушений по кремнисто-родохрозитовым породам нижней перми были сформированы линейные коры выветривания с окисленными псиломелан-пиролозитовыми рудами марганца, представляющими собой подчас практически природный пероксидный концентрат.

Таким образом, минерагенические особенности региона определяются становлением (эндогенное оруденение в связи с *позднедевонским* базитовым магматизмом) и последующим развитием *позднепалеозойского* кремнисто-терригенного интракратонного (рифтогенного) прогиба (сингенетичные марганцевые руды и фосфориты), а также формированием его современного облика в результате *постпермских* орогенных событий (большая часть эндоген-

ных руд). Предшествующее допозднепалеозойское развитие региона имеет второстепенное минерагеническое значение. Оно ограничивается локальным распространением некоторых видов экзогенных полезных ископаемых, синхронных осадконакоплению (например, гипса-ангидрита и угля), и составом субстрата, благоприятного для размещения телетермального оруденения (свинцово-цинковой карбонатной и флюоритовой формаций, серебро-полиметаллических руд) либо регенерации и переотложения первично рассеянного рудного вещества при последующем орогенезе (медь, свинец, цинк, благородные металлы, уран).

В пространственном размещении ареалов развития полезных ископаемых наблюдается определенная зональность – рудоносные районы, зоны и узлы ориентированы в северо-западном направлении. Наиболее северо-восточное–восточное положение, совпадающее с замыканием (Пайхойско)-Вайгачско-Южноновоземельского антиклинория, занимает марганцевое и ассоциирующее с ним фосфоритовое и урановое оруденение. Юго-западнее располагаются ареалы медной минерализации. При этом проявления самородной меди находятся обычно западнее и южнее гидротермальной кварц-сульфидной минерализации. Потенциальную меденосную (Костин-Шарскую) зону косо секут ореолы стратиформных флюоритовой и свинцово-цинковой карбонатных рудных формаций, образующие флюорит-полиметаллический (Саханинский) рудный район. Он протягивается в субширотном – северо-западном направлении на расстояние более 130 км до прол. Карские Ворота и находит продолжение на о. Вайгач, территория которого традиционно выделяется под названием Вайгачского флюорит-полиметаллического района.

Причины размещения оруденения (латеральной минерагенической зональности) определяются *региональными и локальными факторами контроля* полезных ископаемых [79, 97].

Региональные факторы контроля включают две группы – тектонические, определяемые глубинным строением региона, и глубины эрозионного среза современной складчатой структуры Вайгачско-Южноновоземельской области.

Первая группа факторов выражена за пределами территории приуроченностью эндогенных руд (в частности крупного полиметаллического Павловского месторождения) к сочленению блоков, по-видимому, несколько разновозрастного фундамента на продолжении скрытого Байдарацкого разлома. Наряду с этим глубинным швом рудоконтролирующими являются и более мелкие соскладчатые разломы северо-западного и субмеридионального (на севере листов R-39,40) простирания. В роли рудовмещающих нередко выступают еще более мелкие нарушения субширотного – северо-западного простирания, представляющие собой скорее всего трещины отрыва, которые заложились по направлению древних байкальских (тиманских) расколов.

Вторая группа региональных рудоконтролирующих факторов, связанная с современным эрозионным срезом складчатой структуры, определяет зональное размещение оруденения на замыкании Вайгачско-Новоземельского антиклинория, где в ядерной части на дневную поверхность выходят девонские вулканогенно-терригенные толщи с медной минерализацией, а к северу от них в кремнистых и карбонатно-кремнисто-глинистых отложениях верхнего

палеозоя развито урановое, фосфоритовое и марганцевое оруденение. Из приведенного примера следует, что эта группа региональных факторов тесно переплетается уже с локальными факторами контроля руд, определяемыми составом субстрата.

Локальные рудоконтролирующие факторы включают три группы – структурные, магматические и литологические.

Структурные факторы контроля выражены связью руд с мелкими дизъюнктивами, субсогласными с основными рудоконтролирующими и рудовмещающими расколами либо с пликативными дислокациями. Так, флюорит приурочен к замкам антиклиналей, осложненных субширотными расколами.

Магматические факторы контроля оруденения обусловлены генетической, парагенетической либо только пространственной связью магматических тел и полезных ископаемых. Примером служит четкая вертикальная зональность в размещении рудных формаций, ассоциирующих с позднедевонскими базитами костиншарского комплекса различного уровня глубинности (агатовая, самородной меди, кварц-сульфидная и очень редко медно-никелевая). С постагматическими преобразованиями долеритов связана и асбестовая минерализация. Несомненна и парагенетическая связь сульфидной медно-никелевой формации с долеритами доордовикского русановского комплекса.

Литологические рудоконтролирующие факторы включают собственно литологические, литолого-стратиграфические и структурно-литологические. Первые определяются составом рудовмещающих и рудоносных толщ. Так, большинство свинцово-цинковых руд вмещаются карбонатными породами нижнего–среднего палеозоя; причем блеклые руды концентрируются в нижекаменноугольных окремненных известняках милинской свиты на контакте с фтанитами подстилающей ее рогачёвской свиты, содержащими повышенные концентрации элементов, осаждению которых способствовал состав пород, богатых рассеянным органическим веществом [206, 174]. В дальнейшем, при складчатых преобразованиях в раннем мезозое, гидротермы осуществляли мобилизацию и переотложение рудных компонентов в вышележащие слои. Литологические факторы в совокупности со структурными обусловили пути миграции рудных растворов, локализацию оруденения и форму рудных тел.

Литолого-стратиграфические факторы выражены генетической (в рудоносных породах) и парагенетической (в рудовмещающих толщах) связью стратиформных руд с конкретной осадочной толщей. Так, марганец стратиформной карбонатной (кремнисто-родохрозитовой) рудной формации локализован в карбонатно-кремнисто-глинистых ассельско-сакмарских слоях соколовской серии, а залежи гипса-ангидрита являются составляющими нижекаменноугольной эвапоритовой формации; эпигенетическое свинцово-цинковое оруденение сосредоточено в известняках нижнего силура и нижнего девона на Новой Земле, а также в верхнеордовикских и нижнесилурийских известняках о. Вайгач.

Структурно-литологические факторы контроля руд сочетают литологические и структурные критерии, определяющие приуроченность полезного ископаемого к среде, благоприятной для рудоотложения. Например, проявления эпигенетической стратиформной карбонатной флюоритовой формации

находятся на контакте нижнедевонских известняков алфёровской свиты (субстрат, благоприятный для отложения руды) и экранирующих их сланцев тайнинской свиты нижнего–среднего отдела девона, обычно собранных в антиклинальные складки, которые в призмковой части еще и осложнены разрывами. Окисленные руды псиломелан-пирролизитовой рудной формации кайнозойской линейной коры выветривания приурочены к дизъюнктивным нарушениям на контакте марганценосных карбонатно-кремнисто-глинистых нижнепермских слоев соколовской серии и кремнистых пород рогачёвской свиты нижнего карбона. Эти примеры можно продолжить.

Таким образом, оруденение обычно контролируется не одним, а несколькими факторами, которые подчас столь тесно переплетаются друг с другом, что выделить главный из них бывает весьма затруднительно.

ПЕРСПЕКТИВЫ РАЙОНА НА ТВЕРДЫЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ И РЕКОМЕНДАЦИИ ПО НАПРАВЛЕНИЮ ДАЛЬНЕЙШИХ РАБОТ

В *Вайгачско-Южноновоземельской минерагенической области* в границах листов R-39,40 обособляются таксоны более низших порядков: рудные районы, зоны и узлы, а в границах последних иногда – рудные поля.

По комплексу региональных и локальных рудоконтролирующих факторов на территории листов R-39,40 выделено три рудных района (Рогачёвско-Тайнинский фосфорит-марганцеворудный; Саханинский и Вайгачский флюорит-полиметаллические); две потенциальные рудоносные зоны (Рогачёвско-Тайнинская ураноносная и Костиншарская меденосная); пять рудных узлов (Черногубский флюоритовый и Омулёвский свинцово-цинковый потенциальный в Саханинском РР на Новой Земле, а также Вороновский, Соболевский потенциальные и Лямчинский полиметаллические в Вайгачском флюорит-полиметаллическом РР на о. Вайгач). В Черногубском РУ на Новой Земле обособляются три рудных поля – Раковое, Черногубское и Циволькинское; а в Лямчинском РУ на о. Вайгач – Талотинское рудное поле.

Наибольшего внимания заслуживают два рудных района Новой Земли – **Рогачёвско-Тайнинский РР** (к которому непосредственно примыкает с юга одноименная ураноносная зона), где совмещены проявления экзогенных руд карбонатного и окисленного марганца, фосфоритов и урана, и **Саханинский РР**, в границах которого обособляются два рудных узла – *Омулёвский потенциальный свинцово-цинковый ПРУ* и *Черногубский флюоритовый РУ*.

Рогачёвско-Тайнинский фосфорит-марганцеворудный РР – 1.1 Мп (Ф)/С₂–Р₁, N охватывает северное замыкание Пайхойско-Южноновоземельского антиклинория, включая бассейны рек Рогачёва, Северная Тайная и Большая Юнау. Ширина района с границами, повторяющими общие контуры северного окончания антиклинория, составляет на дневной поверхности не более 3–5 км при протяженности более 200 км. Северная часть рудоносного района находится за пределами листов.

Марганцевое оруденение приурочено к отложениям соколовской серии среднекаменноугольного–раннепермского возраста, а также к зонам небольших разломов на контакте этой серии и подстилающей ее рогачёвской свитой нижнего карбона. Оно представлено двумя рудными формациями – стратиформной карбонатной (кремнисто-родохрозитовой) ассельско-сакмарского возраста и криптомелан-пиролюзитовой кайнозойских (неогеновых) линейных кор выветривания. Контроль марганцевого оруденения представлен тесно переплетающимся сочетанием стратиграфических, литологических, структурных и тектонических факторов.

Рogaчѳвско-Тайнинская потенциальная ураноносная зона – 1.2 U/T–J₁ непосредственно с юга примыкает к Рogaчѳвско-Тайнинскому РР, находясь на замыкании той же антиклинальной структуры.

Стратиформное урановое оруденение вмещается фтанитами черносланцевой рогачѳвской свиты нижнего карбона. Оно прослеживается по прямым и косвенным признакам на расстояние до 41 км. Общая площадь ураноносной зоны – более 280 км². Прямыми поисковыми признаками являются единичные проявления и пункты минерализации урана – урановые слюдки торнбернит-цейнеритового ряда и молибдаты урана. Косвенные поисковые признаки выражены радиоактивными аномалиями в вышеупомянутых породах, нередко локализующимися в сводовых частях мелких антиклиналей. Оруденение – постороженное, наложенное. Возраст его по U-Pb датировкам – мезозойский, скорее всего, триасово-раннеюрский. Основные факторы контроля уранового оруденения – стратиграфические, литологические и тектонические.

Ранее, в Объяснительной записке к комплекту геологических карт масштаба 1 : 1 000 000 листов R-38–40 (новая серия), сведения о проявлениях урана не приводились. В целом проявления урановых руд на юге Новой Земли близки к черносланцевому роннебургскому типу Саксоно-Тюрингской провинции (ФРГ).

Саханинский флюорит-полиметаллический РР – 1.4 Zn,Pb,fl/T охватывает юг Южного острова Новой Земли от зал. Рейнеке на востоке до губы Раковая на западе. Его протяженность – более 100 км при ширине до 20 км. Этот район является по сути дела продолжением Вайгачского флюорит-полиметаллического РР [221].

Свинцово-цинковое (жильно-)стратиформное оруденение вмещается карбонатными толщами силура и, реже, нижнего девона, обычно располагаясь в зонах дробления соскладчатых и оперяющих их расколов, на основании чего и устанавливается его раннемезозойский (триасовый) возраст. Размещение свинцово-цинковых руд контролируется литологическими, стратиграфическими и структурно-тектоническими факторами.

В Саханинском РР перспективные площади свинцово-цинковых руд и плавикового шпата чаще разобщены, хотя кое-где флюоритовая минерализация тесно ассоциирует со сфалеритовым оруденением (район бух. Раковая). Наиболее интересные залежи руд свинцово-цинковой карбонатной формации сосредоточены в 40–80 км восточнее проявлений плавикового шпата, на северном берегу бух. Северная, где образуют **Омулѳвский (Рейнекский) свинцово-цинковый ПРУ – 1.4.2 Zn, Pb** площадью до 150 км².

Проявления и пункты минерализации флюорита прослеживаются с перерывами на юге Новой Земли на протяжении 70 км при ширине до 15 км, образуя единую зону [221] с проявлениями о. Вайгач и севера Пай-Хоя (месторождения Амдермы). Наиболее интересные проявления в границах наших листов располагаются в районе губ Раковая, Чёрная и Циволько, где образуют **Черногубский флюоритовый РУ – 1.4.1 фл.** Залежи флюорита чаще всего локализируются в известняках алфёровской свиты нижнего девона, располагаясь в замках антиклинальных складок на контакте с глинистыми отложениями среднего девона. Они представлены эпигенетической стратиформной карбонатной флюоритовой рудной формацией раннемезозойского (триасового) возраста, представляющей практический интерес, и слабопроявленной сингенетичной минерализацией в известняках нижнего карбона.

Технологические испытания руд показали их пригодность для получения технического шпата, а флюорита Ракового и Циволькинского проявлений – в качестве сырья для выращивания оптических монокристаллов марок ФК-У, ФК-В и ФК-И.

Костин-Шарская потенциальная меденосная зона (1.3 Cu/D₃), впервые выделенная сотрудниками Коми ФАН СССР [221], располагается вдоль юго-западного побережья Южного острова Новой Земли, протягиваясь на расстояние до 120 км от приустьевой части р. Рогачёва на севере до губы Чёрная на юге при ширине до 20 км. Оруденение разнообразно по генетическим и формационным типам. Парагенетически оно связано с эффузивными (формация самородной меди в эпидозитах), субвулканическими, интрузивными (незначительные проявления кварц-сульфидной минерализации) и вулканогенно-осадочными (формация медистых песчаников и сланцев) образованиями позднего девона, на основании чего и определяется возраст руд. Участки концентрации оруденения располагаются на п-ове Медный, в районе Красных Гор и в устье р. Гусиная. Их суммарные прогнозные ресурсы по категории Р₃ оценены геологами Севморгеологии в 30 тыс. т меди [53]. Все известные проявления – малого масштаба и имеют только минералогический интерес.

Из имеющихся объектов наиболее представительны проявления самородной меди. Как известно, этот тип неперспективен: в мире есть лишь одно месторождение этого типа (район оз. Верхнее, Северная Америка). Однако мощности рудовмещающих вулканогенных толщ, параметры зон и рудных тел этого месторождения на порядок и более превышают таковые нашего района.

Вайгачский флюорит-полиметаллический рудный район – 1.5. Zn,Pb (Cu), фл/Т охватывает значительную часть территории о. Вайгач. Наиболее интересные залежи стратиформных свинцово-цинковых руд располагаются вдоль юго-западного побережья острова, где образуют Талатинское рудное поле в пределах **Лямчинского рудного узла – 1.5.3 Zn,Pb.** Они вмещаются отложениями верхнего ордовика и нижнего силура и, по данным поисково-разведочных работ 1930-х годов, не представляют практического интереса. Так, на месторождении Красное разведанные запасы руд по категории С₂ – 5 тыс. т цинка и 2 тыс. т свинца. К 1934 г. было добыто 15 000 тыс. т руды. В марте 1935 г., в связи с внезапным мощным водопритоком, с которым не

смогли справиться системы водоотвода, рудник был переведен на мокрую консервацию, т. е. затоплен.

Запасы существенно сфалеритовых руд месторождения Пайготинское-4 на разведанную глубину 80 м по категории С₂ составляют 2,5 тыс. т цинка и 0,6 тыс. т свинца. На месторождении Талата-Сале запасы цинка (с содержанием около 3 %) по категории С₂ составляет 1,2 тыс. т. [53, 54, 143].

Наиболее значительное из объектов этой группы (Талотинского рудного поля) – месторождение Раздельное расположено на территории смежного листа R-41, непосредственно около границы с нашей территорией. По результатам работ 1927–1931 гг. суммарные запасы свинцово-цинковых руд (категории А₂ + В + С₁) этого месторождения составляют около 2200 тыс. т при средних содержаниях цинка 1,75 % и свинца 0,19 % [143, 54], что соответствует 38,5 тыс. т цинка и 4,2 тыс. т свинца, т. е. в лучшем случае – малому месторождению.

Флюоритовая минерализация о. Вайгач распространена на двух участках и развита в зонах дробления по разновозрастным карбонатным породам. Кое-где она сочетается с полиметаллическими проявлениями, в которых доминируют галенитовые руды. Практического значения эта минерализация не представляет.

ПРОГНОЗНАЯ ОЦЕНКА ТЕРРИТОРИИ

Перспективы территории листов R-39, 40 *связаны с марганцевыми рудами, плавиковым шпатом, полиметаллическим оруденением, а также ураном и, возможно, слабо изученными фосфоритами.* Для местных нужд могут быть интересны залежи гипса-ангидрита. Широким развитием пользуются медные руды различных рудноформационных типов, есть проявления каменного угля, твердых битумов и агатов.

Марганцевые руды

Прогнозные ресурсы карбонатных марганцевых руд по категории Р₃ Рогачёвско-Тайнинского РР весьма высоки и оцениваются геологами ПМГРЭ (г. Ломоносов) для всей его площади (800 км²) в 18 400 млн т, при этом их большая часть сосредоточена на северо-западе, где находится проявление Рогачёвское, которое по своим ресурсам может рассматриваться как крупное месторождение [189]. Однако содержания марганца в рудах низкие – в среднем 12,6 %, т. е. отвечают нижней границе кондиционных руд. На северо-востоке Рогачёвской антиклинали прогнозные ресурсы карбонатных руд для площади 10 км² на глубину 100 м по категории Р₂ оценены в 213 млн т при средних содержаниях марганца 17,5 % [189].

Наша оценка ресурсов Р₃, рассчитанных через удельную рудоносность вышеупомянутой площади для всей территории Рогачёвско-Тайнинского РР в пределах листов (800 км²) при средних содержаниях металла 12,6 % с коэффициентом достоверности 0,1 и коэффициентом подобия 0,72, составляет **1000 млн т марганцевой руды.** Следует заметить, что все руды являются

высококремнистыми и получение из них пригодных для металлургического передела концентратов возможно лишь при дорогостоящем химическом обогащении, что в настоящее время нерентабельно.

С другой стороны, *окисленные марганцевые руды* характеризуются высокими содержаниями и легко обогатимы, а во многих случаях пероксидное сырье после дробления и промывки с металлургическим обесфосфориванием даже не потребует обогащения. Все установленные рудные залежи окисленного марганца могут извлекаться открытым способом при создании рудника с отдельными полями карьеров площадью 8–15 м (на нулевом цикле) до глубины 100–150 м. Компактность залегания руд позволит осуществлять селективную выемку пустой породы и разнорудных руд. Вместе с тем, их прогнозные ресурсы невелики, и по результатам работ 1987–1988 гг. (ПИГРЭ, г. Ломоносов) составляют для всего Рогачёвско-Тайнинского района по категории P_2 5,1 млн т руды при средних содержаниях металла 33,2%, из них по категории P_1 – 0,55 млн т. На наиболее хорошо изученном Северо-Тайнинском участке площадью около 20 км² прогнозные ресурсы категории P_2 оценены по шести рудным залежам (где проводились горные работы с бурением до глубины 150 м) в 4,56 млн т марганцевых руд, что значительно снижает их перспективность. Поисковые и горные работы 1980-х годов [294, 314] показали, что дальнейшее их проведение здесь вряд ли целесообразно. Следует, правда, отметить, что качество руд на глубине, по результатам бурения, улучшается, а по данным геофизики, не исключено, что три опоискованные из семи рудных залежей могут представлять единое рудное тело. Кроме того, в 1988 г. при поисках марганцевых руд бурением из-за низкого выхода керна по рудным интервалам (в среднем около 30%) не были получены окончательные результаты, позволяющие оценить объемы и качество руд.

Помимо марганца в Рогачёвско-Тайнинском рудоносном районе известны проявления практически неизученного *фосфорита*, локализующиеся в той же, что и марганец, соколовской серии. Их прогнозные ресурсы по категории P_3 , подсчитанные нами для Вадегско-Тайнинской площади в 100 км², составляют **7,1 млн т P_2O_5** , при рядовых его содержаниях в фосфоритовых рудах.

Уран

Подсчитанные во ВСЕГЕИ [278] прогнозные ресурсы потенциально урановорудного района (ПУРР) всей территории о. Южный Новой Земли по категории P_3 до глубины 500 м составляют 50 тыс. т металла. Наша оценка прогнозных ресурсов категории P_3 для площади в 283,5 км², где непосредственно развита и предполагается урановая минерализация, рассчитанная, исходя из удельной рудоносности по ресурсам P_1 и P_2 участка Малютка, составляет по **15,6 тыс. т урана**, отвечая среднему месторождению при рядовых содержаниях полезного ископаемого.

Геологические предпосылки на обнаружение уранового оруденения имеет также площадь развития окисленных руд марганца, связанных с приразломными линейными корами выветривания, которые развиты по породам рогачёвской свиты. Геохимически подвижный уран обычно активно мигрирует в

зоне окисления, выщелачиваясь подземными водами из урансодержащих пород и накапливаясь на восстановительных барьерах. Этот процесс приводит к разубоживанию уранового оруденения в приповерхностной зоне, однако способствует образованию на глубине инфильтрационных месторождений, типичных для областей развития ураноносных черных сланцев с частично сохранившимися древними корами выветривания по ним. Выяснение перспектив ураноносности линейных кор выветривания на рассматриваемой площади требует выполнения большого объема буровых работ и в настоящее время не актуально. В случае возобновления оценочных работ на окисленные марганцевые руды здесь может быть выявлено комплексное месторождение окисленных руд марганца в приповерхностной части и урановых руд на глубине.

Представляется, что в Рогачёвско-Тайнинском РР и в непосредственно примыкающей к нему с юга Рогачёвско-Тайнинской потенциальной ураноносной зоне целесообразно проведение поисково-оценочных работ (первой)–второй и второй–третьей очереди на комплекс полезных ископаемых – окисленный (первая и вторая очереди) и карбонатный (вторая и третья очереди) марганец, фосфориты и уран.

По А. П. Каленичу и др. (ПМГРЭ), поиски I очереди на двух залежах окисленных (и, возможно, оксидных) руд для перевода ресурсов категорий P_3 и P_2 в категорию P_1 следует провести на востоке Рогачёвско-Тайнинского района (на Северо-Тайнинской площади), а поисково-оценочные работы для перевода ресурсов категории P_2 в категорию C_2 в пределах одной залежи этой же рудной площади.

Поиски промышленных карбонатных руд марганца 2-й и 3-й очереди следует сосредоточить также на северо-восточном замыкании Рогачёвской антиклинали, где выявлен участок площадью 10 км^2 с прогнозными ресурсами по категориям P_2 213 млн т руды при средних содержаниях металла 17,5 %.

Одновременно целесообразно проведение попутных поисковых и поисково-оценочных работ 2-й очереди на уран на востоке Рогачёвской потенциальной ураноносной зоны, а попутных поисковых работ 3-й очереди на фосфориты – на севере Рогачёвско-Тайнинского фосфорит-марганцеворудного района.

Цинк и свинец

Прогнозные ресурсы цинка и свинца для оруденелых участков всего Омулёвского (Рейнекского) свинцово-цинкового ПРУ площадью до 150 км^2 в целом, оцениваемые до глубины 1 км, при среднем суммарном содержании цинка и свинца 6,7 %, по прежним подсчетам составляют 2900 тыс. т, по данным [53, 143].

Прогнозные ресурсы P_3 цинка и свинца этого рудного узла, рассчитанные нами через удельную продуктивность местного эталонного объекта – Павловского РУ площадью 1038 км^2 (север о. Южный), включающего Павловское месторождение с принятыми в ГКЗ запасами $A+B+C_1$ (по месторождению) и ресурсами категорий P_2 и P_1 (по рудному полю), с учетом коэффициента достоверности 0,5, составляют соответственно **1300 тыс. т цинка и 250 тыс. т свинца.**

Флюорит

Н. П. Юшкин [220] оценивал прогнозные ресурсы плавикового шпата юга Новой Земли в 20 000 тыс. т. Наша оценка прогнозных ресурсов категории R_3 для Черногубского узла (площадь – 320 км²) составляет **700 тыс. т. плавикового шпата**. Она проведена прямым расчетом по пяти телам залежи Обрывная Черногубского поля площадью 27 км², а затем через удельную рудоносность этого поля с поправочным коэффициентом 0,5 – для всего РУ.

Для дальнейшей оценки проявлений плавикового шпата и свинцово-цинковых руд (на сегодня – это объекты 2-й очереди) и перевода их прогнозных ресурсов в более высокую категорию следует провести на площади развития перспективной флюоритовой минерализации ГСР масштаба 1 : 50 000 с поисково-оценочными работами непосредственно на перспективных проявлениях плавикового шпата (прежде всего, на Раковском и Черногубском), а в пределах Омулёвского рудного узла попутно поставить поисково-оценочные работы с бурением на наиболее интересных проявлениях, установленных московскими геологами [234].

В любом случае, для постановки рекомендуемых работ на территории листов необходимо учитывать конъюнктурные соображения по тому или иному полезному ископаемому и ставить эти работы только после разработки Павловского свинцово-цинкового месторождения на севере Южного острова и начала эксплуатации Штокмановского нефтегазового месторождения, которая в настоящее время откладывается на неопределенный срок.

Сведения по общей оценке минерально-сырьевого потенциала минералогических таксонов, прогнозным ресурсам полезных ископаемых и впервые выявленным или переоцененным в ходе составления листов Госгеолкарты R-39,40 прогнозируемым объектам полезных ископаемых и их прогнозных ресурсов приведены соответственно в таблицах 3, 4 и 5.

НЕФТЕГАЗОГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Рассматриваемая площадь включает северную часть Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции (НПП), юго-восточную часть Восточно-Баренцевской НПП и северо-западную (акваториальную) часть Западно-Сибирской НПП, а также частично охватывает самостоятельную Адмиралтейско-Приновоземельскую перспективно нефтегазоносную область (ПНГО). Восточно-Баренцевская НПП включает Южно-Баренцевскую НГО. Западно-Сибирская НПП представлена Предновоземельской перспективно нефтегазоносной областью (ПНГО).

Тимано-Печорская нефтегазоносная провинция

Тимано-Печорская НПП расположена в пределах одноименной плиты, развитой на байкальском основании. В пределах площади листов R-39,40 провинция включает в себя части Малоземельско-Колгуевской, Печоро-Колвинской, Хорейверской, Варандей-Адзвинской, Приновоземельско-Припайхойской нефтегазоносных областей, а также Гуляевско-Долгинскую

**Общая оценка минерально-сырьевого потенциала минерагенических подразделений листа R-39,40
(по состоянию на 1.01.2013 г.)**

Название, ранг и индекс подразделения	Полезные ископаемые	Площадь, S, км ²	Запасы	Прогнозные ресурсы, Р			Сумма запасов и ресурсов	Удельная продуктивность (запасы + ресурсы/S)
			C ₂	P ₁	P ₂	P ₃		
Рогачёвско-Тайнинский марганцеворудный и потенциальный фосфоритносный район	Mn ₁ карбонатный, млн т руды	800				1000		
	Эталонный участок (ПМГРЭ)	10			213			21,3 млн т/км ²
	Mn ₂ окисленный, млн т руды (ПМГРЭ)	20		0,55	5,1			
	Фосфориты, млн т P ₂ O ₅	100				7,1	7,1	
1.2 Рогачёвско-Тайнинская потенциальная ураноносная РЗ	U, тыс. т	283,5				15,6		
	Эталонный участок Малютка (ПМГРЭ)	2,5		0,275				0,11 тыс. т/км ²
1.4 Саханинский полиметаллический, флюоритоносный РР								
1.4.1 Черногубский флюоритовый РУ	Плавиновый шпат, тыс. т	320				683		
1.4.2 Омүлёвский потенциально полиметаллический РУ	Цинк, свинец, тыс. т	150				1298 247		

Название, ранг и индекс подразделения	Полезные ископаемые	Площадь, S, км ²	Запасы	Прогнозные ресурсы, Р			Сумма запасов и ресурсов	Удельная продуктивность (запасы + ресурсы/S)
			C ₂	P ₁	P ₂	P ₃		
1.5. Вайгачский полиметаллический РР								
1.5.3. Лямчинский РУ	Цинк, свинец, тыс. т	120						
Талатинское РП (месторождения законсервированы)	Цинк, свинец, тыс. т		8,7 2,6					
	(Красное) Цинк Свинец		5 2					
	(Пайгото-4) Цинк Свинец		2,5 0,6					
	(Талата-Сале) Цинк		1,2					

**Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых
территории листа R-39,40**

Группа, подгруппа полезных ископаемых	Вид полезного ископаемого	Количество прогнозируемых объектов	Категория прогнозных ресурсов	Прогнозные ресурсы
I. Металлические полезные ископаемые				
1. Черные металлы	Марганец карбонатный стратиформный, млн т руды	1	P ₃ P ₂	1000 213
	Марганец окисленный, млн т руды	1	P ₂ P ₁	5,1 0,55
2. Цветные металлы	Цинк, свинец, тыс. т	1	P ₃	Zn 1298 Pb 247
II. Неметаллические полезные ископаемые				
3. Химические сырье	Плавииковый шпат (флюорит), тыс. т	1	P ₃	683
4. Агросырье	Фосфорит P ₂ O ₅ , млн т	1	P ₃	7,1
III. Уран и другие радиоактивные элементы				
5. Уран	Уран, тыс. т	1	P ₃	15,6

**Впервые выявленные или переоцененные в ходе составления листа Госгеолкарты R-39,40 прогнозируемые объекты
полезных ископаемых и их прогнозных ресурсов**

Вид минерального сырья, индекс и наименование объекта	Оценка ресурсов по категории P ₃		Баланс ресур- сов по ре- зультатам работ (+, -)	Рекомендуемые для лицензирования объекты и рекомендации по дальнейшим работам
	на начало работ по составлению листа	по результатам работ		
1.1. Рогачёвско-Тайнинский фосфорит-марганцеворудный РР Марганец карбонатный, Mn ₍₁₎ , млн т., S = 800 км ²	ПМГРЭ (АКГГЭ) г. Ломоносов Павлов и др., 1984; 1987 Шульга, Повышева, 1991 18 400	1000	(-)	Попутные поисково-оценочные ра- боты 2–3-й очереди (при проведе- нии работ 1–2-й очереди на окис- ленный марганец, уран)
Фофориты, P₂O₅ , тыс. т S = 100 км ²	Не проводилась	7,1	(+)	То же
1.2. Рогачёвско-Тайнинская по- тенциальная ураноносная РЗ Уран, тыс. т (U) S = 283,5 км ²	Не публиковались	15,6	(+)	То же 2-й очереди
1.4.1. Черногубский флюорито- носный РУ Плавленый шпат, тыс. т S = 320 км ²	Коми ФАН СССР, Н. П. Юшкин и др., 1982 20 000	700	(-)	Поисково-оценочные работы на плавиковый шпат с бурением на Черногубском и Раковом полях 2-й очередь
1.4.2. Омудёвский потенциальный свинцово-цинковый РУ Цинк (Zn), свинец (Pb), тыс. т, S = 150 км ²	НПО «Аэрогеология», В. В. Афанасьев и др., 1988 1700 1200	1300 250	(-) (-)	ГК-50 с поисково-оценочными ра- ботами, включающими бурение

НГО, частично Коргинскую, Северо-Печорскую и полностью Русановскую перспективно нефтегазоносные области (ПНГО).

Первые сведения о наличии нефти на Печорском севере появились еще в XVII веке. Первые открытия месторождений в южной части Тимано-Печорской НГП были сделаны в 1940-х годах. В пределах листов первое месторождение на суше (Василковское) было открыто в 1969 г. На шельфе глубокое бурение было начато в 1981 г., а первое месторождение (Поморское) открыто в 1985 г.

Промышленные залежи углеводородов установлены в терригенных и карбонатных отложениях нижнего девона–среднего триаса. В разрезе осадочного чехла Тимано-Печорской НГП выделены следующие нефтегазоносные комплексы НГК: среднеордовикско-нижнедевонский, среднедевонско-среднефранский (саргаевский), доманиково-турнейский, ниже-средневизейский, средневизейско-нижнепермский, нижнепермский (терригенный артинско-кунгурский), ниже-верхнепермский, триасовый [53].

Среднеордовикско-нижнедевонский НГК. Отложения залегают на размытой поверхности байкальского комплекса или на терригенных отложениях кембрия–нижнего ордовика. Они представлены преимущественно карбонатными породами среднего–верхнего ордовика, силура и терригенно-карбонатными породами нижнего девона. Максимальные мощности комплекса (до 3 км) достигаются в пределах Денисовского прогиба, Колвинского мегавала и в северо-восточной части провинции (Варандей-Адзвинская структурная зона, Предуральско-Пайхойский прогиб). Отложения нижнего девона частично размыты в юго-западной части Хорейверской впадины.

В составе НГК выделяются два подкомплекса: среднеордовикско-силурийский НГПК и нижнедевонский НГПК.

Коллекторские толщи *среднеордовикско-силурийского НГПК* сложены в ордовикской части доломитовыми песчаниками и доломитизированными известняками со строматолитовыми постройками, а в силурийской части разреза связаны с мелководными карбонатными отложениями, представленными толщами биостромов и биогермов, а также пластами органогенно-обломочных известняков. Особенности литологического состава пород подкомплекса обуславливают преимущественное развитие в нем сложных низко- и средне-емких коллекторов порово-каверново-трещинного и порово-трещинного типа.

Нижнедевонский НГПК характеризуется широким развитием коллекторских толщ. Он содержит большую часть всех открытых залежей и запасов верхнеордовикско-нижнедевонского НГК. Комплекс характеризуется развитием двух литологических типов разрезов: карбонатным в отложениях лохковского яруса и терригенным в вышележащих отложениях нижнего девона. Карбонатные коллекторы лохковского яруса представлены органогенно-детритовыми известняками и доломитами водорослевого генезиса, часто каверновыми и трещиноватыми. Преобладающий тип коллектора – каверново-поровый и трещинно-каверново-поровый. В терригенной части разреза нефтеносны отложения пражского яруса. Коллекторские толщи, связанные с терригенными отложениями, представлены пластами мелкозернистых песчаников. Наилучшие коллекторы в разрезе приурочены к зонам частичного

предсреднедевонского–раннефранского размыва. В целом коллекторские свойства пород в терригенной части разреза невысокие, пористость коллекторов не превышает 14 %. Преобладающий тип коллектора – трещинно-поровый.

Залежи УВ экранируются нижефранской региональной глинистой покрывкой, а также зональными и локальными покрывками в нижедевонских отложениях. Все залежи нефтяные. Месторождения расположены на восточном борту Хорейверской впадины и в пределах Варандей-Адзвинской структурной зоны.

Среднедевонско-среднефранский (саргаевский) НГК объединяет преимущественно терригенные отложения эйфельского и живетского ярусов среднего девона, яранского, джьерского, тиманского и саргаевского горизонтов франского яруса верхнего девона. В составе НГК выделяются два подкомплекса: среднедевонский и ниже-среднефранский.

Среднедевонская часть комплекса (*среднедевонский НГПК*), объединяющая отложения эйфельского и живетского ярусов, имеет ограниченное распространение на большей части провинции. Отложения НГПК отсутствуют в большинстве районов сухопутной и морской части ТПП. Размыв среднедевонских отложений особенно интенсивно происходил в джьерское время и продолжался на большей части ТПП в раннетиманское время. Коллекторы среднего девона сложены преимущественно песчаниками с прослоями гравелитов и конгломератов, чередующихся с глинистыми и карбонатно-глинистыми пачками. Тип коллектора – порово-трещинный и трещинно-поровый. Пористость коллекторов не превышает 14 %.

Ниже-среднефранский НГПК. В его нижней части выделяется терригенный комплекс пород. Коллекторскими свойствами в этом комплексе обладают отложения джьерского горизонта и самые низы тиманского горизонта, сложенные чередованием песчаников и алевролитов или пачками туфогенно-терригенных пород. Коллекторами являются линзовидные пласты песчаников максимальной мощностью до 13 м. Они присутствуют в пределах Печоро-Колвинского авлакогена, Малоземельско-Колгуевской моноклинали и на северо-востоке ТПП в Варандей-Адзвинской зоне. Здесь на некоторых месторождениях (Тобойско-Мядсейское, Медынское и др.) открыты залежи нефти. Тип коллектора – порово-трещинный.

В верхней части ниже-среднефранского НГПК верхнетиманский и саргаевский горизонты распространены почти на всей рассматриваемой части территории. В *верхнетиманско-саргаевской* части разреза ниже-среднефранский ПНГК содержит карбонатно-глинистые отложения, являющиеся единственной региональной покрывкой ТПП, от строения которой (состава и мощности) зависят возможности существования залежей в нижезалегающих отложениях девона и силура. Полнота верхнетиманско-саргаевского разреза и его состав в ТПП варьируют. Наиболее высокими экранирующими свойствами характеризуются отложения верхнетиманско-саргаевского горизонта в пределах Хорейверской впадины, в Варандей-Адзвинской зоне и в южных районах ТПП. На морском продолжении ТПП предполагается сохранение роли тиманско-саргаевских отложений как региональной покрывки. Залежи нефти в пределах НГК установлены в Варандей-Адзвинской НГО.

Доманиково-турнейский НГК представлен преимущественно карбонатными породами среднего–верхнего франа, фамена и турне. Максимальная мощность комплекса достигает 1,2 км в северной части провинции. Характерно развитие большого количества разнообразных типов коллекторов. Они связаны с рифогенными карбонатными породами, с известняками мелководно-морского генезиса и породами депрессионных фаций.

К рифогенным относятся протяженные зоны органогенных построек, рифовые массивы, образующие атоллы и одиночные постройки типа биогермов и биостромов. Встречаются они на разных стратиграфических уровнях: в отложениях семилукского, сирачойского, евлановского горизонтов, фаменского и турнейского ярусов. Сложены пористыми и кавернозными известняками и доломитами. Коллекторы в основном каверново-порового и трещинно-каверново-порового типов. Пористость коллекторов изменяется от 10 до 30 %.

Породы-коллекторы мелководно-морского генезиса характеризуются низкой емкостью (8–10 %) и трещиноватостью. Тип коллектора преимущественно порово-трещинный.

В доманиковых депрессионных отложениях развиты низкоемкие коллекторы трещинного, реже каверново-порово-трещинного типа, с линзовидным характером распространения. Доманиковые отложения с высоким содержанием в породах пирита и сапропелевого РОВ в ареоле своего распространения являются одновременно и генерационной толщей для вышележащих нефтегазоносных комплексов. Доманиковая толща представлена черными тонкоплитчатыми углеродистыми кремнисто-глинистыми сланцами (Сорг 2,26–12,33 %), аргиллитами (Сорг 0,54–0,77 %), силицитами, глинистыми силицитами (Сорг 0,24–3,30 %), спонголитами, радиоляритами с прослоями и линзами глинистых (Сорг 0,30–2,37 %) и кремнистых (Сорг 0,08–0,51 %) известняков.

Региональная покрывка для пород доманиково-турнейского комплекса отсутствует. Зональными и локальными покрывками являются глинистые и карбонатно-глинистые пачки и толщи в отложениях фаменского и турнейского возраста, а также глины в основании тульского и алексинского горизонтов визейского яруса. Они характеризуются литологической неоднородностью и невысоким качеством.

Залежи нефти установлены на месторождениях Хорейверского прогиба и Варандей-Адзвинской структурной зоны. Они связаны в основном с цепочками рифогенных образований и структур облекания.

Ни ж н е - с р е д н е в и з е й с к и й НГК включает терригенные отложения радаевского и бобриковского горизонтов нижнего визе и тульские отложения среднего визе. На большей части Хорейверского прогиба отложения нижне-средневизейского НГК отсутствуют. Комплекс сложен преимущественно терригенными породами. Максимальные мощности до 100 м развиты в акваториальной части провинции. Коллекторы приурочены к пластам кварцевых песчаников аллювиального, дельтового и барового генезиса. Наилучшими коллекторскими свойствами характеризуются, как правило, песчаники руслового и барового генезиса. Пористость таких коллекторов достигает 25 %, проницаемость – более 0,04 мД. Тип коллектора преимущественно поровый.

Покрышками для комплекса являются зонально и локально развитые глинистые и карбонатно-глинистые пачки в окско-серпуховских отложениях. Залежи открыты на месторождениях в северной части вала Сорокина (Наульское, Лабоганское).

Средневизейско-нижнепермский НГК включает карбонатные отложения алексинского горизонта среднего визе, верхневизейского подъяруса и серпуховского яруса нижнего карбона, а также карбонатные отложения среднего и верхнего карбона, ассельского, сакмарского и артинского ярусов нижней перми. Имеет повсеместное распространение на севере ТПП. Мощность его изменяется от 100 м в Малоземельско-Колгуевской моноклинали до 700 м в самой северной части Печорского моря. В комплексе широко распространены рифогенные образования позднекаменноугольного и ассельско-сакмарского возраста [237]. Он разделяется на два подкомплекса: средне-визейско-верхнекаменноугольный и нижнепермский.

Средневизейско-верхнекаменноугольный НГПК содержит две коллекторские толщи в окско-серпуховских карбонатных отложениях и в протвинско-верхнекаменноугольных карбонатных отложениях, разделенные раннесерпуховскими (тарусскими и стешевскими) сульфатными, карбонатно-сульфатными и глинисто-карбонатными породами.

Окско-серпуховские коллекторы сложены органогенными и детритовыми известняками: криноидно-фораминиферовыми, криноидно-брахиоподовыми с обломками багряных и мутовчатых водорослей, строматолитовыми, реже кораллово-водорослевыми, оолитовыми и брахиоподовыми ракушняками. Известняки слабодоломитизированы и окремнены. Встречаются прослои ангидрита и аргиллитов, обогащенных органическим веществом.

Протвинско-верхнекаменноугольные коллекторы практически повсеместно представлены мелководными органогенно-обломочными известняками: мшанковыми, мшанково-водорослевыми, мшанково-криноидными, фораминиферовыми, с кораллами. В отложениях башкирского яруса в восточной части территории встречаются крупные биогермы, сложенные багряными водорослями. Облекающая биогермы толща представлена переслаиванием полидетритовых органогенно-обломочных и водорослевых известняков в разной степени окремненных с крупными желваками и линзами кремней, тонкими прослоями глин, мергелей и богатыми фаунистическими комплексами [161]. Типы окско-серпуховских и протвинско-верхнекаменноугольных коллекторов: порово-каверново-трещинные, трещинно-каверново-поровые, каверново-поровые, порово-каверновые и порово-трещинные. Пористость коллекторов изменяется от 9 до 22 %.

Нижнепермский НГПК. Нижнепермская карбонатная толща (ассельский, сакмарский и частично артинский ярусы) характеризуется тремя типами разреза: карбонатным с прослоями сульфатов, характерным для западной части территории, биогенно-карбонатным, занимающим центральную часть площади, и карбонатно-терригенным, распространенным в восточной части территории.

В ассельско-сакмарских отложениях, представленных рифогенными породами и отложениями предрифовых и зарифовых фаций, наиболее высокоемкие коллекторы приурочены к рифогенным образованиям. Пористость может

достигать значений 30 %, проницаемость – 0,4–1,0 мД. Преимущественный тип коллектора – трещинно-поровый.

В артинских отложениях коллекторы присутствуют только в нижней части разреза, где они сложены глинистыми доломитистыми известняками и мергелями. Тип коллектора – трещинный и порово-трещинный. Мощность подкомплекса изменяется от 200 до 700 м. Залежи экранируются покрывками, развитыми в отложениях кунгурского и артинского ярусов. Артинская покрывка, сложенная аргиллитами и глинистыми алевролитами, имеет зональное распространение. Кунгурская региональная покрывка представлена глинистыми породами. Отмечается улучшение экранирующих свойств покрывки в северном направлении.

Залежи углеводородов установлены на месторождениях Малоземельско-Колгуевской моноклинали (Верхнехарицейское), Шапкино-Юрьяхинского вала (Василковское, Кумжинское, Коровинское), Колвинского мегавала (Поморское, Хыльчуйское, Южно-Хыльчуйское, Ярейюское), Варандей-Адзвинской структурной зоны (Приразломное, Варандей-море, Варандейское, Южно-Торавейское, Наульское, Лабоганское, Седьягинское, Междуреченское, Медынское-море) и Гуляевско-Долгинской структурной зоны (Северо-Гуляевское).

Нижнепермский (терригенный артинско-кунгурский) НГК объединяет преимущественно глинистые отложения артинского и кунгурского ярусов нижней перми. Мощности комплекса достигают максимальных значений (250–300 м) в северной части провинции. Коллекторы развиты в верхней части отложений кунгурского яруса и представлены полимиктовыми песчаниками дельтового генезиса. Пористость коллекторов может достигать 25 %. Залежи установлены на месторождениях Шапкино-Юрьяхинского вала (Коровинское, Василковское), Колвинского мегавала (Хыльчуйское, Южно-Хыльчуйское, Ярейюское), вала Сорокина (Наульское, Лабоганское).

Нижне-верхнепермский НГК объединяет песчано-глинистые отложения уфимского яруса, биармийского и татарского отделов перми. Мощности отложений комплекса существенно увеличиваются (до 2 км) в северной части провинции. Залежи нефти и газа сосредоточены в высоко- и средне-емких коллекторах уфимского и казанского возраста дельтового и руслового генезиса. Залежи экранируются зональными и локальными покрывками уфимского и раннетриасового возраста. Наиболее надежной является раннетриасовая покрывка в северной части Печоро-Колвинской НГО.

Наиболее высокые песчаные пласты (пористость выше 20 %) связаны с нижеуфимскими отложениями центральной части Денисовской впадины, Колвинского мегавала, вала Сорокина; с верхнеуфимскими и казанско-татарскими породами, распространенными в центральной части Колвинского мегавала. На остальной части провинции развиты менее емкие коллекторы преимущественно порового типа. Залежи в пределах листа установлены на месторождениях Шапкино-Юрьяхинского вала (Василковское, Кумжинское, Коровинское), Колвинского мегавала (Хыльчуйское, Южно-Хыльчуйское, Ярейюское), Гуляевско-Долгинской структурной зоны (Северо-Гуляевское), Сорокинского вала (Торавейское, Южно-Торавейское, Наульское, Лабоганское).

Триасовый НГК включает образования конусов выноса, аллювиальные, озерно-аллювиальные. Залежи установлены в песчаных пластах аллювиального (руслового) генезиса. Коллекторские свойства песчаников высокие (пористость 17–30 %). В Хорейверском прогибе пласты песчаников практически полностью отсутствуют. Мощности комплекса в целом увеличиваются в северном направлении до 2500 м. Сохранность залежей в коллекторах нижнего триаса определяется зональными глинистыми покрывками в нижнем и среднем триасе. Отсутствуют надежные покрывки во впадинах Предуральско-Пайхойского прогиба, в связи с опесчаниванием разреза. Общее количество песчаников достигает там 95 %.

Залежи в пределах площади листа установлены на месторождениях Восточно-Колгуевской ступени (Таркское, Песчаноозерское), Шапкино-Юряхинского вала (Василковское, Кумжинское, Коровинское), Колвинского мегавала (Хыльчуйское, Ярейюское) и вала Сорокина (Варандейское, Торавейское, Южно-Торавейское, Наульское, Лабоганское).

Ниже приводится краткая характеристика нефтегазоносных областей и районов Тимано-Печорской НПП. Расположение и характер месторождений нефти и газа НГО и НГР, а также плотности прогнозных ресурсов представлены на «Карте прогноза нефтегазоносности», составленной по результатам последних количественных оценок [306]. Описание месторождений, подготовленных и выявленных объектов даются по состоянию на 1.01.2013 г.

Коргинская ПНГО объединяет тектонические структуры Коргинской региональной ступени. На листе представлена незначительным юго-восточным фрагментом. Бурения в пределах НГО не проводилось. Месторождений УВ не открыто. Выявлены три структуры: Ижма-Печорская-2, Седухинские (2 и 3). В целом плотности прогнозных ресурсов области низкие. Основные перспективы могут быть связаны со средневизейско-нижнепермским НГК.

Малоземельско-Колгуевская НГО, выделенная в пределах одноименной моноклинали, включает три района: Западно-Колгуевский, Восточно-Колгуевский и Нарьян-Марский НГР.

Западно-Колгуевский НГР относится к Бугринской ступени – структуре 2-го порядка на Малоземельско-Колгуевской моноклинали. Единственная структура – Бугринская – выведена из бурения с отрицательным результатом.

Восточно-Колгуевский НГР соответствует одноименной структурной зоне. Промышленная продуктивность в пределах НГР установлена в триасовом НГК: открыто два месторождения на о. Колгуев. Опоискованы и выведены из бурения с отрицательным результатом структуры Портновская, Пуночная, Западно-Песчаноозерская, Чивкинская. Выявлены сейсмическими работами три структуры: Ларьяхская, Усть-Песчанская и Колгуевская. Подготовлена к бурению одна – Восточно-Таркская. Кроме того, выявлена предполагаемая неструктурная ловушка Приколгуевская ЛНТ.

В *Нарьян-Марском НГР* в той части, которая входит в площадь листа, открыто одно нефтяное месторождение – Верхнехарицейское, которое не учтено Государственным балансом УВ. Опоискованы бурением с отрицательным результатом структуры: Северо-Нейюнская, Южно-Сенгейская. Выявлены структуры: Нейюнская, Северо-Потловейская, Аноргояхская, Ярбояхинская, Восточно-Ярбояхинская, Северо-Ярбояхинская, Черновская, Тьярминская,

Приярбояхинская, Ниловская. Подготовлены к бурению структуры Табьгская, Западно-Табьгская, Верхнехареяхская, Нерутская. Кроме структур антиклинального типа выявлены зоны распространения предполагаемых неантиклинальных ловушек УВ: Балбаяхинская в отложениях франского яруса верхнего девона и Неросовой и Потловейская в отложениях ордовика-силура. Все ловушки УВ Нарьян-Марского НГР принадлежат к сухопутной части. В акваториальной части НГР структур не выявлено.

Печоро-Колвинская НГО охватывает структуры I порядка – Денисовский прогиб и Колвинский мегавал. Область объединяет семь НГР: Шапкина-Юрьяхинский, Лайско-Лодминский, Носовой, Восточно-Колмогорский, Ярейюский, Ходоварихинский и Поморский.

В пределах листа в НГО открыто восемь месторождений, суммарные запасы которых составляют 65 % от запасов газа и 18 % от запасов нефти изученной части Тимано-Печорской НГП. По общей величине запасов Печоро-Колвинская НГО является самой богатой в Тимано-Печорской НГП. Стратиграфический диапазон продуктивных отложений – от среднего девона до нижнего триаса, глубины залегания пластов – от 1414 до 4500 м. Большинство месторождений выявлено в НГР, приуроченных к положительным структурам I и II порядков – Колвинскому мегавалу, Шапкино-Юрьяхинскому и Поморскому валу.

Шапкина-Юрьяхинский НГР соответствует одноименному валу. Промышленная продуктивность установлена в отложениях от нижнего карбона до триаса в диапазоне глубин от 1461 до 2300 м. Всего открыто три газоконденсатных месторождения. В НГР подготовлена к глубокому бурению Колоколморская структура по отложениям доманиково-турнейского и средневизейско-нижнепермского НГК, имеются четыре выявленные Северо-Колокоморские (1, 2, 3, 4) структуры с прогнозными ресурсами категории Д₁. Структуры находятся в акватории Баренцева моря. В сухопутной части НГР две структуры: Приозерная и Западно-Коровинская выведены из бурения с отрицательным результатом. В целом Шапкина-Юрьяхинский НГР в пределах листа определяется как район с высокой плотностью потенциальных ресурсов. В структуре ресурсов преобладает газ.

Лайско-Лодминский НГР в пределах листа захватывает Усть-Печорскую депрессию. Подготовлена к глубокому бурению Северо-Ячегейская структура по карбонатным нижнепермским и терригенным среднедевонским отложениям. Выявленных объектов – 5. Опоискованные с отрицательным результатом структуры: Западно-Ячегейская, Восточно-Васильковская, Юшинская, Западно-Хыльчюуская. Месторождения в Лайско-Лодминском НГР находятся значительно южнее границы листа. Прогнозные ресурсы связаны главным образом со средневизейско-нижнепермским НГК.

Носовой НГР расположен в пределах суши и «транзитной зоны» – мелководной морской части ТПП. Месторождений в пределах НГР не выявлено. Две структуры на суше – Восточно-Коровинская и Среднегубская, а также Носовая в Печорской губе выведены из бурения с отрицательным результатом. В пределах акватории выявлены две структуры: Кузнецкая и одна структура без названия (б/н).

Восточно-Колоколоморский НГР принадлежит к акваториальной части ТПП. В структурно-тектоническом плане представляет собой депрессионную зону, отделяющую Шапкино-Юрьяхинский вал от Поморского гемивала. Месторождений в пределах НГР не выявлено. В восточной части НГР выявлены четыре локальных объекта: две Печороморские структуры (1 и 2) и две Морские (1 и 2).

Ярейюский НГР соответствует одноименному валу – структуре II порядка в составе Колвинского мегавала. Продуктивны отложения от среднего девона до триаса в диапазоне глубин от 1461 до 4500 м. Открыто четыре месторождения. Два из них: нефтегазоконденсатное Хыльчуйское и газонефтяное Южно-Хыльчуйское в пределы территории листа входят целиком, а нефтегазоконденсатное Ярейюское и нефтяное им. Ю. Россихина – частично.

Подготовлены к глубокому бурению Славинская (по горизонтам среднего–верхнего девона) и Северо-Хыльчуйская-2 структуры (по отложениям франского яруса). Выявлены две локальные структуры: Нововангурейская и Константиновская. Выведены из глубокого бурения с отрицательным результатом четыре структуры: Прибрежная, Дресвянская, Северо-Ярейюская и Западно-Вангурейская. Ярейюский НГР является районом с высокой плотностью потенциальных ресурсов. Большая часть прогнозных ресурсов сосредоточена в средневизейско-нижнепермском НГК. В структуре прогнозных ресурсов преобладает газ.

Ходоварихинский НГР соответствует одноименной седловине – структуре II порядка, отделяющей Ярейюский вал от Поморского гемивала. Месторождений в пределах НГР не выявлено. Подготовлена к бурению по отложениям нижней перми, верхнего карбона, франского яруса верхнего девона Ходоварихинская структура. Большая ее часть расположена в пределах суши.

Поморский НГР соответствует Поморскому гемивалу, который является самым северным структурным элементом Колвинского мегавала. В пределах НГР открыто одно газоконденсатное месторождение. Перспективными объектами в НГР являются нескрытые пласты Поморского месторождения в доманиково-турнейском, ниже-средневизейском и триасовом НГК. В НГР выявлено шесть структур: Восточно-Поморская, Северо-Поморская, Поморская-2, Разломная, Калининградская и Морская-3. Прогнозные ресурсы выявленных структур связаны с карбонатными отложениями доманиково-турнейского, средневизейско-нижнепермского НГК и терригенными отложениями – триасового и ниже-средневизейского НГК. Можно предположить более высокие коллекторские свойства пород на объектах, расположенных к северу от Поморского месторождения. В целом, по результатам последней количественной оценки прогнозных ресурсов УВ [306], перспективы района оцениваются высоко.

Хорейверская НГО расположена в пределах одноименного прогиба. Продуктивные горизонты выделены в нижнем девоне–верхней перми. Включает четыре НГР: Колвависовский, Чернореченский, Русский и Окинско-Паханчский.

Колвависовский НГР выделяется в пределах Садаггинской ступени, занимающей северо-восточную часть Хорейверского прогиба. В пределах листа открыто семь месторождений. Залежи сосредоточены в ордовикско-нижне-

девонском НГК (в отложениях лохковского яруса нижнего девона) и в доманиково-турнейском НГК (в отложениях доманикового горизонта, средне- и верхнефранского подъярусов и низов фаменского яруса верхнего девона). Емкостные свойства коллекторов верхнего девона в целом лучше, чем нижнего, но залежи в нижнем девоне по площади крупнее верхнедевонских. К нижнедевонским карбонатам приурочена большая часть запасов нефти всего НГР (81 % извлекаемых запасов категории C_1 и 51 % категории C_2). Нефти в верхнедевонских отложениях тяжелые и средние, малопарафинистые, сернистые и высокосернистые, смолистые, тогда как в нижнедевонских отложениях нефти легкие, малосернистые, высокопарафинистые, малосмолистые.

В НГР выявлены локальные объекты: Нэбтеяхинская, Западно-Оленья, Благодатная, Северо-Лигинская, Южно-Садаггинская 1, Северо-Садаггинская. Подготовлены к глубокому бурению структуры: Северо-Сюрхаратинская, Ефремовская, Западно-Ефремовская, Заречная, Южно-Ямботская, Отрадная, Алимовская, Ямботинская, Алютинская, Весенняя, Северо-Наульяхинская и Юньягская. Две структуры введены в бурение – Малиновская и Тюлисейская. Выведены из бурения с отрицательным результатом структуры Северо-Варкнавтская, Обсединская, Садаггинская 2, Южно-Садаггинская и Сейнорогаяхинская. В целом перспективы НГР довольно высоки, хотя вряд ли следует ожидать открытия здесь крупных месторождений УВ.

Чернореченский НГР выделен в пределах Чернореченской депрессии в составе Хорейверского прогиба. Северное окончание НГР охватывает небольшую часть акватории. В пределы площади листа северной частью входит только одно месторождение.

В пределах НГР выявлено 12 перспективных локальных объектов. Восемь из них (структуры Синдотинская, Западно-Каминская, Западно-Нямюрхитская, Кобылинская, Павловская, Трояновская, Альфинская, Табровыхинская-2) расположены на суше, а четыре структуры выявлены в морской части НГР: Мадагачская и три Бизековских (1, 2, 3). Подготовлены к глубокому бурению 13 структур: Каминская, Западно-Каминская 1, Южно-Вангурейская, Северно-Иевская, Иевская, Среднечернореченская, Навьяхинская, Восточно-Навьяхинская, Надеждинская, Нарюяхская, Нирейская, Восточно-Харейсинская, Луцатинская. Основными перспективными объектами являются среднеордовикско-нижнедевонский и средневизейско-нижнепермский. Шесть структур выведены из глубокого бурения с отрицательным результатом: Мядловская, Вангурейяхинская, Вангурейская, Намюрхитская, Харейсинская, Пайхарская. Бурение на этих структурах было направлено в большей степени на опoisкование объектов в средневизейско-нижнепермском НГК.

Основными перспективными НГК представляются среднеордовикско-нижнедевонский и средневизейско-нижнепермский НГК. Плотности прогнозных ресурсов средние. В составе прогнозных ресурсов преобладает нефть.

Русский ПНГР выделен в пределах Русской ступени, целиком расположенной в акватории Баренцева моря на северо-западе Хорейверского прогиба. Месторождений в его пределах не открыто. Подготовленных объектов нет. Наибольшей по размерам выявленной структурой является Русская. Структура Русская представляет собой палеоподняtie, в присводовой части

которого отсутствуют отложения нижнего–среднего девона. На крыльях структуры предполагаются структурно-стратиграфические ловушки. Следующая по значимости в ПНГР – Южно-Русская структура. Кроме вышеназванных структур, выявлено еще пять локальных объектов. Это структуры Восточно-Колгуевская, В-3, Каменская и две небольшие структуры без названия (б/н). Прогнозные ресурсы части Русского ПНГР, охватывающей крупные по размерам структуры Южно-Русская и Русская, оцениваются довольно высоко.

Окинско-Паханческий ПНГР охватывает структуры II порядка: Восточно-Печорскую депрессию и Паханческую ступень. Практически весь район расположен в морской части ТПП, лишь на юге он захватывает небольшой участок суши. Месторождений в пределах ПНГР не открыто. Основные локальные объекты сосредоточены на Паханческой ступени и в южной части Восточно-Печорской депрессии. К настоящему времени выявлено восемь локальных объектов. Это структуры Окинская, Шевелевская, Соболя, Баровая и четыре структуры без названия (б/н), одна из которых, крупная по размерам, расположена в центральной части НГР. Перспективы связаны преимущественно с карбонатными НГК. Структур, подготовленных к глубокому бурению нет. Одна структура – Паханческая – выведена из глубокого бурения с отрицательным результатом. Испытывались интервалы от верхнего девона до верхней перми. Верхнепермские отложения характеризуются клиноформным строением, содержат неантиклинальные объекты, слабоизученные в акваториальной части Тимано-Печорской НГП и отсутствующие в ее континентальной части. В связи с этим перспективы их не ясны.

Варандей-Адзвинская НГО располагается в пределах Варандей-Адзвинской структурной зоны. Продуктивны отложения в стратиграфическом диапазоне от лохковского яруса нижнего девона до среднего триаса. Глубины залегания продуктивных отложений – 850–4200 м. Почти половина (45 %) всех запасов сосредоточена на глубинах 1000–2000 м. Из всех НГК наибольшими запасами (41 % от суммы извлекаемых запасов категорий С₁ и С₂) обладает средневизейско-нижнепермский НГК. Варандей-Адзвинская НГО включает в себя два НГР: Сорокинский и Сарембой-Леккейягинский.

Сорокинский НГР выделен в пределах одноименного вала – тектонического элемента II порядка. В Сорокинском НГР расположены три крупных, три средних, одно малое по запасам месторождения. Все месторождения нефтяные. Продуктивны отложения от лохковского яруса нижнего девона до среднего триаса. Глубины залегания продуктивных отложений – от 850 до 4200 м. Большая часть запасов сосредоточена в средневизейско-нижнепермском НГК. Месторождения континентальной части Сорокинского НГР многопластовые. Месторождения, открытые в акваториальной части провинции, Приразломное и Варандей-море, содержат залежи только в средневизейско-нижнепермском НГК. К перспективным объектам на этих месторождениях относятся невоскртые пласты в ордовикско-нижнедевонском и доманиковотурнейском НГК, а на Варандей-море – в триасовом НГК. Лучшими емкостными свойствами характеризуются коллекторы триасового, верхнепермского и нижнепермского терригенных комплексов. Открытая пористость, как правило, выше 20 %, проницаемость – 0,046–0,262 мкм². Глубины залегания

кровли продуктивных отложений – 850–1530 м. Нефти верхних терригенных комплексов преимущественно тяжелые, высокосернистые, малопарафинистые, смолистые – 2,3–24,19 %. Нефти средневизейско-нижнепермского, ниже-средневизейского, доманиково-турнейского НГК по плотности изменяются от легких до тяжелых. В широких пределах изменяются содержания серы (0,41–2,66 %), парафинов (0,12–18,26 %), смол и асфальтенов (10,12–26,54 %). Нефти среднедевонско-нижнефранского и ордовикско-нижнедевонского НГК легкие, среднесернистые, мало- и среднепарафинистые, смол и асфальтенов – 5,91–20,5 %.

Таким образом, для Сорокинского НГР с уменьшением глубины погружения продуктивных отложений характерно утяжеление нефтей, увеличение сернистости, смолистости, уменьшение парафинистости.

В северной морской части Сорокинского НГР подготовлены к глубокому бурению два объекта: структуры Варандей-море-2 и Варандей-море-3.

Сарембой-Леккеягинский НГР охватывает Мореюскую депрессию и Медынско-Сарембойскую антиклинальную зону. Открыто шесть нефтяных месторождений: три крупных, три малых по запасам. Крупные месторождения являются многопластовыми. Наиболее высокые коллекторы в разрезе приурочены к карбонатным (рифогенным) средне-верхнефранским отложениям доманиково-турнейского НГК (пористость 18–25 %). Несколько ниже пористость коллекторов средневизейско-нижнепермского НГК – 11–15 %, в карбонатных пластах нижнего девона ордовикско-нижнедевонского НГК пористость – 5–7 %, в терригенных нижедевонских отложениях – до 14 %. Нефти нижедевонских залежей легкие, малосернистые, высокопарафинистые, малосмолистые. Нефти средне-верхнефранских залежей средние и тяжелые по плотности, средне- и высокосернистые, средне- и высокопарафинистые, смолистые. Залежи в средневизейско-нижнепермском НГК установлены только на месторождении Медынское-море. На месторождении имеются нескрытые пласты – нижедевонские.

В пределах НГР сейсмическими работами выявлены семь локальных объектов. Это структуры Западно-Матвеевская, Западно-Полярная, Стасовская, Пильненская, Хайпудырская, Перевозная и одна структура б/н. К глубокому бурению на отложения палеозоя подготовлены пять структур: Вейнугинская, Западно-Тобойская, Нижнемореюская, Полярная и Медынская-море-1. Введена в бурение одна – Северо-Енганэхейская, входящая в площадь листа частично. С отрицательным результатом выведены из глубокого бурения три структуры: Междуреченская-2, Ноябрьская и Алексинская. Несмотря на довольно большое количество уже открытых месторождений, прогнозные ресурсы НГР остаются довольно высокими. Наиболее высокие значения прогнозных ресурсов приурочены к ордовикско-нижнедевонскому НГК.

Гуляевско-Долгинская НГО соответствует одноименной структурной зоне. В НГО открыто два месторождения, подготовлены к бурению две структуры. Выявлены 16 локальных структур. В составе НГО выделяются два НГР: Гуляевский и Долгинский.

Гуляевский НГР соответствует Алексеевско-Гуляевской антиклинальной зоне и Восточно-Алексеевской депрессии. Открыто одно нефтегазоконденсатное месторождение. Подготовлены к глубокому бурению по отложениям

карбона–перми две структуры: Восточно-Гуляевская и Алексеевская. Выявлено пять локальных объектов. Это структуры Южно-Гуляевская, Западно-Гуляевская, Нестеровская, Большегуляевская и одна структура б/н. Структур, выведенных из глубокого бурения, нет. Прогнозные ресурсы НГР оцениваются высоко. Основные перспективы связаны с отложениями средневизейско-нижнепермского НГК.

Долгинский НГР соответствует Долгинско-Папанинской антиклинальной зоне и Южно-Новоземельской депрессии, полностью находится в акваториальной части ТПП. Открыто крупное нефтяное месторождение. В целом плотности прогнозных ресурсов высокие. Выявленных структур 11 – Рахмановская, Южно- и Восточно-Рахмановская, Папанинская, Саханинская, Селезневская, Междушарская и четыре структуры без названия.

Приновоземельско-Припайхойская НГО соответствует Предуральско-Пайхойскому краевому прогибу. В пределах площади листа выделены два НГР – Вашуткина-Талотинский и Коротайхинский.

В *Коротайхинском НГР* как в пределах территории листа, так и за ее пределами месторождений не открыто. Выявлены три локальные структуры, расположенные в акватории Баренцева моря: Матвеевская, Вайгачская и одна структура б/н. В центральной части НГР отложения нижнего девона залегают глубже 7000 м. Практически во всех НГК предполагаются только низко-среднеемкие коллекторы. Прогнозные ресурсы связаны преимущественно с отложениями карбонатных НГК.

Вашуткина-Талотинский НГР в пределах листа соответствует одноименному валу, где на поверхности обнажены породы верхнего силура–карбона. В связи со сложными условиями для проведения сейсмических исследований, локальные объекты в этой зоне пока не выявлены. Месторождения УВ здесь также не открыты. Перспективы этой части НГР невысоки и могут связываться с восточным крылом вала и его периклинальными замыканиями.

Северо-Печорская ПНГО соответствует Северо-Печорской моноклинали. Глубины погружения нефтегазоносных комплексов значительны. Отложения ордовикско-нижнедевонского НГК погружены на глубины от 5 км (в южной части) до 7 км (в северной части) НГО. Велики глубины погружения отложений среднего и верхнего девона. Перспективы связываются со средневизейско-нижнепермским НГК. Прогнозируются преимущественно нефтегазоконденсатные залежи. Подготовленных объектов нет. Выявленных структур – 5.

Русановская ПНГО соответствует Русановской складчато-надвиговой зоне в составе Предвайгачской структурной области. Расположена в пределах морской части ТПП. Месторождения углеводородов в ПНГО не открыты. Сейсмическими работами выявлено 13 локальных объектов, большинство из которых осложнены тектоническими нарушениями. К наиболее крупным относятся структуры Моржовая, Рейнекская, Прокофьевская, Зверобойная и Мерцающая. Менее крупные Логиновская, Михайловская, Пиритовая, Покровская, Восточно-Покровская и две структуры б/н выявлены в надвиговой части крупной разломной зоны, что уменьшает шансы на сохранность в них залежей УВ в связи с тектонической нарушенностью флюидоупоров. Нет уверенности в достаточно высоком качестве последних и в зонах расположе-

ния крупных структур. Основные перспективы ПНГО связываются с коллекторами средневизейско-нижнепермского НГК.

Восточно-Баренцевская нефтегазоносная провинция

Восточно-Баренцевская НГП на изученной площади представлена восточной частью Южно-Баренцевской синеклизы, которая характеризуется увеличением мощности осадочного чехла до 15–18 км. Северной границ площади листа открыто уникальное по запасам газоконденсатное Штокмановское месторождение, крупные – газоконденсатное Ледовое и газовое Лудловское. В составе Восточно-Баренцевской НГП в пределах территории листа находится Южно-Баренцевская НГО. В Восточно-Баренцевской НГП выделяются следующие НГК и ПНГК: ордовикско-верхнедевонский, верхнедевонско-нижнепермский, верхнепермский, триасовый, юрско-барремский, меловой [305].

Ордовикско-верхнедевонский ПНГК достижим для бурения в пределах листа на очень ограниченной площади Мурманско-Куренцовской моноклинали. Изучен только сейсмическими методами. Емкостные свойства карбонатных коллекторов низкие в связи с большими глубинами залегания комплекса. Тип коллекторов предполагается трещинно-поровый и трещинный. Региональной покрывкой могут служить верхнефранские глинистые отложения. Покрывки нарушены многочисленными разломами. Условия для существования залежей неблагоприятны.

Верхнедевонско-нижнепермский ПНГК доступен для бурения только в юго-восточной части Мурманско-Куренцовской моноклинали, где глубины залегания кровли комплекса – 4500–7000 м. Кровля комплекса вскрыта на незначительную мощность на Адмиралтейской площади, находящейся за пределами листа. В ПНГК предполагается распространение преимущественно карбонатных коллекторов. Покрывкой служат артинско-кунгурские глинистые отложения.

Верхнепермский НГК доступен для бурения на большей части Мурманско-Куренцовской моноклинали. Глубины залегания комплекса здесь – от 3500 до 6000 м. По сейсмическим данным предполагается развитие коллекторов в отложениях дельтового типа, но в связи со значительными глубинами залегания коллекторские свойства пород невысокие. В разрезе скв. 1-Адмиралтейская, расположенной за пределами листа, верхнепермский НГК представлен преимущественно глинистыми отложениями (мощность 350 м) и характеризуется отсутствием коллекторов.

Триасовый НГК. Отложения вскрыты в Восточно-Баренцевской НГП на ряде площадей северо-западнее границ листа: Мурманской, Северо-Кильдинской, Ферсмановской, Лудловской, Куренцовской и Арктической. Вскрытая мощность НГК изменяется от 500 до 2400 м. По сейсмическим данным, мощность триасовых отложений в наиболее погруженных частях Южно-Баренцевской синеклизы может составлять 8000 м.

Промышленная газоносность комплекса установлена на Мурманском и Северо-Кильдинском месторождениях (за пределами листа). Первое является

крупным, второе – средним по запасам. Глубины залегания продуктивных отложений – 2439–2957 м. Коллекторами являются алеврито-песчаные разности пород нижнего, среднего и базальной части верхнего отделов триаса прибрежно-континентального генезиса. Площадное распространение их не выдержано. Пористость лучших в разрезе коллекторов достигает 15–19%. Залежи экранируются глинистыми зональными и локальными покрывками. По типу залежи пластово-сводовые и литологически ограниченные. Газ метановый, низкоазотный, бессернистый.

При опробовании среднетриасовых алеврито-песчаных коллекторов в скв. 1-Куренцовская получен незначительный приток углеводородного газа с пластовой водой. В газе повышено содержание азота и гелия, что характерно для водорастворенных газов. Признаков нефтегазонасности на Арктической площади не отмечено.

Открытая пористость коллекторов в разрезе Куренцовской и Арктической скважин, как правило, менее 10%, и лишь в единичных образцах скважин Куренцовской достигает 15%. Проницаемость – менее 0,001 мД. Покрывки триасового НГК имеют зональный и локальный характер распространения, представлены аргиллитами и глинами.

В изученной части Восточно-Баренцевской НГП кровля комплекса находится на глубинах – 2500–4000 м. Горизонты нижнего триаса, продуктивные на Северо-Кильдинском месторождении, достижимы для бурения лишь в бортовых частях Южно-Баренцевской синеклизы – Мурманско-Куренцовской моноклинали.

Юрско-барремский НГК. В отложениях комплекса открыто три месторождения. Штокмановское (уникальное по запасам), Ледовое, Лудловское (крупные). Все три месторождения находятся за пределами площади листа.

Коллекторы представлены песчаниками среднекембрийского возраста (пласт Ю₀ и байосского–ааленского возраста пласты Ю₁, Ю₂, Ю₃). Максимальной пористостью 19–27% характеризуется пласт Ю₀. Газ продуктивных горизонтов метановый, низкоазотный, бессернистый, низкоуглекислый, содержание стабильного конденсата составляет 4,8–14,1 г/м³. Залежи экранируются верхнеюрско-нижеберриасскими глинистыми отложениями, являющимися региональной покрывкой, а также локальными глинистыми покрывками, развитыми во всей толще юрско-барремского НГК. Общая мощность региональной покрывки увеличивается в северо-западном направлении от 30 м в районе Мурманско-Куренцовской моноклинали до 100 м в Арктической депрессии.

Коллекторские свойства отложений юрского НГК в скважинах Куренцовской и Арктической значительно лучше триасового. По скв. Арктическая пористость нижнеюрских отложений – 9–12%, реже – 15–16%, средне-верхнеюрских – 20% и выше. Глубины залегания кровли комплекса – 1000 м (в самой приподнятой части Мурманско-Куренцовской моноклинали) – 2800 м (в самой погруженной части Арктической депрессии).

Меловой НГК. Отложения залегают на глубинах – 700–2000 м. Промышленная продуктивность отложений не установлена, но при проходке этой части разреза в некоторых скважинах отмечались высокие газопоказания.

Проницаемая часть разреза представлена в основном субугленосными толщами аптского возраста, коллекторы встречаются также в верхних частях берриас-баррема и нижнего–среднего альба. Общая мощность проницаемой части достигает 600 м [58, 240]. По данным ГИС, коллекторские свойства характеризуются низкими значениями. Региональный флюидопор в меловом НГК отсутствует. В качестве зональной покрывки рассматриваются глинистые породы верхнего альба–сеномана.

Южно-Баренцевская НГО выделяется в границах одноименной синеклизы. В НГО, за пределами территории листа, открыто Мурманское газовое месторождение в триасовом НГК. Наибольшими прогнозными ресурсами характеризуется юрско-барремский НГК. Отложения верхнедевонско-нижнепермского комплекса находятся на глубинах, доступных для бурения, менее 7000 м, лишь в пределах Мурманско-Куренцовской моноклинали. Ордовикско-верхнедевонский комплекс доступен бурению лишь на очень ограниченной части моноклинали. В структуре прогнозных ресурсов преобладает свободный газ. Из выявленных объектов в пределы площади листа попадает одна безымянная структура.

Адмиралтейско-Приновоземельская самостоятельная ПНГО в пределах карты соответствует Гусиноземельской региональной ступени, выделяющейся в составе Предновоземельской структурной области. Мощность осадочного чехла в пределах Гусиноземельской ступени изменяется от 5–6 до 12–15 км. На большей части ПНГО практически отсутствует меловой НГК. Юрско-барремский НГК присутствует только в западных погруженных районах. Ордовикско-верхнедевонский и верхнедевонско-нижнепермский НГК залегают на значительных глубинах и не представляют практического интереса. Низки перспективы верхнепермского комплекса, в связи с отсутствием коллекторов порового типа. В ПНГО выявлены две структуры, одна из которых (Гусиноземельская) входит в пределы площади листа частично.

Основные перспективы связываются с триасовым НГК [58, 240].

Западно-Сибирская нефтегазоносная провинция

Западно-Сибирская НГП занимает северо-восточную часть территории листа. В ее составе здесь выделяется Предновоземельская ПНГО. В разрезе осадочного чехла Западно-Сибирской НГП выделяются следующие НГК и ПНГК [305]: триасовый, нижнеюрский, среднеюрский, верхнеюрский, берриас-готеривский, баррем-аптский, альб-сеноманский, турон-кайнозойский. В континентальной части Западно-Сибирской НГП промышленная нефтегазоносность установлена во всех перечисленных комплексах. В акваториальной части Западно-Сибирской НГП промышленная нефтегазоносность установлена в готерив-нижнеальбском НГК на Русановском и Ленинградском месторождениях и в верхнеальбско-сантонском НГК на Ленинградском месторождении. Оба месторождения находятся за пределами территории листа. Триасовый НГК, по сейсмическим данным, в пределах площади листа отсутствует.

Нижнеюрский НГК. По данным сейсморазведки МОГТ нижнеюрские терригенные отложения распространены на всей площади Южно-

Карской синеклизы, прослеживаясь с территории прилегающей Ямало-Гыданской области Западной Сибири. К этим отложениям приурочены отражающие сейсмические горизонты группы Т (T_2 и T_4) [263]. Хорошая прослеживаемость сейсмических горизонтов и выдержанный регулярно-слоистый характер волнового поля позволяют предположить, что строение и состав нижнеюрского разреза на южном шельфе Карского моря не претерпевает значительных изменений, и, следовательно, можно переносить на него те характеристики вещественного состава отложений и закономерности их изменения, которые были установлены на прилегающей суше. Разрез нижнеюрских отложений Ямало-Гыданской области (суша) характеризуется циклическим строением и представляет собой чередование преимущественно песчаных и глинистых толщ, которые могут являться коллекторами и покрышками в пределах акваториальной части НПП. Площадь распространения нижнеюрских отложений (по данным сейсмических работ) постепенно увеличивается: чем моложе отложения, тем большую площадь они занимают, что обусловлено особенностями формирования этих образований в условиях нарастающей трансгрессии. Максимальные трансгрессии в раннеюрскую эпоху отмечаются в позднем плинсбахе и тоаре. Месторождений УВ в составе комплекса в его морской части пока не выявлено.

Среднеюрский НГК. Среднеюрские отложения распространены в южной части Карского моря и на прилегающей суше (Ямало-Гыданская область), где вскрыты редкими скважинами. Комплекс объединяет несколько свит (снизу вверх): верхнюю часть лайдинской (тоар-аален); вымскую (аален-байос); леонтьевскую (байос); малышевскую (верхний байос – нижний келловой), из которых существенно песчаный состав имеют вымская и малышевская, являясь толщами-резервуарами, а глинистый – лайдинская, леонтьевская и абалакская (келловой-титон) свиты, представляющие экранирующие толщи.

В Ямало-Гыданской области отложения комплекса, вскрытые скважинами, располагаются на глубинах 2500–3700 м и по степени катагенеза находятся на стадиях MK_2 и MK_3 . По сейсмическим данным МОГТ, отложения комплекса заключены между отражающими горизонтами T_2 (лайдинская свита) и T_1 (подшва абалакской свиты) и прослеживаются на шельфе Карского моря. Мощность отложений комплекса на шельфе меняется от 0–500 м на бортах Южно-Карской синеклизы до 1500 м в ее центральной части. Судя по сейсмическим материалам (по характеру волнового поля и достаточно хорошей прослеживаемости отражающих горизонтов), состав отложений комплекса выдерживается почти на всей площади шельфа и, по-видимому, мало чем отличается от его состава, отмеченного на суше. Месторождений УВ в морской части распространения комплекса не выявлено.

Верхнеюрский НГК представлен преимущественно глинистыми породами. Другой особенностью этого комплекса является присутствие в его составе своеобразных кремнисто-карбонатно-глинисто-углеродистых (сапропелевых или битуминозных) пород (баженовитов) с высоким (Сорг – более 5%) содержанием органического вещества сапропелевого либо смешанного типа, которые иногда образуют пласты-резервуары, представляя коллекторы трещинного типа. К этим коллекторам в Западно-Сибирской НПП бывают приурочены нефтяные залежи.

Отложения верхнеюрского комплекса заключены между сейсмическими отражающими горизонтами Т₁ (подошва абалакской свиты и ее аналогов) и Б (кровля баженовской свиты и ее аналогов). Прослеживание этих горизонтов на шельфе позволяет спрогнозировать распространение отложений верхнеюрского НГК почти по всей акватории южной части Карского моря. Мощность отложений комплекса меняется от 0–50 м в бортовых зонах Южно-Карской синеклизы до 300 м в ее центральной части. Предполагается, что в бортовых частях синеклизы наиболее распространена верхняя, титонско-нижнеберриасская толща. Мощность последней достигает 100–200 м. Отложения верхнеюрского НГК на шельфе располагаются на глубине от 500–2000 м в бортовых зонах Южно-Карской синеклизы до 3500–4250 м в ее центральной, наиболее погруженной части, где породы баженовской свиты, по расчетным данным, достигли стадии катагенеза МК₃–МК₄. Лишь на небольшой площади эти отложения имеют степень катагенеза МК₂. Месторождений УВ в морской части не выявлено.

Берриас-барремский НГК. Берриас-барремские отложения распространены на всей акватории южной части Карского моря и на прилегающей суше. К этому комплексу приурочены нефтяные, газонефтяные, газовые, но чаще газоконденсатные залежи. В скв. Белоостровская-1 из верхнеготерив-барремской части НГК получены малодобитные (1,25–3,4 м³/сут) притоки нефти и фонтанный (86,6 тыс. м³/сут) приток газа. Отложения комплекса одновременно являются региональным флюидоупором для среднеюрского НГК.

На п-ове Ямал в изученной части разреза в состав комплекса входят отложения ахской свиты (берриас–нижний готерив) и нижняя (готерив-барремская) часть танопчинской свиты (готерив–апт). Ахская свита представлена преимущественно глинистыми породами. Алевролиты и песчаники неравномерно распределены по разрезу, формируя отдельные пачки. В разных районах выделяются от 3 до 6 пачек глинистого и песчаниково-алевролитоглинистого состава, представляющих соответственно флюидоупоры и резервуары для углеводородов. Пласты песчаников не выдержаны по простиранию и часто имеют линзовидную форму. Нижняя часть танопчинской свиты имеет преимущественно глинистый состав, но количество песчаников и алевролитов увеличивается в верхней (барремской) части толщи.

Нижняя (берриас-нижнеготеривская) толща комплекса представляет собой сложнопостроенное геологическое тело, состоящее из клиноформ, последовательно налегающих друг на друга с общим наклоном на запад к осевой зоне морского бассейна, которая в северо-западном направлении прослеживается по линии Новопортовская пл.–Харасавэйская пл. и далее на Карский шельф. Клиноформное строение толщи определяет постепенное выклинивание пластов песчаников в западном направлении и их «миграцию» по разрезу.

На Карском шельфе отложения берриас-барремского НГК заключены между сейсмическими отражающими горизонтами Б (кровля верхнеюрских отложений) и М (отложения баррема–апта). Внутри отложений комплекса прослеживается отражающий горизонт В₀, отделяющий клиноформные отложения ахской свиты от нижней части танопчинской свиты, характеризующейся линзовидно-слоистым строением. Если на п-ове Ямал клиноформы в основном распространились с востока и лишь в узкой зоне на юго-западном

побережье полуострова (южнее Харасавэйской площади) отмечаются клиноформы, наслаивавшиеся с юго-запада, от Пай-Хоя, то на Карском шельфе последние распространены почти на всей южной части Карского шельфа. Здесь, по данным сейсморазведки МОГТ [263, 269], выделяются 1–2 клиноформы, которые прослеживаются на расстоянии до 200–400 км при мощности до 200 м. С клиноформами могут быть связаны протяженные пласты песчаников.

Кровля отложений комплекса на шельфе располагается на глубине от 500–1500 м в бортовой зоне Южно-Карской синеклизы до 2500 м в ее центральной части. На шельфе степень катагенеза неокомских отложений прогнозируется на уровне стадий МК₂ и МК₃. Лишь вблизи бортов синеклизы уровень катагенеза этих отложений соответствует стадиям ПК₃ и МК₁.

Перспективы комплекса могут быть связаны как с формированием залежей в литологических ловушках УВ, приуроченных к зонам формирования клиноформных комплексов, так и с формированием многопластовых залежей УВ, приуроченных к структурным ловушкам.

Баррем-аптский НГК. Отложения комплекса представляют собой толщу-резервуар, к которой на севере Западно-Сибирской НПП приурочены многочисленные залежи, в основном газа и газоконденсата. На п-ове Ямал в составе аптской части комплекса выделяется до 16 продуктивных песчаных пластов-коллекторов (пласты ТП₁–ТП₁₆). Промышленная газоносность комплекса на шельфе Карского моря подтверждена открытием двух крупных газоконденсатных месторождений: Русановского и Ленинградского. Промышленные залежи газоконденсата в этих месторождениях располагаются в пластах песчаников (пласты А₁–А₇, Русановское месторождение, пл. А₁, Ленинградское месторождение).

На шельфе Карского моря аптские отложения заключены между сейсмическими отражающими горизонтами М и М'. Мощность отложений меняется от 100–200 м до 600 м, редко 1000 м. На основе анализа данных о катагенезе аптских отложений в скважинах, пробуренных на п-ове Ямал, на шельфе Карского моря прогнозируется уровень катагенеза пород преимущественно на стадиях МК₁ и МК₂. Лишь в узкой прибортовой зоне Южно-Карской синеклизы предполагается, что аптские отложения достигли стадий ПК₃ и МК₁. Таким образом, на большей части Карского шельфа эти отложения находятся в зоне интенсивного газообразования и вошли в зону нефтеобразования [31]. Учитывая преимущественно гумусовый состав органического вещества, можно допустить высокую генерационную способность этих отложений. Возможно, этим объясняется открытие на шельфе крупнейших месторождений газа и газоконденсата.

Отложения аптской части комплекса на суше и на шельфе почти повсеместно (за исключением восточных и северо-восточных районов) перекрываются надежной глинистой покрывкой (яронгская свита, нижний–средний альб). Экранирующая толща сложена глинами, представляющими собой надежный флюидоупор.

Альб-сеноманский НГК. Отложения альба–сеномана распространены на всей площади шельфа Карского моря и на прилегающей суше. На п-ове Ямал комплекс объединяет отложения марресалинской свиты, сложен-

ной неравномерно чередующимися глинами, алевролитами и песчаниками, среди которых преобладают алевролиты. По характеру переслаивания разных типов пород различаются нижняя, средняя и верхняя толщи. Нижняя и верхняя выделяются преобладанием песчаников и алевролитов, а средняя характеризуется частым переслаиванием песчаников, алевролитов и глин. Завершает разрез пачка (20 м) алевролитов и песчаников. К этой пачке на п-ове Ямал и на шельфе приурочены газовые залежи, соответственно ПК₁ и С. На п-ове Ямал в составе комплекса выделяется еще до семи продуктивных песчаных пластов групп ПК и ХМ: ПК₂–ПК₇ и ХМ₁–ХМ₅, содержащих газ и, очень редко, газоконденсат. На шельфе (Ленинградское месторождение), кроме залежи С в кровле комплекса, открыты три залежи газа (АС₁–АС₃), приуроченные к нижней части комплекса. На п-ове Ямал и далее на восток до Енисей-Хатангского прогиба отложения альб-сеноманского комплекса надежно экранированы толщиной мелководно-морских глин кузнецовской свиты (турон–нижний коньяк) мощностью 50–75 м, служащей региональным флюидоупором.

На шельфе Карского моря отложения комплекса заключены между сейсмическими отражающими горизонтами М' (подошва яронгской свиты альбского возраста) и Г (подошва кузнецовской свиты туронского возраста). Кровля отложений комплекса погружается к центральной зоне Южно-Карской синеклизы до глубины 1250 м, а подошва – до 1800 м. Мощность отложений комплекса – 700–800 м, к бортам синеклизы уменьшается до 200 м и менее.

На большей части шельфа прогнозируется уровень катагенеза альб-сеноманских отложений на стадиях ПК₃ и МК₁, что предопределяет наличие коллекторов с удовлетворительными емкостно-фильтрационными свойствами.

Турон-кайнозойский перспективный НГК объединяет верхнемеловые–кайнозойские отложения, включая описанный выше региональный глинистый туронский флюидоупор. В составе ПНГК представлены образования целого ряда свит: берёзовской (коньяк–кампан), ганькинской (верхний кампанский–датский), тибейсалинской, серовской (палеоцен–эоцен) и ирбитской (эоцен). Более молодые неогеновые отложения распространены очень локально. Отложения комплекса перекрываются чехлом четвертичных образований.

Возможные залежи углеводородов предполагаются в песчаных коллекторах нижнеберёзовской подсвиты и ганькинской свиты. Кроме того, глинисто-кремнистые тонколистоватые породы верхней пачки нижнеберёзовской подсвиты могут рассматриваться как коллектор трещинного типа. Тем более, что их перекрывает пачка тонкоотмученных глин, представляющая, по-видимому, удовлетворительный флюидоупор.

Предновоземельская ПНГО. В тектоническом отношении область соответствует Приновоземельской моноклинали и юго-западному борту Южно-Карской синеклизы.

Наблюдается частичное либо полное выклинивание всех трех юрских НГК, обусловленное стадиями трансгрессии и регрессии юрского бассейна седиментации. Меловые комплексы имеют более широкое распространение. К настоящему времени залежей УВ в пределах Предновоземельской части

площади листа не выявлено. Перспективы нефтегазоносности ПНГО не могут быть оценены очень высоко в связи с небольшой мощностью осадочного чехла и отсутствием локальных объектов, но, с другой стороны, в пределах ПНГО выклиниваются отложения юры и, следовательно, могут быть развиты литологические и стратиграфические ловушки. Прогнозные ресурсы в пределах территории листа незначительны. Большая часть ресурсов связана с баррем-аптским НГК.

Оценка прогнозных ресурсов углеводородов

На Карте прогноза на нефть и газ масштаба 1 : 1 000 000» в границах НГО, ПНГО и НГР выделены территории и акватории с различной оценкой их по удельной плотности начальных суммарных геологических ресурсов УВ в тыс. т н. э./км² с соответствующей дифференциацией земель по степени перспективности: от > 500 до 10–30 тыс. т /км².

Приведенные данные по распределению прогнозных ресурсов (табл. 6, 7) основаны на материалах уточненной количественной оценки ресурсов нефти, газа и конденсата Российской Федерации, выполненной в 2011 г. для шельфа специалистами ВНИИОкеангеология [306], а на сушу Тимано-Печорской провинции – ВНИГРИ [280].

Подавляющая часть прогнозных ресурсов сосредоточена в пределах Тимано-Печорской провинции. Наиболее высокие перспективы связаны с карбонатным комплексом верхней перми. Его прогнозные ресурсы составляют 4,929 млрд т н. э. (геол.) / 2,021 млрд т н. э. (извл.). Наиболее низкие связаны с юрскими отложениями Печорского моря, ресурсы которых колеблются от 3,69 млн т н. э. (геол.) в нижнеюрском интервале до 36,39 млн т н. э. (геол.) в отложениях средней юры.

На юрско-меловые отложения Баренцева и Карского морей (в рамках листов) приходится всего 1070,59 млн т н. э. (геол.) / 996,25 млн т н. э. (извл.).

В целом, прогнозные ресурсы категории D территории и акватории листов составляют 18 483 млн т н. э. (геол.) / 8748,7 млн т н. э. (извл.). Из них на долю нефти приходится 13380,2 млн т н. э. (геол.) / 4248,85 млн т н. э. (извл.), конденсата – 783,46 млн т н. э. (геол.) / 256,68 млн т н. э. (извл.). Ресурсы свободного газа составляют 3980,17 млрд м³, растворенного газа – 339,25 млрд м (геол.) / 263,04 млрд м (извл.).

К настоящему времени значительная часть акватории Печорского моря уже находится в Распределенном фонде недр. Эксплуатационные и совмещенные лицензии сроком действия на 30 лет выданы ЗАО «Арктикшельф-нефтегаз» на Медынско-Варандейский участок, ОАО «Газпром» – на Долгинское, ОАО «Газпром нефть шельф» – на Приразломное месторождения, ОАО «НК «Роснефть» – на Южно-Русский, Поморский, Северо-Поморский-1, 2, Русский участки. В связи с этим, для дальнейшего изучения (сейсморазведочные работы) на шельфе можно рекомендовать площади в пределах нераспределенного фонда. Это участки Гусиноземельской ступени, Русановской складчато-надвиговой зоны, Коротайхинского прогиба, транзитные зоны Печорского мелководья, а также Приновоземельской моноклинали в Карском море.

Сводная таблица прогнозных ресурсов в пределах листа R-39,40

Название объекта	Прогнозные ресурсы категории D, млн т н. э.									
	всего		нефти, млн т н. э.		свободного газа, млрд м ³		конденсата, млн т н. э.		растворенного газа, млрд м ³	
	геол.	извл.	геол.	извл.	геол.	извл.	геол.	извл.	геол.	извл.
O-S	654,80	332,18	453,45	162,70	139,12	139,12	45,61	17,51	16,62	12,85
D ₁	1223,61	456,04	966,89	296,86	100,14	100,14	135,50	42,17	21,08	16,87
D ₂	306,48	172,11	169,25	55,28	100,05	100,05	24,35	7,61	12,82	9,17
D _{3f}	1621,17	760,62	1214,17	450,17	224,36	224,36	138,24	50,57	44,4	35,52
D _{3dm} -C _{1t}	1842,60	747,93	1593,73	539,36	168,82	168,82	52,55	17,76	27,50	21,99
C _{1v1-2}	723,87	420,27	563,16	276,44	118,43	118,43	26,36	12,66	15,92	12,74
C ₂₋₃	1196,24	673,21	727,47	242,22	371,70	371,70	39,96	13,58	57,11	45,71
P _{1a-s}	4929,02	2021,08	3883,48	1110,98	799,49	799,49	163,60	47,57	82,45	63,04
P ₂	2847,34	1259,51	2250,81	703,60	530,75	530,75	53,44	16,48	12,34	8,68
T	2027,29	876,82	1453,92	377,52	448,77	448,77	96,96	28,44	27,64	22,09
J ₁	3,69	3,18	0,55	0,16	2,73	2,73	0,00	0,00	0,41	0,29
J ₂	36,39	29,54	7,97	2,55	23,92	23,92	0,80	0,26	3,70	2,81
J ₃ -K _{1b1} (Баренцево+Карское)	499,61	450,59	67,01	22,51	424,41	424,41	5,78	1,98	2,41	1,69
K _{1br2-a} (Карское)	508,70	487,26	23,55	7,06	471,02	471,02	0	0	14,13	9,18
K _{1al} -K _{2s} (Карское)	8,99	8,78	0,00	0,00	8,56	8,56	0,00	0,00	0,43	0,22
K _{1a} -K ₂ (Баренцево)	53,29	49,62	4,79	1,44	47,90	47,90	0,31	0,09	0,29	0,19
Всего по листу R-39,40	18 483,09	8748,74	13 380,20	4248,85	3980,17	3980,17	783,46	256,68	339,25	263,04

Распределение прогнозных ресурсов по НГП

НГП, СНГО НКГ	Прогнозные ресурсы категории D, млн т. н. э.							
	Тимано-Печорская НГП		Восточно-Баренцевская НГП		Западно-Сибирская НГП		Самостоятельная НГО	
	геол.	извл.	геол.	извл.	геол.	извл.	геол.	извл.
O-S	654,8	332,18	0	0	0	0	0	0
D ₁	1223,61	456,04	0	0	0	0	0	0
D ₂	306,48	172,11	0	0	0	0	0	0
D _{3f}	1621,17	760,62	0	0	0	0	0	0
D _{3dm} -C _{1t}	1842,6	747,93	0	0	0	0	0	0
C _{1v1-2}	723,87	420,27	0	0	0	0	0	0
C ₂₋₃	1196,24	673,21	0	0	0	0	0	0
P _{1a-s}	4929,02	2021,08	0	0	0	0	0	0
P ₂	2588,14	1027,1	122,69	113,68	0	0	136,51	118,73
T	1822,91	680,71	88,55	85	0	0	115,83	111,11
J ₁	0	0	0	0	3,69	3,18	0	0
J ₂	0	0	0	0	36,39	29,54	0	0
J ₃ -K _{1b1} (Баренцево + Карское)	0	0	395,98	382,14	103,63	68,45	0	0
K _{1br2-a} (Карское)	0	0	0	0	508,7	487,26	0	0
K _{1al} -K _{2s} (Карское)	0	0	0	0	8,99	8,78	0	0
K _{1a} -K ₂ (Баренцево)	0	0	53,29	49,62	0	0	0	0
Итого	16908,84	7291,25	660,51	630,44	661,4	597,21	252,34	229,84

ГИДРОГЕОЛОГИЯ

На рассматриваемой площади фрагментарно развиты гидрогеологические структуры: Печорский артезианский бассейн (А), Тимано-Скандинавская гидрогеологическая складчатая область (В), Южно-Баренцевский артезианский бассейн (С), Пайхойско-Новоземельская гидрогеологическая складчатая область (D), Южно-Карский артезианский бассейн (Е). Их характеристики приведены в табл. 8. Для каждой из структур выделены гидрогеологические этажи, представляющие часть гидрогеологического разреза, соответствующую структурному ярусу.

Печорский артезианский бассейн (А)

Центральную часть территории листа занимает северное, большей частью субаквальное, окончание Печорского артезианского бассейна, окаймленное с запада Тимано-Скандинавской гидрогеологической складчатой областью, с северо-запада – Южно-Баренцевским артезианским бассейном, с северо-востока – Пайхойско-Новоземельской гидрогеологической складчатой областью. В соответствии со структурно-формационной расчлененностью платформенного чехла Тимано-Печорской провинции [182], в вертикальном разрезе артезианского бассейна выделяются четыре гидрогеологических этажа: юрско-четвертичный (I), среднедевонско-триасовый (II), ордовикско-нижнедевонский (III) и верхнепротерозойско-кембрийский (IV) [45]. Гидрогеологическое районирование Печорской синеклизы выполнено на основе схемы тектонического районирования, принятой в настоящей работе. На площади листа расположены восемь гидрогеологических районов (табл. 8).

Юрско-четвертичный (J–Q_H) верхний гидрогеологический этаж (I) охватывает две существенно различающиеся области. Южная – континентальная (включая о. Колгуев) – содержит многолетнемерзлые породы, которые вмещают пресные воды, в большей или меньшей степени перспективные для целей хозяйственно-питьевого водоснабжения. Северная – субаквальная – характеризуется преимущественным развитием поровых вод морского типа, часто осложнена реликтовой мерзлотой.

Начинает гидрогеологический разрез северной части Печорского артезианского бассейна *верхнеюрско-четвертичный (J₃–Q_H) водоносный комплекс (I₁)*, описание которого дается с разделением на объекты гидрогеологической

стратификации суши и шельфа (как показано на Гидрогеологической схеме). Стратификация и характеристика гидрогеологических подразделений комплекса для территории суши приведены в табл. 9.

Нижняя часть этажа представлена малоизученным *нижне-среднеюрским* (J_{1-2}) *водоносным комплексом* (I_{II}), мощность которого достигает 250–300 м. Песчаные коллекторы с прослоями глин (мощностью не более 1–2 м) выдержаны регионально. Дебиты из песчаников юрского возраста достигают от 100 до 1800 м³/сут. Пластовые давления незначительно превышают «нормальные» гидростатические ($K_a = 1,03$). Водоупором комплекса является глинистая толща титонского яруса и берриас-баррема средней мощностью 350 м. В нижней части толщи могут содержаться водоносные песчаные линзы и прослои.

Среднедевонско-триасовый (D_2-T) гидрогеологический этаж (II) сложен пятью водоносными комплексами (табл. 10), имеет относительно выдержанную мощность от 2,5–4,5 до 5,5 км в Северо-Печорском гидрогеологическом районе. Здесь могут быть развиты емкие терригенные и карбонатные коллекторы порово-трещинного, порово-кавернозного, трещинно-пластового и порово-трещинно-пластового типов.

Водоносный триасовый (T) комплекс (Π_1) представлен толщей терригенных континентальных осадков с чередованием непроницаемых глинисто-алевритовых, глинистых пород и песчаных пластов-коллекторов различного генезиса, имеет мощность от 700 до 3000 м.

Для триасовых отложений характерны в целом пониженные пластовые давления, коэффициенты аномальности варьируют от 0,89–1,01 на Кумжинской площади (Денисовский район) до 1,12 на Ярейюской (Колвинский район) [45]. Минерализация пластовых вод триаса составляет 1–90 г/дм³, тип вод изменяется от гидрокарбонатно-натриевого до хлоркальциевого. На Песчано-озерской площади вскрыты пластовые воды триасовых отложений хлоркальциевого типа с минерализацией 55,2–89,5 г/дм³, на Приразломной – 26,5–37,8 г/дм³.

Водоносный нижнепермский (P_1) комплекс (Π_2) мощностью несколько сот метров на данной площади представлен пластами песчаников (пористостью до 20–25 % и более). Вышезалегающие глины нижней части уфимского яруса и глинистые прослои песчано-алевритистых пород образуют зону локальных водоупоров (на Коровинской, Кумжинской, Василковской, Хыльчюуской, Ярейюской площадях). Диапазон изменения коэффициентов аномальности пластовых вод для отложений комплекса составил от 0,89–1,01 на Кумжинской до 1,12 на Ярейюской площадях.

Комплекс характеризуется весьма пестрой минерализацией пластовых вод, что связано с невыдержанностью по площади и в разрезе пластов-коллекторов. Концентрация солей здесь может изменяться от 12 до 126 г/дм³ [45].

Стратификация основных гидрогеологических структур региона

Гидрогеологический этаж	Возраст	Мощность, км	Тип скоплений подземных вод	Подтип	Пористость, %	Гидрохимические показатели	
						минерализация, г/дм ³	химический состав
А. Печорский артезианский бассейн (Коргинский, Малоземельско-Колгуевский, Денисовский, Колвинский, Хорейверский, Варандей-Адзьвинский, Коротаихинско-Южно-Новоземельский, Северо-Печорский гидрогеологические районы)							
I	J-Q _n	0–2	Порово-пластовые	Пески, песчаники	15–48	15–35	Хлоридно-натриево-магниевый
						0,05–0,5	Гидрокарбонатно-натриевый
II	D ₂ –T	2,5–5,5	Трещинно-порово-пластовые, порово-кавернозные	Песчаники, доломиты, известняки	3–33	70–263	Хлоридно-кальциевый
						90–342	
III	O–D ₁	1–8	Трещинно-жильные, каверново-трещинные	Известняки, доломиты, песчаники	3–24		
В. Тимано-Скандинавская гидрогеологическая складчатая область (Канинский гидрогеологический район)							
I	N ₂ –Q _n	0–0,1	Порово-пластовые, поровые	Пески, галечники	20–50	< 35	Хлоридно-натриевый
II	PZ–T	0–0,5	Пластово-трещинные, трещинно-пластовые	Песчаники, аргиллиты, алевролиты	10–25	35–55	
С. Южно-Баренцевский артезианский бассейн (Куренцовский, Арктический, Шадровский гидрогеологические районы)							
I	J–Q _n	2–4,5	Порово-пластовые	Пески	20–50	7–47	Хлоридно-магниевый-кальциевый
							Гидрокарбонатно-натриевый

Гидрогеологический этаж	Возраст	Мощность, км	Тип скоплений подземных вод	Подтип	Пористость, %	Гидрохимические показатели	
						минерализация, г/дм ³	химический состав
II	P ₂ -T	4-5	Порово-трещинно-пластовые	Песчаники, пески, алевролиты	10-25	7-90	Хлоридно-кальциевый
III	PR ₃ -P ₁	>8	Трещинно-пластовые	Известняки, доломиты, песчаники	<13	35-200	
D. Пайхойско-Новоземельская гидрогеологическая складчатая область (Кармакульский, Южно-Новоземельско-Вайгачский, Западно-Новоземельский гидрогеологические районы)							
I	PZ-T	0-5	Пластово-трещинные	Известняки, доломиты, песчаники	1-8	до 190	Хлоридно-натриево-кальциевый
II	PR ₂	4-6	Трещинно-жильные	Кварциты, сланцы, алевролиты, туфы	<5		
E. Южно-Карский артезианский бассейн (Приновоземельский гидрогеологический район)							
I	J-Q _n	1-4	Порово-пластовые, трещинно-пластовые	Пески, песчаники, алевролиты, аргиллиты	15-25	5-35	Хлоридно-гидрокарбонатно-натриевый
II	O-P	2-5	Трещинно-пластовые, пластово-трещинные	Песчаники, известняки, доломиты	10-20	<50	Хлоридно-натриевый
III	AR-PR	>8	Трещинно-жильные	Кристалл, сланцы, кварциты, известняки	<10	<10	

Гидрогеологическая стратификация верхнего этажа Печорского артезианского бассейна в пределах суши

№ п/п	Гидрогеологическое подразделение	Тип отложений	Мощность, м	Напор, м	Дебит скважин, л/с	Гидрохимические показатели	
						Химический состав вод	Минерализация, г/дм ³
1	Водоносный горизонт голоценовых и верхнео-плейстоценовых аллювиальных отложений (Q _{III-н})	Пески мелкозернистые и разнозернистые	до 25	0–5	0,1–10	Гидрокарбонатно-кальциевые	0,05–0,5 (2–9)
2	Водоносный относительно водоупорный криогенный горизонт средне-верхне-неоплейстоценовых ледниковых, ледниково-морских, морских и лихвинских озерно-аллювиальных отложений (Q _{II-III})	Суглинки с прослоями (и линзами) песчаных и гравийных отложений	20–170	30–60	0,5–2	Гидрокарбонатно-натриевые	0,5–0,8
3	Относительно водоупорный криогенный горизонт плиоцен-верхнео-плейстоценовых ледниковых, ледниково-морских, морских, озерно-аллювиальных отложений (N ₂ –Q _{III})	Суглинки, песчано-гравийные толщи	30–200	30–100	0,1–1	Гидрокарбонатно-натриевые	0,5–1,2 (5–20)
4	Относительно водоупорные криогенные горизонты плиоцен-верхнео-плейстоценовых и верхнеюрских–нижнемеловых отложений (N ₂ –Q _{III} ; J ₃ –K ₁)	Гидрогеологическая характеристика комплекса включает параметры комплексов 3 и 5					
5	Относительно водоупорный криогенный горизонт верхнеюрских–нижнемеловых отложений (J ₃ –K ₁)	Алевриты, глины с прослоями песков и песчаников	40–400	50–150	0,1–5	Гидрокарбонатно-кальциевые и натриевые	0,1–1,4 (10–30)

Гидрогеологическая стратификация рифей-триасовых образований Печорского артезианского бассейна

Гидрогеологический этаж	Гидрогеологические подразделения	Возраст	Тип отложений	Мощность, м	Максимальная пористость, %	Типы скоплений подземных вод	Минерализация, г/дм ³	Химический состав
II D₂-T	Триасовый водоносный комплекс – П ₁	T	Песчано-алевритовые	До 5000	21–33	Порово-трещинно-пластовые	1–90	Гидрокарбонатно-натриевый, хлоридно-кальциевый
	Нижнепермский водоносный комплекс – П ₂	P ₁	Песчаные	До 400	20–25	Трещинно-пластовые	12–126	Хлоридно-кальциевый
	Водоупорный горизонт	P _{1ar2} -P _{1k}	Глинистые	До 3000				
	Каменноугольно-нижнепермский водоносный комплекс – П ₃	C-P ₁	Карбонатные	До 1000	24–38	Порово-кавернозные	40–200	То же
	Водоупорный горизонт	C _{1v1-2}	Глинисто-алевритовые	До 50				
	Верхнедевонско-нижнекаменноугольный водоносный комплекс – П ₄	D _{3sm} -C _{1t}	Карбонатно-терригенные, рифогенные	До 1000	15–20	Порово-кавернозные, порово-трещинные	140–193	Хлоридный кальциево-натриевый
	Водоупорный горизонт	D _{3kn+sr}	Глинистые, алевролитовые	До 300				
Среднедевонско-саргаевский водоносный комплекс – П ₅	D ₂ -D _{3f1}	Терригенные	Не обнажается	5–10	Порово-трещинные	65–263	Хлоридный	
III O-D₁	Верхнеордовикско-силурийско-нижнедевонский водоносный комплекс – Ш ₁	O ₃ -D ₁	Терригенно-карбонатные	До 4000	10–24	Кавернозно-порово-трещинные	90–340	Кальциево-натриевый
	Водоупорный горизонт	O ₃	Сульфатно-карбонатно-галогеенные	Не обнажается				
	Нижне-среднеордовикский водоносный комплекс – Ш ₂	O ₁₋₂	Терригенно-карбонатные		10–14	То же	150–200	Хлоридно-кальциевый
IV RF-Є	Рифей-кембрийская водоносная зона трещиноватости	RF-Є	Метаморфизованные образования различного состава	Нет данных		Трещинный	22–191	Хлоридно-натриевый

Водоносный каменноугольно-нижнепермский (С–Р₁) комплекс (П₃) является одним из наиболее мощных (до 1000 м и более) и широко распространенных в Печорском артезианском бассейне. Высокими коллекторскими свойствами обладают широко распространенные визейско-верхнекаменноугольные биоморфные и биоморфно-детритовые известняки, сложенные гидроидными полипами, криноидеями, водорослями, фораминиферами, с пористостью 10–38 % [122]. Эффективная мощность коллекторов может колебаться от 50 до 200 м и более.

При испытании водоносных горизонтов в каменноугольных известняках, приуроченных к субаквальной части Печорского артезианского бассейна, в интервале 1,4–1,5 км был получен приток воды с дебитом 32 м³/сут. Пористость известняков здесь значительно ниже и составляет на Северо-Гуляевской площади – 1,4 %, на Поморской 14,5 % (нижний карбон) и 4,5 % (верхний карбон), на Приразломной – 3,8 % (верхний карбон) и 24,5 % (нижняя пермь) [58].

Для комплекса характерны слабые и крепкие рассолы хлоркальциевого типа, минерализация которых достигает 200 г/дм³ и более. Их описание приведено в разд. «Подземные воды» гл. «Полезные ископаемые».

Водоносный верхнедевонско-нижнекаменноугольный (D₃–C₁) комплекс (П₄) (с семилукско-турнейской водоносной толщей) характеризуется исключительным разнообразием слагающих его пород, резкой изменчивостью мощности и условий осадконакопления в разных структурно-фациальных зонах. Формирование этих отложений связано с периодом заложения, развития и замыкания некомпенсированной впадины, на восточном борту Печорской синеклизы, своими «рукавами» вдававшейся в западные районы [35, 112].

Водоносный комплекс содержит преимущественно напорные воды порово-трещинного типа. Пластовые давления близки к нормальным гидростатическим, что свидетельствует об отсутствии выдержанного регионального водоупора. Так, коэффициент аномальности пластовых давлений (Ka) составил для скважин: 1-Носовой – 1,09, Хыльчуйской – 1,11–1,15, Ярейской – 1,05–1,12, 81-Вагурейской – 1,05, Ю-Торавейской – 1,06–1,07, Наульской – 1,07–1,08, Седьягинской – 1,05–1,07 [157].

Для комплекса в целом характерен хлоридный кальциево-натриевый состав пластовых вод, с вариацией минерализации от 140 до 193 г/дм³, описанных в разд. «Подземные воды» гл. «Полезные ископаемые».

Водоупорная толща ниже-средневизейских отложений, объединяющих малиновский и яснополянский надгоризонты, наиболее развита в Варандей-Адзвинском, часто отсутствует в Колвинском и Хорейверском гидрогеологических районах.

Нижняя часть гидрогеологического этажа представлена *среднедевонско-саргаевским (D₂–D_{3f}) водоносным комплексом (П₅)*. По мнению специалистов ПО «Ухтанефтегазгеология», повышенные до аномальных пластовые давления следует ожидать при вскрытии среднедевонско-нижнефранских отложений в центральных и северных зонах Колвинского мегавала [45], что подтверждается данными по Ярейской (Ka = 1,24–1,25) и расположенной неподалеку (на соседнем, южном листе) Лаявожской (Ka = 1,45–1,54) площадях. Минерализация пластовых вод комплекса, обычно хлоридного, кальциево-

натриевого состава, хлоркальциевого типа, изменяется в очень широких пределах (от 65 до 263 г/дм³), увеличиваясь в восточном направлении. В Колвинском гидрогеологическом районе она достигает 115–160 г/дм³ (на Ярейской и Хыльчюуской площадях).

Ордовикско-нижнедевонский (O–D₁) гидрогеологический этаж (III), мощность которого может достигать 5–7 км, сложен в основном терригенными породами, образующими два водоносных комплекса, в которых преобладают трещинно-жильные воды.

Верхнеордовикско-силурийско-нижнедевонский (O₃–D₁) водоносный комплекс (III₁) развит в пределах всей северной части Печорского артезианского бассейна. Воды силурийских отложений, представленных кавернозными доломитами, на глубине 3–3,5 км обычно хлоридные натриевые [110], имеют следующий состав:

$$M_{207-213} \frac{Cl^- 99,7 - 99,8 SO_4^{2-} 0,2 - 0,28}{(Na + K) 58 - 61 Ca 32 - 33 Mg 6 - 10}$$

Для Хорейверского и Коргинского гидрогеологических районов прослежены зоны выходов различных литолого-стратиграфических подразделений силурийского возраста непосредственно под кыновско-саргаевскую покрывку. Коллекторские свойства пород: пористость 7–10 %, проницаемость колеблется от 1 до 10 фм² [157].

Распространение пород-коллекторов раннедевонской эпохи, имеющих достаточно высокую емкость (6–24 %), ограничивается Варандей-Адзвинским районом и зоной сочленения Хорейверской впадины и вала Сорокина.

Пластовые воды комплекса в целом характеризуются хлоридным кальциево-натриевым составом с диапазоном концентрации солей от 90 до 340 г/дм³. Вся площадь распространения рассматриваемого водоносного комплекса можно отнести к области развития лечебно-минеральных бромистых (с содержанием брома 170–760 мг/дм³) и, существенно реже, йодо-бромистых вод. Учитывая исключительно высокое содержание сероводорода и высокое брома и йода, их можно использовать, после соответствующего разбавления, в виде лечебных ванн и бассейнов для купания. Йодо-бромно-боро-литиево-стронциево-калиевые промышленные воды выявлены на отдельных участках Хорейверского, йодо-бромно-литиево-стронциево-калиевые – Варандей-Адзвинского гидрогеологических районов.

Нижне-среднеордовикский (O₁₋₂) водоносный комплекс (III₂) на рассматриваемой площади развит спорадически, заполняет неровности в рельефе, последовательно выклиниваясь в сторону выступов. В Хорейверском гидрогеологическом районе он приурочен к пестроцветной терригенной формации, отвечающей по возрасту верхам нижнего и низам среднего ордовика [45]. Формация, представленная часто ритмичным чередованием песчаников, алевролитов, аргиллитов (в верхней части появляются доломиты) пористостью до 14 %, имеет мощность, не превышающую 100 м. Среднеордовикские отложения малопроницаемы и, по всей видимости, часто могут являться локальным водоупором. В южной части Хорейверского гидрогеологического района (на площади листов) находится прогнозная зона сверхгидростатиче-

ских пластовых давлений ($K_a = 1,43-1,52$) по нижне-среднеордовикской водоносной толще. Воды хлоридного кальциевого и хлоридного кальциево-натриевого состава с минерализацией 150–200 г/дм³.

Верхнепротерозойско-кембрийский (PR₂-Є) гидрогеологический этаж (IV), не расчлененный на водоносные комплексы, сложен сильнодислоцированными, в различной степени метаморфизированными терригенными, карбонатными и вулканогенными породами, слагающими байкальский фундамент бассейна. Он представлен зоной трещиноватости различных по составу и возрасту пород с коллекторами трещинного, порово-трещинного и трещинно-карстового типов, являясь фундаментом артезианского бассейна с погружением на восток и север. Минерализация подземных вод увеличивается по мере его погружения от 22 до 191 г/дм³ при хлоридном натриевом составе [119].

Основные ресурсы пресных подземных вод на континентальной части Печорского артезианского бассейна сосредоточены в верхнем гидрогеологическом этаже, промороженном до глубин 200–300 м (местами – 400–500 м). Здесь имеется сложная система питания и разгрузки, осуществляемых по редким подрусловым и подозерным таликам [144]. Выделено несколько мерзлотно-гидрогеологических горизонтов, каждый из которых вмещает пресные воды в количествах, позволяющих рекомендовать их в качестве объектов поиска и разведки для целей водоснабжения (табл. 9). В прибрежных зонах широкое распространение имеют отрицательнотемпературные соленые и рассольные воды (криопэги): на Малоземельском побережье подмерзлотные криопэги залегают в интервале глубин 25–100 м, на Большеземельском – на глубинах от 100–200 до 300–350 м [157].

Распространение придонных водоносных комплексов на шельфовой части Печорского артезианского бассейна принято на основе Схемы геокриологического районирования южной части Баренцевоморского шельфа с прилегающей сушей [271].

Наибольшая часть Печорского шельфа, по схеме, относится к району прерывистого, переходящего в островное, распространения многолетнемерзлых пород.

Субаквальные многолетнемерзлые породы вскрыты на Варандейской (скважины 383, 114), Приразломной (скважины 146, 384) и Поморской (скважины 201, 385) структурах (табл. 11) на мелководье вблизи о. Колгуев и Печорской низменности, на месте полностью уничтоженных термоабразией в последние века островов.

На глубине моря 50–70 м вблизи прол. Карские Ворота обнаружены субмаринные гидролакколиты с ледяными ядрами вблизи донной поверхности [128].

После протаивания подземных льдов (при соответствующих термобарических условиях) в посткриогенных субаквальных породах могут формироваться отдельные линзы пресных и слабосоленых вод, а под промерзающими в мелководье (особенно под намывными косами и «кошками») отложениями образуются рассолы вымораживания с минерализацией до 100–150 г/дм³ [270].

Данные о многолетнемерзлых породах (ММП), вскрытых скважинами на Печорском шельфе [246, 128]

Номер скважины	Глубина моря, м	Глубина от донной поверхности, м			Вскрытая мощность ММП, м
		забоя скважины	кровли ММП	подшвы ММП	
201	25	50(?)	41	42,1	1,1
385	28	87,5	41	71,5	30,5
383	15,5	109,5	63,0	109,5	46,5
114	20	50(?)	30,6	31,6	1,0
146	22,7	42,9	23,6	40,5	16,9
384	21	90	23,5	48,8	25,3

Поровые воды донных грунтов, не подверженных промерзанию (Коргинский и Северо-Печорский гидрогеологические районы), по минерализации и химическому составу практически не отличаются от придонных вод морского бассейна.

Тимано-Скандинавская гидрогеологическая складчатая область (В)

В юго-западной, угловой части площади листов расположен небольшой фрагмент Канинского гидрогеологического района, содержащего преимущественно трещинные подземные воды, приуроченные к краевой части тектонической гряды, осложненной многочисленными разрывными нарушениями. Минерализация трещинных вод здесь близка к 35 г/дм³ (табл. 8).

Южно-Баренцевский артезианский бассейн (С)

Южно-Баренцевский артезианский бассейн выделяется в пределах одноименной синеклизы, сложенной мощными (до 20 км) толщами палеозоя и мезозоя–кайнозоя. На площади листа, основываясь на Схеме тектонического районирования, можно выделить три гидрогеологических района. В южной части, граничащей с Тимано-Печорской плитой, расположен Куренцовский гидрогеологический район. Он приурочен к тектоническим ступеням Мурманско-Куренцовской моноклинали, в пределах которой фундамент погружается от 6–8 до 12–14 км. Центральная, наиболее погруженная часть синеклизы, отнесена к Арктическому гидрогеологическому району. Этот район охватывает Андреевско-Бритвинскую региональную ступень и Арктическую депрессию.

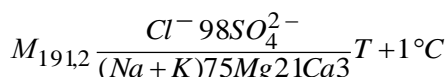
В зоне краевых дислокаций, наложенной на структуры Баренцевской плиты при ее взаимодействии с Пайхойско-Новоземельской складчатой системой, расположен Шадровский гидрогеологический район, приуроченный к Гусиноземельской региональной ступени. Характерна повышенная сложность гидрогеологических условий; широкое развитие разрывных нарушений, большинство из которых прослеживаются практически на полную мощ-

ность осадочного чехла [11]. Разломы на протяжении всей истории геологического развития района играли роль естественных путей миграции воды. В гидрогеологическом разрезе гипотетически можно выделить три гидрогеологических этажа (табл. 8).

Пайхойско-Новоземельская гидрогеологическая складчатая область (D)

В строении складчатых структур Южного острова Новой Земли и Вайгача с их шельфовым окаймлением принимают участие толщи от рифейского до раннетриасового возраста, образующие два гидрогеологических этажа. Верхний гидрогеологический этаж (I) сложен палеозойско-триасовыми (PZ–T) карбонатными, терригенными, в меньшей степени – вулканогенно-терригенными отложениями с преимущественно трещинно-жильными скоплениями подземных вод различного состава и минерализации (табл. 8).

Водоносный комплекс верхнедевонских отложений, содержащий трещинно-жильные, пластово-трещинные и карстово-трещинные скопления подземных вод, опробован на Новой Земле под мерзлой зоной, в интервале 253–332 м. По результатам исследований, статический уровень составил 22,6 м от устья скважины, понижения – 50,65 м, дебит – 1,98 л/с. Средний коэффициент проницаемости водоносной толщи – 1–4 мД, увеличиваясь в трещиноватых зонах до нескольких сотен мД; пористость кавернозных известняков – 3,5–4 %. Воды рассольные, следующего химического состава:



pH = 7,6.

Содержание брома – 410,2 мг/дм³, йода – 4,23 мг/дм³, растворенных органических веществ – 4,5–4,6 мг/дм³ [285].

Подземные воды палеозойских карбонатных и терригенных отложений, залегающие непосредственно под мерзлой зоной в интервале 50–278 м, характеризуются отрицательной температурой и аналогичным вышеприведенному соотношением макрокомпонентов химического состава при минерализации 40–115 г/дм³ [140, 141].

Межмерзлотные воды в виде рыхло- и прочносвязанной воды характерны для верхней части мерзлых глинистых пород, где их содержание достигает наивысших значений: 20–22 % летом при температурах пород, близких к 0 °С. Наличие межмерзлотных вод обуславливает в ряде случаев значительную коррозионную активность мерзлых глинистых отложений к алюминиевым оболочкам кабелей.

Надмерзлотные воды принадлежат к сезонно-талому слою и надмерзлотным таликам. С июля по сентябрь воды сезонно-талого слоя формируют маломощные (не более 2 м) водоносные горизонты. Воды их пресные, с минерализацией до 0,3–0,4 г/дм³, преимущественно гидрокарбонатные. Иногда наблюдается выщелачивающая и общекислотная (при pH < 6,5) агрессивность к бетону [284].

Мощность надмерзлотных подозерных таликов может достигать 30–35 м [141]; воды сульфатно-гидрокарбонатные, кальциево-натриевые с минерализацией 1,2–1,3 г/дм³.

На Вайгаче развиты подмерзлотные криопэги, минерализация которых составляет 41–80 г/дм³ [36]. Пресные надмерзлотные воды распространены в карстовых породах. Наиболее обильные дебиты источников, приуроченных к тектоническим разломам, могут достигать десятков литров в секунду.

Нижний этаж (*II*) представлен массивными метаморфическими, интенсивно дислоцированными вулкано-терригенными образованиями верхнего протерозоя (PR₂) с весьма незначительными скоплениями рассольных трещинно-жильных вод.

Гидрогеологические условия субаквальной части Пайхойско-Новоземельской складчатой области определены строением мерзлой зоны. Общая мощность пояса отрицательных температур, составляющая у берегового уреза 100–400 м, с удалением от берегов быстро уменьшается до нескольких десятков метров. Подмерзлотные воды на шельфе преимущественно трещинно-жильного и пластово-трещинного типа, напорные. Высота напора трещинно-жильных вод, вскрытых на глубине 129 м ниже дна в бух. Варнека (толщина слоя воды в бухте 5 м), составляла +0,4 м над поверхностью льда (по материалам П. В. Виттенбурга). Дебит при самоизливе составил 0,06 м³/ч. Воды морского типа с минерализацией 37–40 г/дм³. Соленые и рассольные воды, заключенные в четвертичных отложениях и коренных породах субмаринной области, содержат, как правило, более 1000 мг/дм³ магния и более 1500 мг/дм³ сульфатов и хлоридов [76], агрессивны к бетону.

Южнокарский артезианский бассейн (*E*)

В разрезе артезианского бассейна выделяются три гидрогеологических этажа (табл. 8): верхний из которых (*I*) сложен терригенными породами мезозойского и кайнозойского возраста (J–Q_n), средний (*II*) – параплатформенными образованиями палеозоя (O–P) и нижний (*III*) – глубоко метаморфизованными образованиями архея–протерозоя (AR–PR) и дислоцированными породами палеозоя.

Районы сплошного распространения придонных многолетнеохлажденных пород с криопэгами, где ММП практически полностью деградировали, были выделены по результатам геокриологического районирования Баренцево-Карского шельфа [89]. Они занимают обширные площади различных гидрогеологических структур современного шельфа Баренцева моря (позднеплейстоценовой суши) с глубинами моря, как правило, более 100–150 м, и дно глубоководной Новоземельской впадины. Основными факторами, способствовавшими формированию криопэгов на этих глубинах, кроме более длительного протаивания пород (что связано с современными и палеоглубинами шельфовых морей), являются развитие покровных ледников на придонных участках Баренцевской палеосуши [14] и понижение температуры фазовых переходов на больших глубинах (достигающих 400–430 м на дне Новоземельской впадины).

ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

ХАРАКТЕРИСТИКА ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЧАСТИ ПЛОЩАДИ ЛИСТА

Ландшафтные условия побережья и островов

Район исследований расположен на северо-востоке европейской части России, чем определяются его основные физико-географические особенности: приуроченность к субарктическому климатическому поясу и зоне избыточного увлажнения, главным образом тундровой биоклиматической зоне.

Все многообразие ландшафтов континентальной и островной частей площади листов R-39,40 в соответствии со схемой классификации ландшафтов [7], представлено рядом типов, каждый из которых характеризуется общим генетическим происхождением рельефа, единой литогенной основой, сходными сочетаниями вариантов почвенного и растительного покрова, особенностями распределения мерзлоты и гидрологической сети, заозеренностью и своеобразием всего комплекса биоты, включая животный мир.

На территории листов выделяются крупные морфоструктурные области: Вайгачско-Южноновоземельское складчатое поднятие и Тимано-Печорская низменность, а также морские и надпойменные террасы, обусловленные новейшими геологическими процессами, которые по их роли в формировании экологической обстановки разделяются на три экзодинамические группы: *области денудации, области транспортировки и области аккумуляции.*

С учетом геоморфологической характеристики, генезиса и литологии рельефообразующих пород, растительной поясности, распространения и интенсивности эколого-геологических процессов (ЭГП), на территории листа выделено шесть типов природных ландшафтов, которые в свою очередь включают от одного-двух до трех подтипов, характеризующихся различной степенью пораженности ЭГП, различной степенью геохимической и геодинамической устойчивости.

Области денудации включают три типа ландшафтов: *горный (1, 2), предгорный (3) и равнинный (4, 5, 6, 7).* Степень пораженности ЭГП первых двух типов составляет 50–70%, геодинамическая устойчивость ландшафта низкая. Геохимическая устойчивость – высокая и средняя. Ведущими ЭГП в равнинном типе ландшафтов являются криогенные (солифлюкция и в меньшей степени курумообразование). Пораженность ландшафта ЭГП – от 35 до 50%,

поэтому геодинамическая устойчивость ландшафта оценивается как средняя. Геохимическая устойчивость высокая.

Области транспортировки подразделяются на речные, морские и эоловые. К ним относятся поймы и русла рек, пляжи и лайды, современные каровые ледники, эоловые гряды и дюны. В масштабе схемы показаны только *типы ландшафтов современных речных систем* (8, 9). Ведущими ЭПП являются криогенные, в меньшей степени – оползни и процессы заболачивания. Пораженность ландшафта ЭПП – от 25 до 50 %, поэтому геодинамическая устойчивость ландшафта оценивается как средняя. Геохимическая устойчивость высокая.

Области аккумуляции относятся к *равнинному типу ландшафтов*. Среди равнинных в масштабе карты выделяются морские (10, 11, 12), аллювиально-морские (13) и озерные (14) – озерно-аллювиальные (15) подтипы. К долинам рек приурочены аллювиальные террасы. К немасштабным относятся области озерно-болотной и техногенной аккумуляции.

Все типы равнинных ландшафтов областей аккумуляции характеризуются преимущественно высокой пораженностью ЭПП, и геодинамическая устойчивость ландшафта низкая, геохимическая устойчивость высокая.

Характеристика типов и подтипов ландшафтов приведена в условных обозначениях к Эколого-геологической схеме.

В геологическом отношении континентальная часть листов R-39, 40 относится к северо-восточной части Тимано-Печорской эпибайкальской плиты и ее структурного обрамления. Вошедшие в пределы территории листа северная часть о. Вайгач и южная оконечность о. Южный арх. Новая Земля являются фрагментом Пайхойско-Новоземельской складчатой области.

Оценка эколого-геохимической обстановки континентальной и островной частей территории листа

Как показала практика наших работ на побережье и островах в пределах площади листа R-39, 40, с учетом нефтегазовой специализации расположенных здесь объектов промышленности и транспортной инфраструктуры, доминирующими видами загрязнения окружающей среды являются нефтяные углеводороды (НУ): сырая нефть, нефтепродукты и продукты их сгорания, а также тяжелые металлы и легкорастворимые соли из состава нефти, минерализованных пластовых вод и применяемых химических реагентов [250, 247, 248].

Фоновые концентрации химических веществ компонентов природной геологической среды (ПГС) побережья и островных территорий листа

Загрязнение в результате регионального и трансграничного переноса в Ненецком АО определялось двумя основными причинами: деятельностью предприятий нефтегазового комплекса и полигона «Новая Земля» (региональный перенос), а также промышленной деятельностью предприятий России и европейских стран (трансграничный перенос).

Фоновые концентрации УВ содержащих соединений (в т. ч. НУ) в почвах и грунтах севера Ненецкого автономного округа

Литологический состав почв	Концентрация, мг/кг						НУ / CCl ₄ –битумоид, %		
	УВ содержащие соединения (CCl ₄ – битумоид)			нефтяные УВ (в т. ч. нефтепродукты)					
	среднее пределы изменения	медиана	мода	среднее пределы изменения	медиана	мода	среднее пределы изменения	медиана	мода
Пески	$\frac{56}{21-235}$	42	24	$\frac{23}{1,0-66}$	18	18	$\frac{42}{24-53}$	43	40
Алевриты	$\frac{252}{36-3120}$	129	132	$\frac{116}{18-1500}$	57	60	$\frac{44}{25-50}$	46	48
Глины	$\frac{869}{40-2040}$	532	456	$\frac{333}{21-810}$	217	120	$\frac{40}{18-50}$	40	36
Почвенно-растительный слой	$\frac{1451}{39-7200}$	900	900	$\frac{376}{18-1650}$	165	36	$\frac{35}{10,0-50,0}$	33	18
Торф	$\frac{4267}{510-11\ 280}$	3480	2880	$\frac{1180}{120-2880}$	975	1200	$\frac{28}{15-40}$	28	20

**Фоновые концентрации УВ содержащих соединений (в т. ч. НУ)
в донных осадках водных объектов севера Ненецкого автономного округа**

Литологический тип осадков	Концентрация, мг/кг						НУ / CCl ₄ – битумоид, %		
	УВ содержащие соединения (CCl ₄ – битумоид)			нефтяные УВ (в т. ч. нефтепродукты)			среднее пределы изме- нения	медиана	мода
	среднее пределы изме- нения	медиана	мода	среднее пределы изме- нения	медиана	мода			
Пески	$\frac{56}{21-226}$	48	39	$\frac{22}{1,0-75}$	21	15	$\frac{41}{17-54}$	42	50
Алевриты	$\frac{153}{39-450}$	102	72	$\frac{64}{18-195}$	42	18	$\frac{40}{25-50}$	41	48
Глины	$\frac{690}{102-4560}$	180	312	$\frac{171}{42-840}$	90	42	$\frac{40}{18-50}$	41	44

Почвы и донные осадки. В таблицах 12 и 13 приведены фоновые значения концентрации углеводородсодержащих соединений, НУ, а также их соотношения, определенные нами для различных типов почв и донных осадков Малоземельской тундры на основе анализа 970 проб [200]. Результаты работ более позднего периода в различных районах Ненецкого АО подтвердили полученные граничные значения фоновых концентраций [250, 247, 248].

Фоновое радиоактивное загрязнение почв (^{90}Sr , ^{137}Cs) возникло на территории работ в 1961 г. после испытаний на ядерном полигоне «Новая Земля», где был произведен самый мощный взрыв 50 Мт. После взрыва в 1961 г. облака с радиоактивными выбросами распространялись в направлении материка. Выпадение радиоактивных продуктов приводило к возникновению аномалий искусственной радиоактивности до 300–2000 мкР/ч на территории севера Тимано-Печорской нефтегазонасной провинции. Имеются данные о том, что на территории Кумжинского газоконденсатного месторождения были обнаружены нарушения генеративной сферы растений, подобные нарушениям у растений в зоне Чернобыльской аварии. Аналогичные нарушения были установлены и для контрольных (фоновых) участков на западном побережье Корвинской губы, что косвенно свидетельствует о возможном региональном характере радиационного загрязнения [191].

Воды. Воды р. Печора в нижнем течении характеризуются как умеренно «загрязненные»–«загрязненные». Вода загрязнена биогенными веществами, фосфором, азотом аммонийным и нефтепродуктами. Уже на входе в зону влияния г. Нарьян-Мар ПДК по этим компонентам превышены в несколько раз (3–4). Во входных створах проток, несущих воду из р. Печора, зафиксировано повышенное содержание нефтепродуктов и тяжелых металлов. Степень самоочищения вод р. Печора низкая. В результате воды в ее дельте и в Корвинской губе характеризуются так же, как «умеренно загрязненные» и «загрязненные».

На территории о. Южный арх. Новая Земля выделяются зоны с повышенным содержанием в подземных водах радиоактивных веществ: районы губ Чёрная и Башмачная. По данным аэрогаммасъемки 1976–1978 гг. о. Южный, существует несколько десятков локальных участков диаметром от нескольких сот метров до 5 км с повышенным радиационным фоном. Так, практически вся площадь водосбора р. Саханиха покрыта радиоактивными следами ядерных взрывов 1957 и 1961 гг. Содержание ^{90}Sr и ^{137}Cs в самой реке составило 5180 и 7030 мБк/л соответственно. Судя по тому, что в поселке, расположенном севернее губы Чёрная, также наблюдается увеличенная концентрация радионуклидов, присутствует постоянный смыв радионуклидов с окрестных территорий, в который, очевидно, вовлечены грунтовые воды сезонноталого слоя и криопэги мерзлой толщи.

После проведения ядерного взрыва в мерзлых трещиноватых породах остается значительное количество трития в окисленной форме, который постоянно в течение длительного времени поступает в подземные воды. Так, в районе губы Башмачная в озерах (и соответственно подозерных таликах) концентрация трития оказалась равной 122–1036 кБк/м³.

*Загрязнение компонентов природной геологической среды
на побережье и островах*

Фоновое распределение концентраций НУ нарушается в местах поступления УВ из техногенных источников. В силу нефтегазовой специализации главными источниками поступления НУ и других загрязняющих веществ на рассматриваемом участке побережья Печорского моря являются объекты нефтегазового комплекса. При этом, как показала практика наших работ по оценке масштабов загрязнения территорий объектов промышленности и инфраструктуры Ненецкого АО, основные объемы загрязняющих веществ (в первую очередь НУ) на поисково-разведочном этапе и начальных этапах освоения месторождений нефти и газа поступают в природную среду в процессе аварийных разливов нефти и нефтепродуктов при строительстве поисково-разведочных и эксплуатационных скважин, а также в результате аварийных выбросов нефти при расконсервации скважин, бурение которых осуществлялось ранее. На последующих этапах освоения месторождений аварийные разливы нефти и нефтепродуктов происходят главным образом на этапах их промежуточного накопления, транспортировки: при разгерметизации нефте- и продуктопроводов, а также емкостей для хранения нефти и нефтепродуктов. Существенные объемы нефти и нефтепродуктов поступают в окружающую среду при нарушении технологических регламентов добычных и транспортных операций [12, 48, 46, 47].

Аварийные выбросы и сбросы оказывают сильное негативное воздействие на природу. Основными видами воздействия на компоненты окружающей среды при аварийных разливах нефти являются загрязнение и деградация недр, нарушение почвенно-растительного покрова, загрязнение атмосферного воздуха, почвы, поверхностных и подземных вод, уничтожение объектов растительного и животного мира и нарушение их местообитания. Степень воздействия на окружающую среду *при авариях* сопоставима или превышает воздействие, произведенное за длительный период регламентной эксплуатации.

Показательным примером являются до настоящего времени не ликвидированные последствия *аварийного выброса газа и конденсата на скв. 9 Кумжинская* в начале 1980-х годов. Оценка современного состояния объектов природной геологической среды (ПГС) на территории Кумжинского ГКМ дана по материалам ООО «СН-ИНВЕСТ» [191] и результатам исследований 2009 г. [247].

Показано, что эколого-геохимическая обстановка в изолированном дамбами участке протоки Малый Гусинец по соотношению концентраций нефтепродуктов в воде, донных осадках и грунтах и ПДК (ОДК), а также в соответствии с нормативами допустимого остаточного содержания нефтяных углеводородов и продуктов их трансформации в почвах и донных отложениях территории Ненецкого АО [158], по состоянию на 2007 г. продолжала оставаться чрезвычайно опасной. В связи с этим участок расположения аварийной скв. 9-Кумжинская выделен на результирующей схеме.

Процессы освоения месторождений на изучаемой территории до настоящего времени сопровождаются аварийными выбросами нефти с масштабным

загрязнением компонентов ПГС. Примером тому последняя крупная авария, произошедшая на изучаемой территории 20 апреля 2012 г. при расконсервации скв. 11 месторождения им. Р. Требса. В процессе двухсуточного фонтанирования скважины в природную среду поступило свыше 600 т нефти. Площадь аварийного разлива, по данным контролирующих органов, составила 4,2 га. Завершение ликвидационных работ на нефтеразливе планируется в зимний период 2012–2013 гг.

*Уровни загрязнения природной геологической среды
и оценка эколого-геохимической обстановки
на территории континентальной и островных частей листа*

Ниже приведены обобщенные результаты оценки уровня загрязнения и эколого-геохимической обстановки континентальной и островных частей территории листа R-39,40, с выделением ряда месторождений нефти и газа севера Ненецкого АО, технологический комплекс и транспортная инфраструктура которых представляют промышленность в пределах изучаемой территории. Данные объекты включают площади с надфоновыми характеристиками геохимических полей.

Нефтяные углеводороды (НУ). Содержание НУ в почвах в пределах месторождений варьирует от 5 до 11 750 мг/кг. Их максимальные аномальные значения зафиксированы в почвах на локальном участке Коровинского месторождения – 11 750 мг/кг и 5430 мг/кг (локальный участок Песчаноозерского месторождения о. Колгуев). При этом медианные значения содержания НУ в целом для Коровинского (30,9 мг/кг) и Песчаноозерского (298,6 мг/кг) месторождений в десятки раз ниже аномальных максимумов и лишь в 6 раз (Коровинское месторождение) и в 2 раза (Песчаноозерское месторождение) превышают среднефоновые уровни (5,0 и 147,6 мг/кг соответственно). Для всех рассматриваемых месторождений медианные значения концентраций НУ в почвах не выходят за пределы нормативных значений (1000 мг/кг). Это указывает на локальный характер развития аномалий в почвах территорий месторождений и трасс нефтепроводов. Почвенный покров на прибрежных и островных территориях вне площадей месторождений характеризуется фактически фоновым уровнем содержания НУ [247].

Для вод гидрообъектов содержание НУ варьируется от 0,007 до 0,042 мг/дм³, что не превышает даже жесткие нормативы ПДК для вод акваторий рыбохозяйственного значения.

Результаты анализа распределения НУ в почвах и водах континентальной и островных частей площади листов R-39, 40 указывают на локальный характер развития аномальных зон и в целом благоприятную эколого-геохимическую обстановку по уровню нефтезагрязнения территорий рассматриваемых месторождений на момент проведения эколого-геохимических исследований (за исключением аварийного участка Кумжинского месторождения).

Тяжелые металлы. Максимальные значения валовых концентраций металлов в почвах для Cd и Hg не превышают ПДК, а максимальное валовое содержание Cu лишь в 1,45 раза превышает ПДК. Ведущими элементами по

контрастности формируемых аномалий валовых концентраций в почвах являются As (до 10,5 ПДК), Zn (до 10,2 ПДК), Pb (до 6,25 ПДК), Ni (до 4,35 ПДК). Максимальное превышение содержания подвижной формы тяжелых металлов составляет 4,5 ПДК (Pb). Ведущими элементами по контрастности формируемых аномалий концентраций металлов в водах рек и озер являются Al (до 7,5 ПДК) и V (до 7 ПДК). При этом медианные значения концентраций изучаемых компонентов в почвах не превышают ПДК и ОДК, а в водах – ПДК водоемов рыбохозяйственного значения. Результаты исследований указывают на локальный характер развития аномалий и отражают в целом благоприятную эколого-геохимическую обстановку по уровню загрязнения почв и вод территории континентальной и островных частей площади листа R-39, 40 на момент проведения эколого-геохимических исследований (за исключением аварийного участка Кумжинского месторождения). Этот вывод подтверждается данными табл. 14, где представлены кадастр эколого-геохимических аномалий и тип эколого-геохимической обстановки в пределах конкретных месторождений (без учета аварийного участка Кумжинского месторождения).

Таблица 14

Кадастр эколого-геохимических аномалий на суше площади листа R-39,40

Территория загрязнения	Характеристика площадей загрязнения по средам опробования				Оценка эколого-геохимической обстановки
	Среда	Количество проб	Z _c средн.	Ранжированный по убыванию Z _c ряд элементов (для мхов и почв с Z _c > 1,2; для воды – с Z _c > 0,1 ПДК)	
Кумжинское месторождение*	Почва	17	16,42	Pb ^{11,66} As ^{10,5} Zn ^{10,2} Cu ^{2,97}	Удовлетворительная
Коровинское месторождение	Почва	21	17,84	As ^{4,5} Ni ^{4,35} Co ^{3,4} Zn ^{1,71} Cu ^{1,06} Pb ^{0,29} Cd ^{0,32} Hg ^{0,12}	Благоприятная
Тобойское месторождение	Почва	88	9,04	Pb ^{4,5} Ni ^{2,48} As ^{2,3} Co ^{1,64} Zn ^{1,1} Cu ^{0,97} Hg ^{0,44}	Благоприятная
	Вода	11	10,7	V ^{5,4} Pb ^{2,17} Ni ^{1,1} Cr ^{0,69} Al ^{0,65} Cd ^{0,48} Co ^{0,48} As ^{0,16}	
Мядсейское месторождение	Почва	46	8,04	As ^{1,95} Pb ^{1,62} Ni ^{1,03} Cu ^{0,87} Zn ^{0,82} Co ^{0,7} Hg ^{0,14}	Благоприятная
	Вода	7	15,1	V ^{6,2} Cr ^{1,34} Al ^{1,05} Pb ^{0,83} Ni ^{0,7} Cd ^{0,32} Co ^{0,20} As ^{0,12}	
Горавейское месторождение	Почва	24	4,17	Pb ^{3,3} Ni ^{0,85} Cu ^{0,83} As ^{0,75} Co ^{0,74} Hg ^{0,71} Zn ^{0,63}	Благоприятная
	Вода	3	21,6	V ^{6,2} Al ^{2,12} Ni ^{0,9} Cr ^{0,66} Cd ^{0,34} Pb ^{0,33} As ^{0,12}	

*Без учета аварийного участка Кумжинского месторождения, охарактеризованного в разделе.

Опасные природные и техногенные процессы и явления в континентальной и островной частях листа

Из числа опасных природных и техногенных процессов, воздействие которых может привести к нарушениям инженерных сооружений, для континентальной и островной частей площади листов R-39,40 характерны геокриогенные и геодинамические процессы.

Геокриогенные процессы и явления, представляющие существенную опасность для инженерных сооружений на суше, включают в первую очередь термоабразию берегов, овражную эрозию, термокарстовые явления. Термоабразионные процессы широко развиты на берегах о. Колгуев, Малоземельской тундры, Печорской губы. На севере о. Колгуев скорость отступания термоабразионных берегов составляет в среднем 10 м в год, на п-ове Варандей – от 0,5–2 до 3–5 м/год [288].

Активное развитие овражной эрозии по долинам рек зафиксировано в процессе исследований на территориях Малоземельской и Большеземельской тундр [215, 250]. Здесь же, как уже отмечалось выше, широко развиты криогенные процессы, образующие бугры пучения, термокарстовые и термоэрозионные формы рельефа, полигональный рельеф и связанные с ним полигонально-жильные льды. На площади листа распространены в основном плоскобугристые торфяники.

Миграционные однолетние бугры пучения, развитые в породах сезонноталого и сезонномерзлого слоев, имеют горизонтальные размеры 0,5–2,5 м, высоту – от 0,3 до 0,7 м [288]. Термокарст развивается за счет вытаивания сингенетических и эпигенетических сегрегационных льдов, растущих и погребенных повторно-жильных и пластовых льдов. Термокарстовые явления приурочены большей частью к низким морским террасам и озерно-аллювиальным равнинам с мощными торфяниками. Такого типа поверхности содержат в себе слоистую или слоисто-сетчатую криогенную текстуру, что является следствием повышенной льдистости слагающих пород.

Площадное развитие термокарста приурочено к валиково-полигональным заозеренным торфяникам.

Среди доминирующих в регионе криогенных процессов негативное воздействие на инженерные сооружения могут оказать термокарст и термоэрозия; для легконагруженных фундаментов и линейных сооружений губительны сезонное и многолетнее пучение пылеватых влажных грунтов слоя сезонного протаивания. При нарушении условий теплообмена наиболее опасны из-за развития термокарста участки, сложенные льдистыми и сильнольдистыми озерно-болотными осадками с жильными льдами, из-за термоэрозии и солифлюкции – участки склонов, сложенные пылеватыми мерзлыми грунтами.

Для прибрежной равнины Южного острова арх. Новая Земля характерно развитие форм морозного выпучивания, среди которых – каменные кольца, пятна-медальоны, бугры пучения. На задернованных склонах широко развита солифлюкция, на щебнисто-глыбовых склонах – курумы, на крутых участках склонов – осыпи. Коренные породы подвержены криогенному выветриванию. Присущее о. Вайгач разнообразие криогенных процессов связано с из-

менением мощности четвертичного чехла, широким развитием подмерзлотных криопэгов.

Геодинамические процессы и явления как природного, так и природно-техногенного происхождения, могут быть широко проявлены на рассматриваемом участке. Новоземельская зона сейсмической активности характеризуется потенциальной сейсмичностью 6–8 баллов [288], при проявлении которой существует опасность широкого развития трещин и гравитационных процессов, что может привести к частичному разрушению инженерных сооружений, в том числе к разрыву стыков трубопроводов.

Оценка эколого-геологической обстановки в континентальной и островной частях площади листа

Результаты исследований показали, что в целом континентальная и островные территории листа R-39,40 характеризуются благоприятной эколого-геохимической обстановкой и локальным развитием опасных геологических процессов. Исключение составляет территория Кумжинского месторождения, эколого-геохимическая обстановка в пределах которого характеризуется как удовлетворительная, а на аварийном участке в районе скв. 9 на момент исследований был зафиксирован высокий остаточный уровень нефтезагрязнения компонентов ПГС. Активным развитием термоабразии берегов характеризуются прибрежные участки севера о. Колгуев и п-ова Варандей.

Основной опасностью для Колгуевского региона является не техногенный, а природный фактор – значительная абразия и термоабразия берегов, особенно в северной части острова. Даже в пос. Бугрино, находящемся на юге острова и отгороженного от моря косами и пересыпями, многие дома находятся в 20–30 м от края берегового уступа, а деревянные мостки близ домов свисают над морем. В несколько лучшем положении находится поселок нефтяников в устье р. Песчаная.

Характеристика эколого-геологических условий морской части территории листа

Для изучения геоэкологических особенностей дна акватории листа R-39,40 использован фактический материал, полученный в ходе комплексных геолого-геофизических экспедиций ОАО «МАГЭ» на НИС «Геофизик» 2010–2011 гг., а также сведения из печатных источников за предшествующие годы [53, 60, 288].

Комплексное опробование и аналитические исследования выполнены на 128 станциях.

Эколого-геологическая схема составлена в масштабе 1 : 2 500 000 на основе ландшафтной схемы [133], изучения и обобщения результатов радионуклидного и спектрального полуколичественного (по данным МАГЭ 2010–2011 гг.) анализа.

Значительная часть акватории листа R-39,40 принадлежит к прибрежной зоне материка и островов. Источниками техногенного загрязнения здесь являются сток р. Печора и нефтегазоконденсатное Песчаноозерское месторождение на восточном побережье о. Колгуев. Добычу ведут ОАО «Архангельскгеолдобыча» и ФГУП «Арктикморнефтегазразведка», а нефть этого месторождения танкерами вывозится в Европу. Объем добываемой нефти на ранней стадии разработки здесь не превышал 40 тыс. т в год, в 1997 г. уже добыто 90, а с 2004 г. – 120 тыс. т. С начала разработки добыто более 550 тыс. т нефти и 62 млн м³ газа, который используется для энергообеспечения эксплуатации скважин [288]. Акватория в настоящее время уже испытывает пресс техногенного воздействия на придонные морские среды. Несомненно, интенсивность его будет возрастать.

Основой для построения итоговой ландшафтной схемы по листу R-39,40 послужили геоморфологическая схема, литологическая карта поверхности морского дна, карта плиоцен-четвертичных образований. Особенности распространения донных сообществ на акватории составлены по литературным источникам [271, 311, 53].

При классификации ландшафтов первыми признаками их выделения выступают их приуроченность к крупным морфоструктурам и интервалам глубин. Кроме того, каждый тип ландшафта должен характеризоваться единым гидродинамическим режимом и, следовательно, сходными процессами седиментации осадков и однородностью сочетания биоценозов.

Баренцево-Карский шельф отличается значительной расчлененностью. Юго-восточную часть занимает обширное мелководье с глубинами до 50 м. Новую Землю окаймляют Южно-Новоземельский и Восточно-Новоземельский желоба. Глубина моря в желобах изменяется соответственно от 100–200 до 200–300 м. Южный (Ненецкий) берег сильно изрезан. От прол. Карские Ворота в берег вдаются Паханчская, Печорская и Хайпудырская губы.

Основным индикатором ландшафтов является совокупность биоценозов в определенных районах. Для подводных ландшафтов при мелкомасштабном картировании картировочным признаком биотической составляющей ландшафта выступает трофическая группировка [271, 311].

Неподвижные сестонофаги, приурочены преимущественно к районам прибрежных мелководий с активной гидродинамикой и крупнозернистыми (гравийно-песчаными) грунтами с большим содержанием каменистого материала, где наиболее высоки концентрации взвеси у дна, а донные осадки содержат мало органического вещества.

Подвижные сестонофаги поселяются в условиях достаточно высокой подвижности придонных вод, когда процессы переноса мелких фракций и органической взвеси над дном преобладают над процессами их оседания. Значительная часть пищевого материала находится во взвеси – в стадии переноса.

Собирающие детритофаги поселяются обычно в районах с относительно слабой гидродинамикой, где процессы оседания взвеси преобладают над процессами ее переноса и распространены мелкозернистые, алевроитовые и алевроито-пелитовые осадки.

Грунтоеды населяют понижения и впадины с максимально ослабленной гидродинамикой и процессами накопления мягких тонкозернистых осадков и органики.

Совокупность вышеперечисленных критериев позволила на изученной акватории выделить субаквальные ландшафты, описание которых приведено в легенде к эколого-геологической схеме (морская часть).

Таким образом, структура бентоса тесно связана с процессом осадконакопления и опосредовано с рельефом дна и динамикой вод. Животные с определенной пищевой адаптацией занимают на дне моря участки, где формы пищевого материала соответствуют типу их питания.

Геоэкологическое состояние придонных сред

Техногенные компоненты современных отложений – это поступающие в бассейн седиментации побочные продукты и отходы индустриальных технологий природопользования. Важнейшей группой загрязнителей являются нефть и нефтепродукты, тяжелые металлы и радионуклиды, а также промышленные сливы, удобрения, пестициды, обладающие способностью создавать различные устойчивые комплексные соединения. Кроме того, ход естественной морской седиментации постоянно нарушается техногенной турбацией донных осадков и биоценозов траловым вооружением, при сбросе шламов, буровых растворов, льяльных вод и т. д. Техногенные компоненты распределяются в акватории неравномерно, способствуя повышенному загрязнению прибрежных районов, фотического слоя и фронтальных зон. Опасность химического загрязнения в Арктике, по сравнению с другими морями, повышена, т. к. недостаток тепла обуславливает низкую интенсивность деструкции токсических компонентов. И если водная толща представляет собой подвижную динамическую систему, то донные отложения являются своеобразным накопителем поллютантов и при сильном волнении моря, которое особенно характерно для мелководий, вовлекаются в процессы взмучивания и переотложения и способствуют постоянному вторичному загрязнению водоема, что наиболее опасно в областях со средней и низкой скоростями седиментации.

Рассматриваемая акватория расположена в южной части Баренцева моря, прилегает к южной оконечности о. Южный арх. Новая Земля, островам Колгуев, Долгий и Вайгач. Техногенное воздействие суши на природные среды изучаемой части акватории определяется деятельностью технологического комплекса прибрежных месторождений нефти и газа, находящихся на разной стадии освоения, а также мощным стоком р. Печора. В последние годы в связи с вводом морского терминала по отгрузке нефти в район пос. Варандей активизировались танкерные перевозки. В целом же приведенные ниже результаты исследований показали, что несмотря на активное освоение прибрежных месторождений, ряд крупных аварий (на Кумжинском месторождении в 1980 г., на Возейском месторождении в 1993 г., с поступлением в р. Колва – приток Печоры в среднем течении – больших объемов нефти, на

месторождении Р. Требса в 2012 г.), степень антропогенного загрязнения акватории листа R-39,40 невелика.

Загрязнение акватории *тяжелыми металлами*. Тяжелые металлы являются одним из наиболее универсальных индикаторов техногенных процессов. Они присутствуют практически во всех промышленных и бытовых стоках, сопровождают зоны дампинга. Кроме того, многие тяжелые металлы, обладая высокой геохимической подвижностью, могут являться индикаторами осадочных потоков, с которыми распространяются и продукты антропогенеза. Тяжелые металлы достаточно легко попадают в трофические цепи и могут оказывать токсическое воздействие как на животный мир, так и, в конечном счете, на здоровье человека. Поэтому изучение геохимических закономерностей, их распределения и особенностей концентрации в современных донных осадках крайне важно для выявления источников и путей поступления антропогенного загрязнения.

Критерии определения экологически опасных уровней загрязнения донных осадков пока разработаны недостаточно. Общепринятые уровни опасных для здоровья человека концентраций химических компонентов для донных осадков практически отсутствуют. ОДК, разработанные для почв, не подходят для оценки уровня концентраций элементов в донных осадках. В настоящее время существует только один официальный норматив, разработанный для региона Санкт-Петербурга и Ленинградской области, который может быть использован и для района Баренцева моря. Он утвержден Главным государственным санитарным врачом Санкт-Петербурга и Председателем Комитета по охране окружающей среды и природных ресурсов Санкт-Петербурга и Ленинградской области 17.06.1996 г.

Содержание и статистические параметры распределения тяжелых металлов в природных средах акватории листа R-39,40 приведены в табл. 15. В качестве фона мы рассматриваем среднее значение по всей выборке проб донных осадков, а порогом аномальных концентраций считаем содержание более двух стандартных отклонений. С одной стороны, это позволяет выявить компоненты, которые проявляют тенденцию к концентрированию, а с другой, – определить те геоморфологические области, с которыми связаны аномалии. Далее эти значения сравнивались с Региональным уровнем загрязнения в Санкт-Петербурге и данными из литературных источников.

Таблица 15

**Содержание тяжелых металлов в донных осадках акватории листа R-39,40
(по данным полуколичественного спектрального анализа, МАГЭ, 2010–2011 гг.)**

Компонент	Предельные значения (min-max)	Среднее содержание (X _{ср}), мкг/г	ОДК ₀	ОДК ₁	ВЗ
Cu	9–490	102	35	90	190
Ni	17–140	62	35	45	210

Тяжелые металлы, наряду с хлорорганическими соединениями, обычно составляют главный компонент антропогенного загрязнения морской среды.

Однако в изученной акватории тяжелые металлы имеют в основном природное происхождение, т. к. поступают с береговым и речным стоком в составе продуктов разрушения коренных пород Новой Земли, где широко развито полиметаллическое оруденение. Вообще при отнесении того или иного геохимического ореола повышенных содержаний загрязнителей к числу природных или, напротив, техногенных, имеет значение географическое расположение аномалии по отношению к потенциальному аномалообразующему объекту. Анализ пространственной приуроченности и контрастности аномалий по тяжелым металлам в донных осадках акватории как раз и свидетельствует о том, что наблюдается большая группа источников, происхождение которых как природных не вызывает сомнения. Это контрастные (более 2σ), различные по размерам и часто совмещенные по меди, свинцу, цинку и никелю аномальные зоны на плато Моллера в западном побережье Южного острова Новой Земли, где «ураганные» содержания металлов, в частности цинка, достигают 800 мг/кг осадка и более. Ореолы, несомненно, связаны с поступлением терригенного материала с размываемых сульфидных полиметаллических рудопроявлений в коренных породах острова. Таково же происхождение контрастных аномалий по никелю, свинцу, цинку и меди в пелитовых алевролитах углубленной части Поморского пролива. Естественную природу имеют обширные, разной степени контрастности аномалии по меди, никелю, цинку и свинцу в алевроитовых пелитах южного пологого борта Восточно-Новоземельского желоба в Карском море. Здесь содержание цинка достигает 850 мг/кг, а ореол по цинку протягивается широкой полосой вдоль восточного берега Южного острова и уходит на север, в пределы территории соседнего листа S-39,40. Аналогичные данные приведены и в работах В. В. Николаева (табл. 16).

Четкую генетическую связь с Вайгачским полиметаллическим районом имеет контрастный ореол по цинку у северо-западной оконечности о. Вайгач в прол. Карские Ворота. Можно предполагать двойственную природу контрастной аномалии по меди, цинку и кадмию в алевроитовых пелитах северного борта Печороморской ступени, куда вполне вероятно привнос металлов с запада со струями Новоземельской ветви Северо-Атлантического течения.

Частично или полностью техногенную природу имеют аномалии по цинку и меди, отмечаемые В. В. Николаевым [288] в придонных водах Печорской губы и связанные, возможно, с техногенным стоком р. Печора. В целом же большинство аномальных по металлам ореолов в водах региона являются природными и обязаны своим существованием абразии коренных пород суши, содержащих полиметаллическое оруденение, а также способности отдельных элементов мигрировать в растворенном виде.

Интегральная картина загрязнения придонных сред тяжелыми металлами листа R-39,40 показывает, что зоны наибольшего суммарного загрязнения комплексом практически всех тяжелых металлов (Ni, Pb, Zn, Cu, Cd) приурочены к плато Моллера. Эти аномалии высококонтрастны, имеют явно природное происхождение и в основном связаны с поступлением металлов из размываемых полиметаллических рудопроявлений на Южном острове. В алевроито-пелитовых осадках Восточно-Новоземельского желоба в Карском море происходит аккумуляция цинка, свинца, никеля, меди. Эти аномалии имеют,

скорее всего, двойственную природу. Прочие ореолы разной величины и разной степени контрастности вдоль побережья о. Новая Земля (губы Саханиха и Белушья, мыс Чёрный и др.) имеют природное происхождение. Загрязнение металлами Печорской губы может иметь техногенную природу.

Таблица 16

**Содержание тяжелых металлов в придонных средах листа R-39,40
(по данным В. В. Николаева, 2004 г.)**

Металлы	Содержания							ПДК для морских водоемов
	в акватории листа R-39,40			в акватории листа R-37,38		Западно-Арктический шельф		
	min	max	среднее	среднее	аномальное	фоновое	аномальное	
Донные осадки, мкг/г								
Cu	8	313	39	47	127	35	86,3	>400
Co	11	39	21,4	6,5	40,6	8,2	31,2	–
Zn	2	850	150	20	110	52	130	>400; 23
Hg	0,004	0,024	0,016	0,029	0,14	0,02	0,35	0,021
Pb	7	174	17	12	100	13,0	141,6	>200
Ni	20	96	32	–	–	–	–	–
Придонная вода, мкг/л								
Co	0,11	0,54	0,074	0,02	0,06	–	–	5
Ni	0,2	1,27	0,54	0,08	0,3	0,06	0,44	10
Cu	0,48	3,99	0,87	0,12	1,0	0,12	1,7	5
Zn	1,19	7,76	2,53	–	–	–	–	50
Cd	0,046	0,85	0,11	0,07	0,28	0,015	0,16	10
Pb	0,22	3,3	0,79	0,56	1,25	0,12	0,88	10

Примечание. Уровни ПДК приводятся по работам [225; 149; 163].

Таким образом, распределение тяжелых металлов в изученной акватории обусловлено расстоянием до береговых аномалообразующих объектов, направлением ветвей теплого Северо-Атлантического течения и литологическим составом донных осадков. Техногенная составляющая невелика и трудно различима на общем геохимическом фоне. При формировании техногенных аномалий наибольшую роль сыграли процессы азротехногенного переноса дымов горно-металлургических предприятий, атмосферные осадки, а также поступление металлов со сточными течениями из индустриально освоенных районов побережья Баренцева моря и поставляемых транзитом из стран Западной Европы.

Необходимо еще раз подчеркнуть, что все эти аномальные концентрации ни в одном случае не только не превышают ПДК, но часто во много раз

меньше, т. е. представляют чисто геохимический интерес, а акватория листа R-39,40 может считаться свободной от загрязнения тяжелыми токсичными металлами.

Гидротехногенное загрязнение детергентами. Синтетические поверхностно-активные вещества (СПАВ), имеющие исключительно техногенную природу, определялись лишь в придонных водах (табл. 17). По сравнению с Западно-Арктическим шельфом, где аномальным является уже содержание СПАВ 7,8 мкг/л, воды юго-восточной части Баренцева моря заметно загрязнены этим поллютантом. Максимальные количества СПАВ (63,8 мкг/л), по сути – «ураганные» для изученного полигона, но не превышающие ПДК, отмечены у северного побережья о. Колгуев, вокруг которого они образуют обширную аномальную зону. Общая картина распределения компонента в воде акватории не оставляет сомнения в том, что СПАВ имеют местные аномалообразующие источники и связаны со сбросом вод, загрязненных моющими средствами и флотореагентами, применяемыми при бурении нефтяных скважин.

Дендротехногенное загрязнение. К этому виду относится загрязнение древесиной и продуктами ее технологической переработки и разложения (целлюлоза, лигнин, фенолы). В значительной мере дендротехногенное загрязнение связано с потерями при лесосплаве по рекам. Бревна и пиломатериалы разносятся течениями на сотни миль и загрязняют прибрежные районы Печорской губы, заливов Южного острова Новой Земли. Попадая на дно, древесные остатки захораниваются в морских отложениях в районах с пониженной гидродинамической активностью. При разложении древесины образуются фенолы, которые относятся к числу наиболее токсичных продуктов техногенного загрязнения. Статистические параметры распределения фенолов в различных придонных средах акватории приведены в табл. 17.

Самая большая и резкоконтрастная аномалия, где концентрация фенолов достигает 2 мкг/г при среднеарифметическом фоновом по акватории 0,1 мкг/г, связана с миктитами в локальном понижении дна на плато Моллера.

Распределение фенолов в придонных водах отличается от такового в осадках. Контрастная аномалия на восточном борту Южно-Новоземельского желоба, вероятно, связана с загрязнением продуктами разложения древесины прибрежных участков Южного острова Новой Земли. Здесь концентрация фенолов достигает 1,33 мкг/л, что почти в 10 раз больше фоновое по изученной акватории и превышает ПДК (табл. 17). Вторая контрастная аномалия зафиксирована в Печорской губе, где содержание фенолов составляет 1,21 мкг/л.

Петролетехногенное загрязнение. К этому виду загрязнений придонных морских сред относятся компоненты нефти и нефтепродуктов, которые попадают в море при добыче, транспортировке, разгрузке нефти, сбросах промышленных вод из танкеров, при авариях на нефтепроводах и т. д. Опасность подобных загрязнений на акватории резко возрастает с началом разведки и разработки нефтяных и газоконденсатных месторождений. Поэтому важно было оценить фоновые значения показателей петролетехногенной контаминации придонных сред акватории, в конце XX века еще считавшейся чистой.

**Содержание техногенных компонентов в придонных средах листа R-39,40
(по данным В. В. Николаева, 2004 г.)**

Загрязнители	С о д е р ж а н и я								ПДК для морских водоемов
	в акватории листа R-39,40				в акватории листа R-37,38		Западно-Арктический шельф		
	размерность	min	max	среднее	среднее	аномальное	фоновое	аномальное	
Донные осадки									
Фенолы	мкг/г	0	2,0	0,1	0,43	0,50	–	0,3	–
НУ	мкг/г	2,5	2176	130	330	1900	340	2298	–
ПАУ	мкг/г	0,11	0,19	0,06	0,06	0,18	0,015	0,12	4,0
∑ ГХЦГ	нг/г	0	0,71	0,065	0,13	0,47	0,08	0,2	–
∑ ДДТ	нг/г	0	0,81	0,06	0,03	0,31	0,03	0,13	1,6
ПХБ	нг/г	0,5	1,0	0,06	0,13	0,45	0,13	0,32	23
Придонная вода									
СПАВ	мкг/л	0	63,8	9,0	7,4	11,0	–	7,8	100
Фенолы	мкг/л	0	1,33	0,24	0,022	0,035	–	0,034	1
НУ	мкг/л	0	149,2	5,0	1,2	14,7	–	1,8	50
ПАУ	мкг/л	0	0,32	0,18	0,22	0,38	0,15	0,3	–
∑ ГХЦГ	нг/л	0,02	10,32	0,4	0,9	1,2	0,3	0,8	Отсутствует
∑ ДДТ	нг/л	0,02	10,4	0,05	0,08	0,1	–	–	Отсутствует
ПХБ	нг/л	0,5	1,0	0,08	0,19	0,25	0,06	0,2	Отсутствует

Примечание. Уровни ПДК приводятся по работам [145, 227].

В качестве стандартных показателей нефтяного загрязнения используются количества Σ НУ и Σ ПАУ, несмотря на то, что оба этих параметра наряду с техногенной составляющей содержат и природные сингенетические и эпигенетические компоненты. Статистические параметры распределения нефтяных углеводородов в придонных средах изученной акватории приведены в табл. 17. Фоновое содержание НУ в осадках, составляющее 130 мкг/г, для всего Западно-Арктического шельфа, а высокое максимальное – 2176 мкг/г все же не достигает уровня загрязненности для грунтов III класса, приводимого в зарубежных изданиях. К сожалению, отечественные нормы ПДК техногенных загрязнителей для морских осадков все еще не разработаны. Можно отметить небольшую, но контрастную аномалию по НУ, приуроченную к

алеврито-пелитовым осадкам Южно-Новоземельского желоба. В. И. Петрова [296] приводит данные по концентрациям НУ в осадках Печорской губы. В песках средние содержания составляют 20–30 мкг/г, в пелитах и алевритах – 30–80 мкг/г, причем среднее количество нефтяных углеводородов в осадках всего Печорского мелководья еще ниже.

Несколько иная картина получена при изучении распределения нефтяных углеводородов в водах придонного слоя. Максимальные концентрации НУ (149,2 мкг/л), почти в три раза превышающие ПДК (табл. 17), зафиксированы в центре небольшой, но резко контрастной (более 10σ) аномалии в локальном понижении дна на плато Моллера. Эта аномалия, по латерали естественно становясь менее контрастной, окаймляет побережье Южного острова Новой Земли и в основном приурочена к придонным водам Южно-Новоземельского желоба. Вторая менее контрастная, но обширная аномальная зона располагается в Поморском проливе и переходит в Печорское море, занимая практически всю южную часть Печороморской ступени и Печорскую губу, т. е. охватывает район, где распространены преимущественно песчаные разности осадков. Вертикальная миграция обуславливает концентрацию нефтяных углеводородов в различных типах придонных отложений. Однако прекрасные коллекторские свойства песчаных осадков, т. е. большая пористость, высокая степень проницаемости и хорошая нефтеотдача способствуют тому, что НУ из отлично промываемых песков активно переходят в придонную воду, в результате чего и образуются эпигенетические природные ореолы рассеяния.

Статистические параметры распределения НУ в воде изученной акватории приводятся в табл. 17. Фоновое содержание составляет 5,0 мкг/л, аномальное (2σ) – 15,4 мкг/л. Уровень ПДК определен в 50 мкг/л [145], то есть, невзирая на отдельные пробы с «ураганными» концентрациями, можно считать, что вода акватории в целом пока свободна от нефтяного загрязнения. Однако отмечаются локальные аномалии, возможно, усиливающиеся техногенной составляющей, где НУ присутствуют в более значительных количествах, в частности, в районе Приразломного месторождения. Усиление пресса техногенного воздействия на придонные среды при переходе к промышленной эксплуатации нефтяных буровых скважин требует проведения соответствующего комплекса природоохранных мероприятий.

В настоящее время большое внимание уделяется изучению количества и особенностям распределения полициклических ароматических углеводородов (ПАУ) в придонных морских средах, т. к. они высоко токсичны, а их составные части пирен и бенз(а)пирен имеют только техногенное происхождение [296].

Полиарены в осадках изученной акватории присутствуют в небольших количествах. Можно отметить контрастную аномалию у западного берега п-ова Гусиная Земля, которая продолжается на север за пределы площади листа R-39,40 и происхождения которой не совсем понятно. Статистические параметры распределения полиаренов приведены в табл. 17. Фоновое содержание в осадках акватории составляет 0,06 мкг/г, несколько ниже, чем для акватории смежного листа R-37,38 и выше, чем для Западно-Арктического шельфа. По данным В. И. Петровой [297], в донных осадках Печорского моря максимальные концентрации ПАУ, связанные с алевритовыми пелитами Южно-

Новоземельского желоба, достигают 0,270 мкг/г. Среднее значение составляет 0,075 мкг/г, практически совпадая с фоновым для изученной акватории листа R-39,40. Такие же низкие средние содержания ПАУ в отложениях Печорского моря приводит Д. Лоринг [227]. Заметно выше сумма ПАУ в донных осадках Печорской губы: в среднем она равна 0,250 мкг/г, а характер распределения ПАУ обусловлен стоком р. Печора, площадь водосбора которой связана с районами нефтяных месторождений. По мнению В. И. Петровой, вклад антропогенной составляющей ПАУ в осадки изученного региона невелик. Не были зафиксированы ни в одной пробе сколь-либо значимые содержания пирена и бенз(а)пирена.

Не отмечается также заметного повышения количества полиаренов в придонных водах изученной акватории. Некоторые локальные аномалии по ПАУ в воде подтверждаются и аномалиями в осадке, например, в районе мыса Каннин Нос и в Печорской губе. Очевидно, все эти аномалии имеют местное происхождение, хотя не исключен привнос ПАУ струями Северо-Атлантического течения.

Агротехногенное загрязнение. К числу наиболее распространенных и токсичных загрязнителей агротехногенного происхождения относятся хлорорганические пестициды (ХОП), среди которых выделяют циклические (группа ГХЦГ), ароматические (группа ДДТ) и др., сам факт обнаружения которых в придонных средах свидетельствует об их техногенном загрязнении. Здесь же рассмотрим распределение полихлорированных бифенилов (ПХБ). Статистические параметры для техногенных органических поллютантов приведены в табл. 17. Ввиду отсутствия отечественных норм ПДК для морских осадков, мы приводим опубликованные за рубежом некоторые значения предельных уровней концентрации ряда загрязнителей, превышение над которыми «редко приводит к биологическим последствиям», т. е. для умеренно загрязненных грунтов.

Весьма контрастная (более 2σ), но небольшая по площади аномалия по Σ ДДТ в донных осадках связана с микритами, развитыми на плато Моллера. Здесь отмечается максимальное содержание Σ ДДТ, равное 0,81 нг/г. Вторая протяженная контрастная аномалия зафиксирована в алевроитовых пелитах и пелитах Восточно-Новоземельского желоба, вероятно, являющихся своеобразной ловушкой для этого вида загрязнителей, которые поступают в бассейн Карского моря со стоком р. Обь, а циклоническими круговыми течениями заносятся в Восточно-Новоземельский желоб. Здесь содержание Σ ДДТ достигает 0,78 нг/г. Однако, хотя точки с «ураганными» концентрациями ДДТ в пробах являются единичными, а фон составляет всего 0,06 нг/г (табл. 17), следует признать, что незначительное загрязнение ДДТ осадков акватории существует и эти техногенные аномалии имеют отечественное происхождение.

Ореолы повышенных концентраций суммы ДДТ в придонных водах зачастую повторяют расположение аномалий в осадках. При этом отмечаются и техногенные потоки рассеяния ДДТ, связанные с поступлением атлантических вод. Крупная и контрастная аномальная зона, имеющая, вероятно, двойное происхождение, протягивается в меридиональном направлении от берегов Новой Земли к северной оконечности о. Колгуев. Максимальные содер-

жания Σ ДДТ здесь достигают 0,4 нг/л, фоновое, рассчитанное методом среднеарифметического, 0,05 нг/л. Однако следует отметить, что, по Обобщенному перечню ПДК [145], подобные хлорорганические компоненты не должны присутствовать в воде.

Гексахлорциклогексановые соединения (Σ ГХЦГ) в донных отложениях акватории содержатся приблизительно в таких же количествах, что и ДДТ. Они образуют несколько небольших аномалий, из которых наиболее контрастная связана с алевроитовыми пелитами восточного побережья Новой Земли. Здесь вблизи берега отмечено максимальное для акватории количество Σ ГХЦГ, которое составляет 0,71 нг/г. Фоновое по акватории – 0,065 нг/г.

Аномалии гексахлоранов по воде более крупные по размерам и более контрастные. Максимальное содержание 10,32 нг/дм³, «ураганное» для акватории, отмечено в локальном понижении дна на плато Моллера, где зафиксированы повышенные концентрации и многих других поллютантов. Небольшая, но контрастная (до 2σ) аномалия по Σ ГХЦГ в воде наблюдается в районе Приразломного месторождения. Эти поллютанты поступают в акваторию с водами Северо-Атлантического течения, а также со стоками рек Печоры. Весьма важно, что гексахлораны обнаружены во всех отобранных пробах воды, а фоновое содержание составляет 0,4 нг/л. Учитывая, что, по «Обобщенному перечню» [145], ГХЦГ не должны присутствовать в воде, следует признать наличие техногенного загрязнения вод акватории этим поллютантом.

Полихлорированные бифенилы (ПХБ) относятся к группе только техногенных активных высокотоксичных ксенобиотиков, способных аккумулироваться в трофических цепях различных уровней. Статистические параметры распределения ПХБ в придонных средах акватории приведены в табл. 17. Результаты анализов показали, что ПХБ присутствуют в небольших количествах: до 1 нг/г в осадках и 1 нг/л в воде, хотя и образуют маленькие, но контрастные аномалии вблизи п-ова Гусиная Земля на плато Моллера, в северном побережье о. Колгуев. Несмотря на то, что содержания ПХБ в придонных средах акватории незначительны, а в 85 % проб они вообще не были обнаружены, вызывает опасение высокая токсичность полихлорбифенилов, поэтому ПДК предполагают полное отсутствие их в воде рыбохозяйственных водоемов [145].

Ксенотехногенное загрязнение. К проявлениям ксенотехногенной седиментации относится накопление в донных отложениях продуктов и отходов современных технологий, которые сами по себе в природных условиях не встречаются. Это оборванные тросы, кабели, траловые сети, изделия из полимеров и т. д. Постоянно возрастающее загрязнение донных отложений и придонных вод восточной части Баренцева моря течениями с запада уже привело к тому, что побережье материка и островов превращается в крупнейшую европейскую свалку продуктов и отходов различных отраслей промышленности [124]. На берегах накопились громадные количества отходов из капрона, стекла, пластмассы, полиэтилена, древесины, период разложения которых составляет многие сотни лет. Сюда добавляются и местные источники загрязнения: многочисленные затонувшие суда, понтоны, металлические цистерны, контейнеры, даже тракторы.

Радиотехногенное загрязнение. Исследования, выполненные МАГЭ в 2010–2011 гг. на НИС «Геофизик», позволили выяснить уровень и закономерности распределения удельной активности радионуклидов в донных осадках акватории листа R-39,40. Статистические параметры приведены в табл. 18.

Таблица 18

Активность радионуклидов в донных осадках (по данным ОАО МАГЭ, 2010–2011 гг.)

Компоненты	Радиоактивность (Бк/кг)		
	min	max	средняя
^{226}Ra	0	39	5,4
^{40}K	0	598	209
^{232}Th	0	113	50
^{137}Cs	0	39	5,4

К радионуклидам природного происхождения относятся ^{40}K , ^{232}Th , ^{226}Ra . Распространение их в донных отложениях контролируется в основном природными факторами: литологическим составом осадков, петрографическими и минералогическими особенностями пород областей сноса, гидродинамикой акватории, донным рельефом. Повышенные значения удельной активности природных радионуклидов связаны в основном с тонкозернистыми осадками и в целом не представляют опасности с точки зрения радиоактивного загрязнения донных грунтов. Поэтому на эколого-геологическую схему эти аномалии не вынесены.

Цезий-137 относится к числу заведомо искусственных радионуклидов. Площадное распределение цезия-137, не показало присутствия протяженных контрастных аномалий, а его среднее содержание в осадках составило 5,4 Бк/кг, что, очевидно, соответствует фоновому содержанию. Повышенные значения активности цезия-137 наблюдались лишь в отложениях существенно пелитового состава в пределах Восточно-Новоземельского желоба, где имеют также высокую концентрацию цезия-137 и придонные воды [124]. В то же время в акватории листа R-39,40 отмечено наличие локальных высококонтрастных очагов загрязнения придонных сред радиоактивными продуктами. Эти участки достаточно хорошо известны по работам ММБИ [124, 125, 126]. Максимальные концентрации практически всех техногенных гамма-излучающих нуклидов (Cs-137 , Co-60 , Eu-155 , Am-241) были зафиксированы в донных осадках губы Чёрная на Новой Земле, являющейся местом первого подводного, надземного и подземных ядерных испытаний. Здесь «ураганное» содержание цезия-137 составило 1444 Бк/кг. Повышенные содержания радиоцезия в донных осадках Печорской губы [124] связаны с близостью южного Новоземельского полигона, где в глубоководном желобе у южного берега Новой Земли в 1962 г. была взорвана мощная ядерная бомба в 30 Мт. В период 1963–1986 гг. регулярно захоранивались контейнеры с твердыми

радиоактивными отходами в заливах Северного острова Новой Земли и в заливе Абросимова на Карском побережье акватории. Кроме местных источников радиоактивного заражения, заметное количество радиоактивных отходов приносится из стран Западной Европы водами Северо-Атлантического течения и воздушными потоками.

Хотя общая картина степени загрязнения радионуклидами придонных сред изученной акватории, как и всего Баренцева моря, в основном соответствует природному фону, по мере накопления аналитических данных все больше обращают на себя внимание отдельные районы с резко аномальными уровнями радиотехногенного заражения. Поэтому совершенно необходимо проведение постоянного контроля за радиационной обстановкой в регионе.

Интегральная оценка суммарного воздействия природных и техногенных поллютантов на придонные среды акватории листа R-39,40 показала, что по геоморфологической принадлежности можно выделить два типа наиболее загрязненных областей со сходными условиями седиментации. К первому типу относятся прибрежные зоны и губы, т. е. районы, так или иначе связанные с материковой и островной сушей. Прежде всего, это западный подводный склон п-ова Гусиная Земля и прибрежная часть плато Моллера, где в локальном понижении рельефа дна отмечается обширное комплексное загрязнение придонных сред большинством поллютантов (тяжелыми металлами, НУ, ПАУ, фенолами, ДДТ, ГХЦГ, ПХБ). Сюда относятся также губы Чёрная и Саханиха, где наблюдается контаминация Ni, Sn, НУ, фенолами и Cs-137. Губы Белушья и Печорская загрязнены тяжелыми металлами, ПАУ и фенолами.

Второй геоморфологический тип, где активно накапливаются поллютанты, – это глубоководные желоба с алевритовыми и пелитовыми осадками. Сюда относится Восточно-Новоземельский желоб в Карском секторе с аномальными концентрациями Σ ДДТ и тяжелых металлов.

Осадки промежуточных геоморфологических областей – ступеней и плато, как правило, характеризуются низкими содержаниями поллютантов, близкими к фоновым, или небольшими и неконтрастными аномалиями.

Среди различных гранулометрических типов отложений, развитых в изученной акватории, как и следовало ожидать, повышенные концентрации большинства загрязнителей связаны с алеврито-пелитовыми осадками и иногда превышают соответствующие параметры для песков в 3 раза и более (медь, свинец, цинк). Для органических техногенных поллютантов эти расхождения менее значительны, кроме фенола, содержание которого в алевритовых пелитах в 10 раз больше, чем в песках.

Геоэкологическая оценка состояния природных сред

Для интегральной оценки политехногенного загрязнения донных ландшафтов были использованы результаты по всем видам природного и техногенного воздействия, рассмотренным ранее.

Картографическая версия геоэкологической оценки политехногенного загрязнения придонных морских сред листа R-39,40 приводится на эколого-геологической схеме масштаба 1 : 2 500 000.

Техногенные и природные компоненты поступают в акваторию из трех групп источников. Промышленные дымы, атмосферные осадки, постоянные течения поставляют из стран Западной Европы почти все виды загрязнителей, которые образуют слабоконтрастные протяженные техногенные аномалии, часто приуроченные к алеврито-пелитовым осадкам депрессий. Такие ореолы рассеяния способны проявляться на расстоянии 1000–1500 км от аномалообразующего объекта. С береговым материковым и островным стоком при размыве полиметаллических рудопроявлений поступают тяжелые металлы в основном в составе взвеси или в растворенном виде. Возникающие при этом резко контрастные природные ореолы рассеяния расположены, как правило, вблизи «возмущающего» источника. С твердым и жидким стоком рек (Печора и др.) вносятся техногенные и природные компоненты, которые образуют разные по размерам, иногда контрастные, аномалии и также могут мигрировать на сотни километров.

Выполненные картографические обобщения показали, что для подавляющего большинства загрязненных участков характерно присутствие целого комплекса поллютантов. По степени политехногенной контаминации всю изученную акваторию можно разделить на четыре вида областей: умеренно загрязненные; слабо загрязненные; весьма слабо загрязненные; практически чистые.

К областям *умеренного загрязнения* (контрастные аномалии по пяти и более компонентам) относятся западное побережье п-ова Гусиная Земля, северная часть плато Моллера, Печороморская ступень и о. Колгуев. Здесь, в дополнение к комплексу тяжелых металлов, зафиксированы аномалии по ДДТ, ГХЦГ, ПАУ, ПХБ, фенолам, НУ. При этом, если ореолы по тяжелым металлам связаны с природными аномалообразующими объектами, то большая часть аномалий по органическим поллютантам имеет явно техногенное происхождение. К областям умеренного загрязнения относится также Восточно-Новоземельский желоб, в алеврито-пелитовых осадках которого аккумулируются никель, свинец, медь, цинк и ДДТ.

Слабо загрязненные – это области с контрастными аномалиями по 2–4 компонентам. Сюда относятся несколько районов. В заливах и губах западного побережья Новой Земли (Белушья, Чёрная, Саханиха) развито загрязнение по тяжелым металлам, ПАУ, НУ, фенолам и радионуклиду Cs-137 со своим набором поллютантов для каждой губы. Прибрежье о. Колгуев и Печороморская ступень заняты комплексной аномалией по ДДТ, ПХБ, СПАВ и Рь. К этой же группе относятся участки в желобе Южно-Новоземельский с аномалиями по тяжелым металлам и НУ.

Наконец, к третьей группе областей *весьма слабого загрязнения* (слабоконтрастные аномалии по 2–3 компонентам) отнесены Печорская губа, Печороморская ступень, район Приразломного месторождения, Поморский пролив, где отмечаются слабые аномалии по разным поллютантам.

Практически не затронутым техногенным воздействием оказывается центр Печорского моря.

Следует еще раз подчеркнуть, что в изученной акватории даже максимальные «ураганные» концентрации поллютантов, за редким исключением, не превышают уровней имеющихся ПДК, а часто в десятки раз меньше. Кар-

тируемые аномалии и расчеты фоновых и аномальных концентраций являются чисто геохимическими критериями, характеризующими современное состояние акватории в отношении загрязнения и определяющими тенденцию к накоплению того или иного поллютанта в определенном районе. Таким образом, изученная акватория, как неоднократно подчеркивалось в тексте настоящего раздела, относится к областям, которые пока еще практически не затронуты техногенным воздействием.

Однако вызывает опасение факт обнаружения в придонных водах бассейна значимых количеств хлорорганических соединений (ДДТ, ПХБ, ГХЦГ), которые являются наиболее вредными загрязнителями, имеют чисто техногенную природу и стало быть принесены из районов, подверженных антропогенной контаминации. По существующему уровню ПДК эти поллютанты не должны присутствовать в морских водоемах. Кроме того, необходимо осуществлять контроль за уровнем заражения радионуклидами донных осадков.

Эколого-геологические обстановки

Эколого-геологические обстановки формируются под влиянием антропогенного (техногенного) воздействия на геологическую среду. Такое воздействие может быть негативным и позитивным, но гораздо чаще имеет отрицательные тенденции, особенно в долгосрочной перспективе: например, масштабное осушение болот и заболоченных лесов может приводить к понижению уровня грунтовых вод, обмелению рек и усилению эрозионных процессов. На схеме оценки эколого-геологической опасности выделяются обстановки: благоприятная, неблагоприятная, напряженная и кризисная.

Опасные природные процессы и явления

Термокарст развит преимущественно в мелководных зонах, затопленных во время позднеплейстоцен-голоценовой трансгрессии. Образующиеся за счет термокарста депрессии донной поверхности, имеющие довольно широкое распространение, нередко нивелируются литодинамическими процессами. С термокарстовыми процессами на шельфе связано возникновение таликов, насыщенных пресными водами, которые после понижения температур морских водных толщ до отрицательных значений 1,5–1,9 °С начали промерзать с образованием подводных гидролакколитов – «эллипсоидных поднятий» – высотой 3–15 м, протяженностью от 120–150 м до 1 км при ширине 50–350 м. Положительные формы чередуются с замкнутыми котловинами глубиной до 15 м. Подводные гидролакколиты развиты на Печорском море между изобатами 50–70 м. По данным бурения и сейсмоакустического профилирования, мощность ледяных ядер гидролакколитов превышает 25 м. Можно предполагать наличие подводных бугров пучения и на всей остальной акватории Баренцева моря, где придонные воды характеризуются отрицательной температурой [90].

Экзарационные процессы и явления, представленные вспахиванием морского дна айсбергами и плавучими льдами, оказывают отрицательное воздействие на устойчивость подводных трубопроводов. Высота надводной части айсбергов в Арктическом бассейне не превышает 25 м, горизонтальные размеры – 100–500 м. Инструментальные измерения отношения надводной части арктических айсбергов к их осадке, выполненные с подводной лодки «Sea Dragon», показали, что оно составляет от 1 : 1,3 до 1 : 4,1. Таким образом, глубину 100 м можно считать предельной для экзарационного воздействия айсбергов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате выполненных работ составлен и подготовлен к изданию комплект Госгеолкарты-1000/3 для листов R-39,40. Ранее, в 2012 г., был создан комплект карт современной геологической основы этих листов [259]. Обновленный комплект составили на базе Госгеолкарты (новая серия) масштаба 1 : 1 000 000, изданной в 2003 г., на южную сухопутную часть использованы изданные листы Госгеолкарты-200, а на северную часть (о. Новая Земля) – Геологическая карта масштаба 1 : 200 000 из фондов ВНИИОкеангеология. Кроме того, использованы результаты тематических работ по созданию геологической модели Тимано-Печорской НПП [280], работ, направленных на нефтегазовое районирование и уточнение нефтегазового потенциала региона [307], материалы по каркасной сети профилей [295] и др. В ходе картосоставления выполнена сводка с комплектами смежных листов Госгеолкарты-1000/3: R-37,38 и R-41.

При создании Геологической карты доплиоценовых образований выполнено структурно-формационное районирование для основных этапов развития территории. Выделены структурно-формационные области (СФО), зоны (СФЗ) и подзоны (СФПЗ). Выделенная ранее Баренцевская СФО [53] была разделена на Восточно-Баренцевскую и Предновоземельскую СФО. Различие этих областей заключается главным образом в строении мезозойской и нижнепалеозойской частей разреза. В Южно-Карской СФЗ в палеозойской части разреза по данным сейсморазведки выделен каменноугольно-пермский комплекс, а для Печорской СФО уточнено строение нижней части разреза – выделен средне-верхнеордовикский комплекс. Кроме того, выделена Зилаиро-Лемвинская СФЗ, которая прослежена со смежного листа R-41. На составленной карте существенно изменены и уточнены контуры пермских отложений в Кармакульской СФЗ и на западном побережье Новой Земли. В соответствии с вновь полученными данными по определению возраста детритовых и магматических цирконов изменен возраст допалеозойских стратонов и ряда магматических комплексов в Вайгачско-Новоземельской СФО.

На акватории листов уточнены контуры выхода на доплиоценовую поверхность пород мелового, палеогенового возраста и структурное соотношение этих комплексов. На шельфе Карского моря выделены палеоценовые и палеоцен-эоценовые отложения. Они с резким несогласием перекрываются на площади листа плиоцен-четвертичными осадками.

Все изменения вынесены на карту, показаны на схеме картографируемых подразделений и внесены «Дополнением...» в Легенду Северо-Карско-Баренцевоморской серии листов.

Карта плиоцен-четвертичных образований построена на основе предшествующей карты листа R-38–40 (2003 г.) по стратиграфо-генетическому принципу, с учетом вновь полученных данных в ходе доизучения геологического строения акваториальной части листа R-39,40. Новые сейсмоакустические данные, полученные вблизи побережья арх. Новая Земля, позволили в значительной мере уточнить распространение по площади верхнекайнозойских комплексов осадочного чехла, их мощность и условия залегания. На акватории Баренцева моря плиоцен-четвертичные образования в виде покрова мощностью от первых до 100 м и более с выраженным угловым несогласием залегают на денудированном основании, сложенном палеозойскими, мезозойскими и кайнозойскими комплексами. Они отсутствуют лишь в прибрежной зоне вблизи островов арх. Новая Земля и о. Вайгач. Их мощность на акватории составляет в среднем 25–50 м и значительно увеличивается в границах отрицательных структур, но сокращается до 5–10 м на участках поднятий. По результатам сеймостратиграфического анализа материалов сейсмоакустического профилирования выделены четыре сеймостратиграфических комплекса (ССК), которые в свою очередь разделяются на сеймопачки (ССП). Сеймокомплексы отделены друг от друга поверхностями несогласий, к которым часто приурочены эрозионные врезы. На южной оконечности о. Южный арх. Новая Земля и северо-восточном побережье о. Колгуев по радиоуглеродным датировкам уточнен возраст пород.

В электронной Базе данных к карте плиоцен-четвертичных образований прилагается карта мощностей плиоцен-четвертичных отложений и схема мощностей голоценовых отложений, а карты доплиоценовых и плиоцен-четвертичных образований сопровождаются литолого-стратиграфическими, сейсмоакустическими и геолого-геофизическими разрезами, помещенными в Базу данных.

Все изменения и дополнения к картам доплиоценовых и плиоцен-четвертичных образований показаны на схемах картографируемых подразделений и внесены в Легенду Северо-Карско-Баренцевоморской серии листов.

В основу литологической карты поверхности дна акватории положены результаты гранулометрического и минералогического анализов, описания вещественно-генетического типа осадков, выполненных МАГЭ, ВНИИОкеангеология, АМИГЭ, ММБИ и другими организациями. Также использованы литологические карты, составленные в разные годы предыдущими исследователями [276, 279, 300, 53]. На литологической карте поверхности дна акватории выделены осадки четырех гранулометрических типов: моногранулярные, бигранулярные, тригранулярные и полигранулярные. Карта сопровождается схемой распределения гранулометрических фракций в донных осадках и литологическими колонками по станциям донного опробования, помещенными в Базу данных.

Карты полезных ископаемых и закономерностей размещения и прогноза полезных ископаемых (КПИ и КЗПИ), составлены с сохранением преемственности ее содержания и оформления с КПИ и КЗПИ Госгеолкарты-200,

а также с учетом минерагенического районирования смежного с востока листа R-41 Госгеолкарты-1000. При этом использованы материалы Госгеолкарты масштаба 1 : 1 000 000 листа R-38–40 (второе поколение) [53] и 1 : 200 000 [252], результаты геолого-поисковых работ масштаба 1 : 50 000, а кроме того, новейшие материалы монографии по ТПИ [189].

На КЗПИ выделены минерагенические таксоны в ранге рудных районов и узлов (марганценозные, полиметаллические, медные и флюоритоносные на Новой Земле и медно-полиметаллические – на о. Вайгач). На карты впервые вынесены отсутствующие ранее сведения по четырем проявлениям урана, два из которых, исходя из проведенных предварительных подсчетов их прогнозных ресурсов, могут рассматриваться в ранге мелких–средних месторождений. В зарамочном оформлении карты показана схема минерагенического районирования территории.

Ведущими полезными ископаемыми юга Новой Земли и о. Вайгач являются проявления марганца, флюорита и полиметаллических руд (свинцово-цинковая формация). Широким развитием пользуется медное оруденение различных формационных типов. Определенный интерес могут представлять урановое оруденение и слабо изученные фосфориты.

В ходе работ уточнены границы и площади развития Рогачёвско-Тайнинского марганцеворудного, фосфоритоносного района Вайгач-Южноновоземельской минерагенической области, Костиншарской меденосной зоны, Черногубского флюоритоносного, Рейнекского рудного узлов Саханинского полиметаллического, флюоритоносного района, Вороновского, Соболевского, Лямчинского рудных узлов Вайгачского полиметаллического, флюоритоносного района. Рассчитаны прогнозные ресурсы и составлены паспорта на марганец, фосфорит, уран, а также на цинк, свинец и флюорит в пределах Саханинского полиметаллического и флюоритоносного района на Южном острове арх. Новая Земля.

В Базе данных и приложениях к Объяснительной записке приведены: паспорта на перспективные объекты, указатель месторождений, проявлений и пунктов минерализации и указатель ореолов рассеяния полезных ископаемых по данным шлихового и литогеохимического опробования к карте полезных ископаемых.

Наиболее значимыми объектами для оценки ресурсов на листах R-39,40 являются месторождения горючих полезных ископаемых, главным образом нефти, газоконденсата и газа.

Карта прогноза на нефть и газ составлена на основе материалов количественных оценок ресурсов нефти, газа и конденсата, выполненной специалистами ВНИИОкеангеология [307] и ВНИГРИ [280]. На карте уточнены границы и площади развития областей (НГО, ПНГО), районов (НГР) и зон нефтегазоаккумуляции в пределах Восточно-Баренцевской, Тимано-Печорской и Западно-Сибирской нефтегазоносных провинций. В границах НГО, ПНГО и НГР выделены территории и акватории с различной оценкой их по удельной плотности начальных суммарных геологических ресурсов УВ в тыс. т н. э./км² с соответствующей дифференциацией земель по степени перспективности: от > 500 до 10–30 тыс. т/км².

Все запасы углеводородов (категорий А + В + С₁ и С₂) и подавляющая часть перспективных и прогнозных ресурсов сосредоточены в пределах Тимано-Печорской провинции; общий потенциал ее части, охваченной листами, составляет 16908,8 млн т. н. э. (геол.) / 7291,2 млн т н. э. (извл.). Доля нефти составляет 12780,6 / 5202,4 млн т, конденсата – 310,1 / 242,5 млн т, растворенного газа – 771 / 252,7 млрд м³, свободного газа – 2593,7 млрд м³. На участки Восточно-Баренцевской и Западно-Сибирской провинций, а также самостоятельной Адмиралтейско-Приноземельской области приходится всего 1574 / 1457 млн т н. э., причем большую часть ресурсов здесь составляет свободный газ.

В целом НСР территории и акватории листов составляет 18 483 млн т. н. э. (геол.) / 8748,7 млн т н. э. (извл.). Из них на долю нефти приходится 13380,2 млн т н. э. (геол.) / 4248,85 млн т н. э. (извл.), конденсата – 783,46 млн т н. э. (геол.) / 256,68 млн т н. э. (извл.). Ресурсы свободного газа составляют 3980,17 млрд м³, растворенного газа – 339,25 млрд м (геол.) / 263,04 млрд м (извл.).

Характеристика осадочного чехла, тектонического и нефтегазогеологического районирования на площади листов R-39,40 основана на структурных картах по опорным отражающим горизонтам в масштабе 1 : 1 000 000: подошве недислоцированных образований осадочного чехла, в кровле доманиковых отложений верхнего девона, в кровле карбонатных отложений нижней перми-карбона, в кровле верхнеюрско-нижнеберриасских отложений.

Тектоническая схема составлена на основе анализа карт ГФО, структурных карт и тектонической схемы Госгеолкарты листов R-38–40 (2003 г.). На тектонической схеме показаны уточненные границы основных структурных элементов, характер сочленения Баренцевской, Тимано-Печорской, Западно-Сибирской плит и Пайхойско-Новоземельского складчатого пояса, структурные этажи, геодинамические обстановки и структурно-вещественные комплексы, проведены изогипсы подошвы осадочного чехла. В зарамочном оформлении приведена схема тектонического районирования плитного чехла.

Схема глубинного строения построена для листов R-39,40 впервые. Основой для выделения главных элементов и типов земной коры послужили сведения о возрасте консолидации фундамента, структуре, составе и мощности коры. Мощность коры показана на схеме глубинного строения в изолиниях поверхности Мохоровичича (М). Изогипсы М построены по данным ГСЗ, МПВ [64, 299, 295] и результатам моделирования, выполненного в ходе составления геофизической основы листов R-39,40. На схеме показаны основные тектонические нарушения и интрузии различного состава, предполагаемые по геофизическим данным. Схема глубинного строения сопровождается схемой изогипс поверхности Конрада (К) и геолого-геофизическими разрезами земной коры. На глубинных геолого-геофизических разрезах по профилям МОВ ОГТ и ГСЗ прослежены основные границы, даны петрофизические характеристики слоев земной коры: осадочного чехла, верхней и нижней коры и мантии.

Гидрогеологическая схема построена на основе геологической карты доплиоценовых и плиоцен-четвертичных образований. На схеме показаны основные водоносные комплексы, выделены гидрогеологические структуры:

Печорский артезианский бассейн, Тимано-Скандинавская гидрогеологическая складчатая область, Южно-Баренцевский артезианский бассейн, Пайхойско-Новоземельская гидрогеологическая складчатая область и Южно-Карский артезианский бассейн. Для каждой из структур выделены гидрогеологические этажи, представляющие часть гидрогеологического разреза, соответствующую структурному ярусу, даны характеристики водоносных комплексов.

Эколого-геологическая схема построена на основе ландшафтного районирования. На схеме отображены основные экологически значимые ландшафтные особенности геологической среды. В зарамочном оформлении приведена схема эколого-геологической опасности. Эколого-геологическая схема для морской части листа R-39,40 создавалась на основе ГГК листа R-38–40 (2003 г.), дополненной результатами работ ФГУП ВНИИОкеангеология [288]. Фактический материал, на основе которого создана эколого-геологическая схема для континентальной и островной части листа включает данные, полученные в результате исследований загрязнения территории Ненецкого автономного округа, выполненных ФГУП ВНИГРИ [215], а также материалы количественной оценки масштабов загрязнения территорий объектов нефтегазового комплекса в Ненецком АО в 2002–2011 гг. и реализации программы создания нормативов допустимого остаточного загрязнения почв территории округа [250, 251, 247, 248, 249]. Для оценки уровня загрязнения компонентов природной геологической среды выбраны результаты эколого-геохимических работ на площадях бурения и добычи нефти и газа в пределах континентальной и островных частей листа R-39,40, а также материалы донной комплексной геохимической съемки на нефть и газ в масштабах 1 : 50 000–1 : 200 000 участков побережья Печорского моря и крупномасштабного эколого-геохимического обследования территорий объектов поисково-разведочного бурения, нефтедобычи и инфраструктуры Ненецкого АО. В результате сделан вывод, что основными видами загрязнения окружающей среды являются нефтяные углеводороды сырой нефти, нефтепродуктов и продуктов их сгорания (НУ), а также тяжелые металлы и легкорастворимые соли из состава нефти, минерализованных пластовых вод и применяемых химических реагентов [250, 247, 248]. В целом сухопутная и морская части территории листа R-39, 40 характеризуются благоприятной эколого-геохимической обстановкой. Исключение составляет территория Кумжинского месторождения, эколого-геохимическая обстановка в пределах которого характеризуется как удовлетворительная. Активным развитием термоабразии берегов характеризуются прибрежные участки севера о. Колгуев и п-ова Варандей, но в целом опасные геологические процессы развиты локально.

Основной Геоморфологической схемы служила геоморфологическая карта из предшествующей работы по листу R-38–40 масштаба 1 : 1 000 000. Она переработана с учетом новых данных и новых инструктивных документов. Основные дополнения коснулись шельфа. Рельеф суши охарактеризован в основном так, как это было сделано ранее, но с учетом изменений, нанесенных на карту плиоцен-четвертичных образований. Геоморфологическая схема составлена по аналитическому принципу, реализация которого в данном масштабе для площадей суши встретила ряд затруднений, поскольку методы

аналитических построений для этого масштаба пока мало разработаны, а набор условных обозначений недостаточен. Необходимость показа в мелком масштабе склоновых поверхностей потребовала увеличения числа внемасштабных знаков. На схеме выделены генетические типы рельефа, показано разнообразие его форм.

К настоящему времени значительная часть акватории Печорского моря уже находится в Распределенном фонде недр. Эксплуатационные и совмещенные лицензии выданы на участки на срок действия 30 лет. В связи с этим, для дальнейшего изучения сейсморазведочными работами на шельфе можно рекомендовать площади в пределах Нераспределенного фонда. Это участки Гусиноземельской ступени, Русановской складчато-надвиговой зоны, Коротайхинского прогиба, транзитные зоны Печорского мелководья, а также Приновоземельской моноклинали в Карском море.

Представляется, что на о. Новая Земля в Рогачёвско-Тайнинском рудоносном районе и в непосредственно примыкающей к нему с юга Рогачёвско-Тайнинской ураноносной зоне целесообразно проведение поисково-оценочных работ первой, второй и третьей очереди на комплекс полезных ископаемых – окисленный (первая и вторая очереди) и карбонатный (вторая и третья очереди) марганец, фосфориты и уран. По А. П. Каленичу и др. (ПМГРЭ), поиски 1-й очереди на двух залежах окисленных (и, возможно, оксидных) руд для перевода ресурсов категорий P_3 и P_2 в категорию P_1 следует провести в Северо-Тайнинском рудном поле, а поисково-оценочные работы 1-й очереди для перевода ресурсов категории P_2 в категорию C_2 – в пределах одной залежи этого же рудного поля.

Поиски промышленных карбонатных руд марганца 2-й и 3-й очереди следует сосредоточить на восточном крыле Рогачёвской антиклинали, на Северо-Тайнинском рудном поле, где ранее выявлен участок площадью 10 км^2 с прогнозными ресурсами по категории P_2 38 млн т и средних содержаниях металла 17,5 % до глубины 100 м. Одновременно целесообразно проведение попутных поисковых и поисково-оценочных работ 2-й очереди на уран на востоке Рогачёвской потенциальной ураноносной зоны, а попутных поисковых работ 3-й очереди на фосфориты на севере Рогачёвско-Тайнинского марганцеворудного и потенциально фосфоритоносного района.

Для оценки проявлений плавикового шпата и свинцово-цинковых руд (сегодня это объекты 2-й очереди) и перевода их прогнозных ресурсов в более высокую категорию следует провести на площади развития перспективной флюоритовой минерализации ГСР масштаба 1 : 50 000 с поисково-оценочными работами непосредственно на перспективных проявлениях плавикового шпата (прежде всего, на Раковском и Черногоубском), а также в пределах Омулёвского рудного узла, и попутно поставить поисково-оценочные работы с бурением на наиболее интересных проявлениях, установленных московскими геологами [234].

Выяснение перспектив ураноносности кор выветривания на рассматриваемой площади требует выполнения большого объема буровых работ и в настоящее время не актуально, однако в случае возобновления оценочных работ на окисленные марганцевые руды может привести к выявлению здесь

комплексного месторождения – окисленных руд марганца в приповерхностной части и урановых руд на глубине.

В любом случае, для постановки рекомендуемых работ на территории листов необходимо учитывать конъюнктурные соображения по тому или иному полезному ископаемому и ставить эти работы только после разработки Павловского свинцово-цинкового месторождения на севере Южного острова.

Листы Госгеолкарты-1000/3 R-39,40 сопровождаются информационной электронной Базой данных, созданной с использованием современных ГИС-технологий. Геоинформационная система включает взаимосвязанный комплект цифровых карт, первичные и производные геолого-геофизические данные. Система ориентирована на широкий круг пользователей.

Составленный комплект Геологической карты 1000/3 на современном уровне знаний отражает результаты выполненных геолого-геофизических исследований в регионе и найдет применение при планировании дальнейших работ по освоению нефтегазовых и минеральных ресурсов России.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Опубликованная

1. *Авенариус И. Г.* Морфоструктурный анализ при изучении культурного и природного наследия Западно-Арктического региона России. Европейские издания // Paulsen 2008. 187 с.
2. *Авенариус И. Г., Дунаев Н. Н.* Некоторые аспекты развития рельефа в позднем валдае в восточной части Баренцева моря и прилегающей суши // Геоморфология, 1999, № 3. С. 57–62.
3. *Аксёнов А. А., Дунаев Н. Н., Ионин А. С.* и др. Арктический шельф Евразии в позднечетвертичное время. – М.: Наука, 1987. 278 с.
4. *Андреева И. А., Ванштейн Б. Г., Зинченко А. Г., Кийко О. А., Петрова В. И., Черкашов Г. А.* Ландшафтно-геоэкологические исследования акватории Баренцева моря как основа для постановки долгосрочного мониторинга // Концептуальные задачи геоэкологического изучения шельфа. – СПб.: ВНИИОкеангеология, 2000. С. 17–32.
5. *Андреевичев В. Л., Ронкин Ю. Л. и др.* Rb-Sr и Sm-Nd изотопно-геохронологические системы в базальтах Полярного Приуралья. – Сыктывкар: Геопринт, 2005. 21 с.
6. *Анохин В. М., Ванштейн Б. Г., Захаров Ю. В., Кораго Е. А.* и др. Экспедиционные работы на шельфе Баренцева моря // Эксп. исслед. ВНИИОкеангеология в Арктике, Антарктике и Мировом океане в 2005 году – СПб.: ВНИИОкеангеология, 2006. С. 42–56.
7. *Анучин В. А.* Основы природопользования. Теоретический аспект. – М.: Мысль, 1978.
8. *Аплонов В. С.* Палеогеодинамика Западно-Сибирской плиты // Советская геология, 1989, № 7. С. 27–36.
9. *Аплонов С. В.* Геофизический анализ эволюции литосферы. – СПб.: Изд. СПбГУ, 1998. 90 с.
10. Арктический шельф. Позднечетвертичная история как основа прогноза развития / Авт.: Ю. А. Павлидис, А. С. Ионин, Ф. А. Щербаков, Н. Н. Дунаев, С. Л. Никифоров. – М.: ГЕОС, 1998. 187 с.
11. *Астафьев О. В.* Геологические предпосылки выявления залежей углеводородов в верхнепалеозойско-мезозойских отложениях Приновоземельского шельфа // Нефтегазозносность Баренцево-Карского шельфа (по материалам бурения на море и островах). – СПб.: ВНИИОкеангеология, 1993. С. 37–43.
12. *Астафьев В. П., Гончаров А. В., Добрякова Н. Е.* Эколого-геохимические исследования при подсчете ущерба от нефтезагрязнений природной среды площадей нефтегазопроизводительного бурения // Поиски нефти, нефтяная индустрия и охрана окружающей среды. – СПб.: ВНИГРИ, 1995. С. 59–64.
13. *Астахов В. И.* Главные рубежи позднего плейстоцена Урало-Сибирской Арктики // Фундаментальные проблемы квартара: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. Мат-лы VI Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. – Новосибирск, 2009. С. 50–52.

14. Атлас палеогеографических карт. Шельфы Евразии в мезозое и кайнозое. Карта 13.12, масштаб 1 : 5 000 000 / Авт.: В. С. Зархидзе, Е. Е. Мусатов, А. С. Красножен, И. И. Гриценко, Р. Б. Крапивнер, Б. Г. Фёдоров. – Лондон, THE ROBERTSON GROUP plc, 1991.
15. *Афанасьева Т. А.* Стратиграфия палеогена и неогена Тимано-Уральского региона. Автореф. канд. дисс. – СПб.: СПбГТИ, 1996. 20 с.
16. Баренцевская шельфовая плита / Под ред. акад. И. С. Грамберга // Тр. Т. 196. – Л.: Недра, 1988. 263 с.
17. *Басов В. А., Василенко Л. В.* Горизонт с теплолюбивыми фораминиферами в разрезах нижнего мела Баренцевской шельфовой плиты // Проблемы стратиграфии и палеонтологии мезозоя. Научные чтения, посвященные М. С. Месежникову. – СПб.: ВНИГРИ, 1999. С. 131–137.
18. *Басов В. А., Пчелина Т. М., Василенко Л. В., Корчинская М. В., Фефилова Л. А.* Обоснование возраста границ осадочных секвенций мезозоя на шельфе Баренцева моря // Стратиграфия и палеонтология Российской Арктики. – СПб.: ВНИИОкеангеология, 1997. С. 35–48.
19. *Беляева Н. В.* Влияние тектонического режима на формирование верхнедевонских рифогенных зон Печорской плиты // Тектоника северо-востока Европейской платформы. Сборник статей. – Сыктывкар, 1998. С. 60–72.
20. *Беляков С. Л., Зорькина В. Я., Ковылина В. М., Шлезингер А. Е.* Тектоническая природа доордовикских пород в Тимано-Печорском регионе по данным сейсморазведки // Изв. вузов. Геология и разведка, 1996, № 3. С. 31–37.
21. *Белякова Л. Т.* Стратиграфические подразделения Ижма-Омринского комплекса // Стратиграфия и литология нефтегазоносных отложений Тимано-Печорской провинции. Сборник трудов ВНИГРИ. – Л., 1988. С. 17–21.
22. *Берлянд Н. Г.,* Районирование Урала по типу строения земной коры // Сов. геол., 1982, № 11. С. 78–89.
23. *Бирюков В. Ю., Дунаев Н. Н., Павлидис Ю. А.* Осадочный чехол и развитие Западно-Карского шельфа в кайнозое // Вестник МГУ. Сер. 5. География, 1989, № 3. С. 53–59.
24. *Богданов Н. А., Хаин В. Е., Шитилов Э. В.* Раннемезозойская геодинамика Баренцево-Карского региона // ДАН, 1997, т. 357, № 4. С. 511–515.
25. *Большаинов Д. Ю.* Пассивное оледенение Арктики и Антарктиды. – Л.: ААНИИ, 2006. 296 с.
26. *Бондарев В. И.* Схема подразделения ордовикских отложений юга Новой Земли, о. Вайгач и Пай-Хоя // Учен. зап. НИИГА, 1964, вып. 5.
27. *Бурдыкина А. П.* Твердый сток рек Арктики. – Л.: Фонды Арк. ин-та, 1949.
28. *Бурский А. З., Красножен А. С., Шеколкин Р. А.* Девонские отложения на юге Новой Земли. Палеонтологическая основа стратиграфических схем палеозоя и мезозоя островов Советской Арктики. – Л., 1981.
29. *Быстрова В. В.* Особенности распространения комплексов фораминифер из неокомских отложений бассейнов рек Печоры и Сысолы // Био- и литостратиграфия мезозоя нефтегазоносных районов СССР. – Л.: ВНИГРИ, 1990. С. 156–162.
30. *Василенко Л. В.* Позднемеловая фауна фораминифер Южно-Баренцевского бассейна – ее биостратиграфическое и палеогеографическое значение // Стратиграфия и палеонтология мезо-кайнозоя Советской Арктики. – Л.: ПГО «Севморгеология», 1990. С. 14–30.
31. *Вассоевич Н. Б.* Методы оценки нефте- и газоматеринского потенциала седиментов. – М.: Наука, 1982.
32. *Войновский-Кригер Л. Г.* Два комплекса палеозоя на Западном склоне Полярного Урала // Советская геология, 1945, № 6. С. 27–41.
33. *Гарецкий Р. Г., Шлезингер А. Е., Янишин А. Л.* Типы структур молодых платформ Евразии // Геотектоника, 1965, № 1. С. 3–15.
34. *Гафаров Р. А., Прозоров Ю. И.* Тектоническое районирование фундамента Тимано-Печорской плиты // Бюл. МОИП, отд. геол., 1982, т. 57, вып. 1. С. 40–50.

35. Геодекян А. А., Дубовский И. Т., Матвиевская Н. Д. Палеогеоморфологические предпосылки нефтегазогеологического районирования (на примере верхнедевонско-каменноугольных отложений Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции) // Палеотектоника и палеогеоморфология в нефтяной геологии. – М., 1978. С. 128–132.
36. Геокриология СССР. Европейская территория СССР / Под ред. Э. Д. Ершова. – М., Наука, 1988. 358 с.
37. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Моря Советской Арктики. Т. 9 / Под ред. Ю. Е. Погребницкого, И. С. Грамберга. – Л.: Недра, 1984. 280 с.
38. Геология и полезные ископаемые России. Т. 5. Кн. 1. Арктические моря / Ред. И. С. Грамберг, В. Л. Иванов, Ю. Е. Погребницкий. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2004. 468 с.
39. Геология СССР. Острова Советской Арктики. Т. XXVI. – М.: Недра, 1970. 547 с.
40. Геология Южного острова Новой Земли. – Л.: Изд-во ПГО «Севморгеология», 1982.
41. Геоморфологическая карта СССР масштаба 1 : 2 500 000 / Гл. ред. А. А. Асеев. – М.: ГУГК СССР, 1987.
42. Геоморфологическая карта СССР масштаба 1 : 7 500 000. – СПб.: ВСЕГЕИ, 1966.
43. Гецен В. Г. Строение фундамента северного Тимана и полуострова Канин. – М., 1975, 144 с.
44. Гецен В. Г. Модель развития земной коры северо-востока Европейской платформы в позднем докембрии. – Сыктывкар: ИГ Коми ФАН, 1991. 27 с.
45. Гидрогеологические условия Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции. – СПб.: Недра, 1993. 176 с.
46. Гончаров А. В. Комплексные геохимические исследования для решения нефтепоисковых и экологических задач в шельфовых зонах и на побережье морей России // Новые идеи, теоретические обобщения и методические решения в нефтяной геологии. – СПб.: Недра, 2004. С. 104–113.
47. Гончаров А. В., Астафьев В. П., Гончаров А. В., Добрякова Н. Е. Эколого-геохимические исследования при подсчете ущерба от нефтезагрязнений природной среды площадей нефтегазопромыслового бурения // Поиски нефти, нефтяная индустрия и охрана окружающей среды. – СПб.: ВНИГРИ, 1995. С. 59–64.
48. Гончаров А. В., Астафьев В. П., Коц В. Г. Многоцелевые геохимические исследования для решения нефтегазопромысловых и экологических задач // Нефтегазовая геология на рубеже веков. Прогноз, поиск, разведка и освоение месторождений: доклады Юбилейной конференции в 3-х томах. Т. 1. – СПб.: ВНИГРИ, 1999. С. 240–247.
49. Горбунов Ю. А., Лосев С. М., Дымент Л. Н. Плотность стамух в Печорском море // Проблемы Арктики и Антарктики, 2011, № 1. С. 108–118.
50. Горностай Б. А. Изучение мезозойских, палеозойских и рифейских отложений с целью разработки легенды для составления геологической карты масштаба 1 : 50 000 Кряжа Канин Камень. – Архангельск, 1982.
51. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия). Лист S-38–40 – Маточкин Шар. Объяснительная записка / Под ред. Б. Г. Лопатина. – СПб.: ВСЕГЕИ, 1999. 203 с.
52. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия). Лист R-(35)–37 – Мурманск. Объяснительная записка / Под ред. Б. Г. Лопатина, Б. В. Петрова. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2000. 233 с.
53. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия). Лист R-38–40 – о. Колгуев. Объяснительная записка / Под ред. Б. Г. Лопатина. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2003. 289 с.
54. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Лист R-41 – Амдерма. Объяснительная записка / Под ред. М. А. Шишкина. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2012.
55. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Уральская серия. Лист Q-40 – Печора. Объяснительная записка – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2013.

56. Государственный баланс запасов горючих ископаемых РФ. Нефть, газы горючие, конденсаты, Шельф РФ. – М., 2012.
57. Гросвальд М. Г. Покровные ледники континентальных шельфов // Результаты исследований по международным геофизическим проектам / Отв. ред. В. М. Котляков. – М.: Наука, 1983.
58. 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.
59. Гуревич В. И. Голоценовое осадконакопление на Западно-Арктическом шельфе // Кайнозой шельфа и островов Советской Арктики – Л.: ПГО «Севморгеология», 1986. С. 50–55.
60. Гуревич В. И. Современный седиментогенез и геозкология Западно-Арктического шельфа Евразии// ВНИИОкеангеология. – М., Научный мир, 2002. 134 с.
61. Давыдов В. И. Биостратиграфия по фузулинидам вернепалеозойских отложений о. Колгуев и островов архипелага Земли Франца-Иосифа // Биостратиграфия нефтегазоносных бассейнов. Тр. I Международного симпозиума. – СПб., 1995. С. 40–59.
62. 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.
63. Дедеев В. А., Гецен В. Г., Запорожцева И. В. и др. Структура платформенного чехла Европейского севера СССР // Л.: Наука, 1982. 198 с.
64. Дедеев В. А., Запорожцева И. В. Земная кора Европейского Северо-Востока СССР – Л.: Наука, 1985. 98 с.
65. Дедеев В. А., Малышев Н. А., Юдин В. В. Тектоника платформенного чехла Печорской плиты // Тектоника платформенных областей. – Новосибирск: Наука, 1988. С. 137–150.
66. Дзюбло А. Д. Строение разрезов и нефтегазоносность Визейско-Нижнепермского нефтегазоносного комплекса Долгинского вала в акватории Печорского моря // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений, 2004, № 9. С. 18–23.
67. Дибнер А. Ф., Преображенская Э. Н. Позднедевонские комплексы миоспор в терригенных отложениях о. Колгуев // ДАН СССР, т. 298, № 6, 1988. С. 1440–1442.
68. Диденко Е. Б., Симонов А. Н., Гейко Т. С. Структура платформенного чехла акваториальной части Тимано-Печорской провинции // Осадочный чехол Западно-Арктической метаплатформы. – Мурманск: НИИМоргеофизика, ИПП Север, 1993. С. 54–62.
69. Дмитриева Т. В., Журавлёв А. В., Николаев А. И. и др. Фациально-стратиграфическая модель девонско-каменноугольных отложений Коротайхинской впадины ТПП // Разведка и охрана недр, 2011, № 4. С. 22–27.
70. Добровольский А. Д., Залогин Б. С. Моря СССР (природа, хозяйство) – М.: Мысль, 1965. 348 с.
71. Дунаев Н. Н., Ионин А. С., Никифоров Ю. А. и др. Строение и развитие западно-новоземельских бухт в связи с проблемой поздневалдайского оледенения // Современные процессы осадконакопления на шельфах Мирового океана – М.: Наука, 1990. С. 94–103.
72. Еномян Н. В. О границе девона и карбона на северном побережье о. Вайгач // Матлы по геологии и полезным ископаемым северо-востока Европейской части СССР. Сб. 7, Сыктывкар, 1972.
73. Зархидзе В. С. Новейший этап развития Арктического шельфа // Геология и геоморфология шельфов и материковых склонов – М.: Наука, 1985. С. 58–65.
74. Зархидзе Д. В., Гусев Е. А., Аникина Н. Ю., Бартова А. В., Гладенков А. Ю., Дервянко Л. Г., Крылов А. В., Тверская Л. А. Новые данные по стратиграфии плиоцен-четвертичных отложений бассейна р. Море-Ю (Большеземельская тундра) // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. Тр. ВНИИОкеангеология, Вып. 7. Т. 210. 2010. С. 96–110.
75. Зархидзе В. С., Мусатов Е. Е. Основные этапы палеогеографического развития Западной Арктики в позднем кайнозое // Критерии прогноза минерального сырья в при-

поверхностных образованиях Западной Сибири и Урала. – Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1989. С. 123–140.

76. *Захаров М. С., Неизвестнов Я. В.* Инженерная геология горно-складчатого обрамления Восточно-европейской платформы. Урало-Пайхойско-Новоземельский пояс. – Л.: ЛГИ, 1987. 66 с.

77. *Зацепин Е. Н.* Тектоническое строение Карского шельфа по геофизическим данным. Автореф. канд. дисс. – Л.: ЛГИ, 1981. 28 с.

78. *Зуйкова О. Н., Миролобова Е. С.* Условия формирования и перспективы нефтегазоносности нижнепалеозойских отложений о. Колгуев // Сб. науч. трудов ВНИИОкеангеология. Т. 210. «Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона». – СПб., 2006. С. 64–75.

79. *Ильин В. Ф.* Рудные формации южной части арх. Новая Земля // Геология Южного острова Новой Земли. – Л.: ПГО «Севморгеология», 1982. С. 109–120.

80. *Ильина Н. В., Новиков И. В.* Триасовые отложения Северного Приуралья // Научные доклады. – Сыктывкар: Коми НЦ УрО АН СССР, вып. 271. 1991. 25 с.

81. *Калантар И. З.* Палеогеография и история геологического развития Северного Приуралья в триасе // Советская геология, 1980, № 3. С. 56–67.

82. *Каленич А. П., Морозов А. Ф., Орго В. В., Загайный А. К., Иванов Г. И.* Магматизм и тектоника Вайгачско-Новоземельского орогена // Разведка и охрана недр, 2005, № 1.

83. *Киреев Г. И., Меннер В.В., Преображенская Э. Н.* и др. Стратиграфическая корреляция и литофации девонских отложений в транзитной зоне: суша–юг Печорского моря // Тезисы докладов II Международной конференции «Нефть и газ Арктического шельфа» 17–19 ноября 2004 г. Мурманск.

84. *Киреев Г. И., Преображенская Э. Н., Меннер В.В., Зонн М. С.* и др. Стратиграфические особенности разрезов каменноугольных и нижнепермских отложений по скважинам площади Медынь-море // Тезисы докладов II Международной конференции «Нефть и газ Арктического шельфа» 17–19 ноября 2004 г. Мурманск.

85. *Кленова М. В.* Геология Баренцева моря. – М.: АН СССР, 1960. 365 с.

86. *Клубов Б. А., Безруков М. В.* Антракосолиты Новой Земли // Советская геология, 1992, №4. С. 17–24.

87. *Ковалева Г. Н.* История становления тектонической структуры Южного острова Новой Земли. Автореф. канд. дисс. – М.: МГУ, 1985. 16 с.

88. *Ковалёва Г. Н., Кораго Е. А., Смирнова Л. Н.* Стратиграфия и тектоническая позиция древнейших отложений Южного острова Новой Земли // БМОИП, отд. геол., 1984, вып. 4. С. 80–88.

89. *Козлов С. А.* Инженерная геология Западно-Арктического шельфа России. Тр. НИИГА–ВНИИОкеангеология. Т. 206.– СПб.: ВНИИОкеангеология, 2004. 147 с.

90. *Козлов С. А.* Опасные для нефтегазопромысловых сооружений геологические и природно-техногенные процессы на Западно-Арктическом шельфе России // Электронный научный журнал «Нефтегазовое дело», <http://www.ogbus.ru/authors/Kozlov/Kozlov2.pdf>. Опубликовано 10.02.2005. Уфа, 2005–Б. 24 с.

91. *Козлова Г. Э.* Комплексы мезозойских радиоларий Тимано-Печорского нефтегазоносного региона // Поиски, разведка и добыча нефти и газа в Тимано-Печорском бассейне и Баренцевом море. Сборник докладов Международной конференции 15–17 августа 1994 г. – СПб.: ВНИГРИ, 1994. С. 60–65.

92. *Комарницкий В. М., Сапожников Е. А., Устинов Н. В.* Трапповые тела в осадочной толще Восточно-Баренцевого мегапрогиба // Нефтегазоносность Баренцево-Карского шельфа. – СПб.: ВНИИОкеангеология, 1993. С. 55–62.

93. *Комарницкий В. М., Штилов Э. В.* Новые геологические данные о магматизме Баренцева моря // ДАН, т. 320, № 5, 1991. С. 1203–1206.

94. *Кораго Е. А., Буева Е. П.* и др. О лампрофировом комплексе юга Новой Земли // Геология Южного острова Новой Земли. – Л.: ПГО «Севморгеология», 1982. С. 78–87.

95. *Кораго Е. А., Ковалёва Г. Н., Джи Д.* и др. К вопросу о возрасте становления континентальной коры на западе Евразийской Арктики (по геохронометрии цирконов из ор-

- довика и силура северо-запада Новой Земли) // Геология Полярных областей Земли. Тезисы докладов. 2009. Т. 1. С. 285–289.
96. *Кораго Е. А., Ковалёва Г. Н., Ильин В. Ф., Павлов Л. Г.* Тектоника и металлогения ранних киммерид Новой Земли – Л.: Недра, 1992. 196 с.
97. *Кораго Е. А., Ковалёва Г. Н., Труфанов Г. В.* Формации, тектоника и история геологического развития киммерид Новой Земли // Геотектоника, 1989, № 6. С. 40–61.
98. *Кораго Е. А., Тимофеева Т. Н.* Магматизм Новой Земли (в контексте геологической истории Баренцево-Северокарского региона) // СПб.: ВНИИОкеангеология, 2005. 225 с.
99. *Корень Т. Н., Еномян В. С.* Силурийские и нижнедевонские отложения северо-западной части Югорского полуострова // Уч. зап. НИИГА. Палеонт. и стратигр. Вып. 30. – Л., 1970. С. 5–25.
100. Корреляция разнофациальных разрезов верхней перми севера Европейской части СССР / Ред. В. А. Дедеев. – Л.: Наука, 1981. 160 с.
101. *Костюченко С. Л.* Глубинные тектонические дислокации и их роль в формировании земной коры севера Евразийского материка // Автореф. докт. дисс. – М.: МГУ, 1997. 57 с.
102. *Кошелева В. А., Яшин Д. С.* Донные осадки арктических морей России / Под ред. И. С. Грамберга. – СПб.: ВНИИОкеангеология, 1999. 286 с.
103. *Кравец В. С., Чирва С. А.* Палеогеография Тимано-Уральской области в поздней юре // Мезозой Советской Арктики. Тр. Института геол. и геоф. сиб. отд. АН СССР. Вып. 555. – Новосибирск: Наука, Сиб. отд., 1983. С. 165–180.
104. *Красножен А. С.* История новейшего развития южной части Новой Земли // Геология Южного острова Новой Земли. – Л.: ПГО Севморгеология, 1982. С. 108–110.
105. *Красножен А. С., Барановская О. Ф., Зархидзе В. С., Малясова Е. С.* Стратиграфия и основные этапы геологического развития архипелага Новая Земля в кайнозой // Кайнозой шельфа и островов Советской Арктики. – Л.: ПГО Севморгеология, 1986. С. 23–26.
106. *Крапивнер Р. Б.* Бескорневые неотектонические структуры. – М.: Недра, 1986. 204 с.
107. *Крапивнер Р. Б.* Признаки неотектонической активности Баренцевоморского шельфа // Геотектоника, 2007, № 2. С. 73–89.
108. *Крапивнер Р. Б., Скоробогатько А. В.* Разрывные нарушения четвертичного чехла как отражение тектоники фундамента (о. Колгуев, Баренцево море) // Геотектоника, 2012, № 5. С. 44–62.
109. *Кузнецов Н. Б.* Комплексы протоуралид-тиманид и позднедокембрийско-раннепалеозойская эволюция восточного и северо-восточного обрамления Восточно-Европейской платформы. Автореф. докт. дисс. – М., 2009.
110. *Кузнецова Н. В.* Распределение залежей нефти и газа в стратиграфическом разрезе Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции // Геология и полезные ископаемые Тимано-Печорской провинции. Вып. III. – Сыктывкар, 1975. С. 176–182.
111. *Куликова Н. К.* Строение и палио-стратиграфия континентальной коры Тимано-Печорской области // Био- и секвенстратиграфия нефтегазоносных бассейнов. Тез. докл. II Международного симпозиума 27–31 октября 1997, г. Санкт-Петербург. С. 53–54.
112. *Кушнарёва Т. Н.* Фаменский ярус Тимано-Печорской провинции. – М.: Недра, 1977. 135 с.
113. *Кушнарёва Т. И., Рассказова Н. Б.* Ордовик Печорской синеклизы // Изв. АН СССР, сер. геол., 1977, № 6. С. 81–92.
114. *Кушнарёва Т. И., Раскатова Л. Г., Юдина Ю. А.* Усть-Печорская свита фаменского яруса // Стратиграфия и литология нефтегазоносных отложений Тимано-Печорской провинции. Сб. тр. ВНИГРИ. – Л., 1988. С. 87–97.
115. *Лавров А. С., Потапенко Л. М.* Неоплейстоцен северо-востока Русской равнины. – М.: Аэрогеология, 2005. 222 с.
116. *Ласточкин А. Н.* Методы морского геоморфологического картографирования. – Л.: Недра, 1982. 272 с.

117. *Ласточкин А. Н.* Системно-морфологическое основание наук о Земле (геотопология, структурная география и общая теория геосистем). – СПб.: Изд-во НИИХИ, 2002. 762 с.
118. *Лисицын А. П.* Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении в морях и океанах – М.: Наука, 1988. 309 с.
119. *Любомиров Б. Н., Хлебникова Г. П.* Гидрогеологические особенности терригенной толщи среднего девона южной половины Колвинского вала // Геология и полезные ископаемые Тимано-Печорской провинции. Вып. III. – Сыктывкар, 1975. С. 222–225.
120. *Мальшев Н. А.* Разломы европейского Северо-Востока СССР в связи с нефтегазоносностью – Л.: Наука, 1986. 112 с.
121. *Мандель А. Я., Холодилов В. А., Дзюбло А. Д.* Результаты поисково-разведочных работ на Долгинском нефтяном месторождении в Печорском море // Тр. 5-й Международной конференции «Освоение шельфа Арктических морей России». СПб., 11–14 сентября 2001 г. С. 91–95.
122. *Маргулис Е. А., Россихин Ю. А., Раппопорт Б. И.* Строение и состав нефтегазоносных комплексов северной части Тимано-Печорской провинции в связи с прогнозом их строения на акватории Печорского моря // Геология, нефтегазоносность, инженерно-геологические условия и методы изучения шельфа. Тр. ВНИИморгео. – Рига, 1983. С. 8–16.
123. *Мартынов А. В.* Литолого-фациальные и палеотектонические критерии прогноза нефтегазоносности ордовикско-нижнедевонских отложений ТПП // Мат-лы XIII Геологического съезда Республики Коми. Т. III. Геология и минеральные ресурсы европейского Северо-Востока России. Новые результаты и новые перспективы. – Сыктывкар, 1993. С. 81–84.
124. *Матишов Д. Г.* Радионуклиды в донных осадках, биоте шельфа и побережий Баренцева моря. Результаты радиоэкологических наблюдений, проведенных ММБИ в 1991–1992 гг. – Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 1993. 33 с.
125. *Матишов Г. Г., Матишов Д. Г., Подобедов В. В.* и др. Радионуклиды на Кольском полуострове, Новой Земле, Земле Франца-Иосифа и в Баренцевом море. – Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 1992. 67 с.
126. *Матишов Г. Г., Сочнев О. Я., Черноок В. И.* Дистанционный экологический мониторинг Баренцева моря. – Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 1993. 125 с.
127. *Медведев В. С., Потехина Е. М.* Количественное распределение и особенности динамики взвеси в юго-восточной части Баренцева моря // Океанология, 1986, вып. 4. С. 639–645.
128. *Мельников В. П., Спесивцев В. И.* Инженерно-геологические и геокриологические условия шельфов Баренцева и Карского морей. – Новосибирск: Наука, 1995. 198 с.
129. *Меннер В.В., Шувалова Г.А.* Новые местные подразделения верхнего девона на севере ТПП // Геология девонской системы. – Сыктывкар, 2002. С. 193–195.
130. Методика геоморфологического картографирования шельфа и континентального склона Российской Федерации применительно к задачам Госгеолкарты-1000. – М.: ЗАО «Геоинформмарк», 2001. 38 с.
131. Методическое пособие по геоморфологическому картографированию дна акваторий (морского и океанического дна) в комплекте Госгеолкарты-1000/3. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009. 49 с.
132. Методическое руководство по составлению и подготовке к изданию листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третьего поколения). – М.–СПб., 2009. 288 с.
133. Методическое руководство по составлению и подготовке к изданию листов Госгеолкарты Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третьего поколения). – СПб.: ВСЕГЕИ, 2010. 196 с.
134. *Мораховская Е. Д.* Триас Тимано-Уральского региона (опорные разрезы, стратиграфия, корреляция) // Биохронология и корреляция фанерозоя нефтегазоносных бассейнов России. – СПб.: ВНИГРИ, 2000. 80 с.

135. *Мораховская Е. Д., Куликова Н. К., Орлова А. Н.* Новые данные по строению триасового разреза юго-востока о. Колгуев // Геологическое строение и нефтегазоносность Арктических островов. – Л.: ВНИГРИ, 1990. С. 62–75.

136. *Мораховская Е. Д., Куликова Н. К., Храмова С. Н.* Триасовые отложения Коротаихинской впадины Предуральяского прогиба // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980, № 5. С. 33–44.

137. *Мораховская Е. Д., Чирва С. А.* Особенности строения и расчленения верхнетриасовых–верхнеокеанских отложений на северо-востоке Печорской синеклизы // Био- и литостратиграфия мезозоя нефтегазоносных районов СССР. – Л.: ВНИГРИ, 1990. С. 43–53.

138. *Мусатов Е. Е.* Сейсмостратиграфия и картирование неоген-четвертичных отложений Баренцево-Карского шельфа // Геологическая история Арктики в мезозое и кайнозое. – СПб.: ВНИИОкеангеология, 1992. С. 38–47.

139. *Мусатов Е. Е.* Палеодолины Баренцево-Карского шельфа // Геоморфология, 1998, № 2. С. 90–95.

140. *Неизвестнов Я. В.* Мерзлотно-гидрогеологические условия Новоземельского антиклинория. Реф. сб. «Инженерные изыскания в строительстве». Сер. II, вып. 3 (21). – М.: ЦИНИС Госстроя СССР, 1973. С. 59–62.

141. *Неизвестнов Я. В., Обидин К. И., Толстихин Н. И., Толстихин О. Н.* Гидрогеологическое районирование и гидрогеологические условия Советского сектора Арктики // Геология и полезные ископаемые севера Сибирской платформы. – Л., 1971. С. 92–105.

142. Нефтегазоносность и геолого-геофизическая изученность Тимано-Печорской провинции: история, современность, перспективы. – Ухта: Ухт. ГТУ, 1999. 1062 с.

143. Новая Земля и остров Вайгач. Геологическое строение и минералогия / А. П. Каленич, В. В. Орго, Н. Н. Соболев и др. Под науч. ред. Ю. Е. Погребницкого. – СПб.: ВНИИОкеангеология, 2004. 174 с.

144. *Оберман Н. Г.* К вопросу о гидрогеологическом районировании артезианских бассейнов территории мерзлой зоны // Методика гидрогеологических исследований криолитозоны. – Новосибирск: Наука, 1983. С. 22–39.

145. Обобщенный перечень предельно допустимых концентраций (ПДК) и ориентировочно безопасных уровней воздействия (ОБУВ) вредных веществ для воды рыбохозяйственных водоемов. – М., 1990. 44 с.

146. Объяснительная записка к схеме стратиграфии верхнесилурийских отложений Вайгач-Южноновоземельского района. – Л.: ПГО «Севморгеология», 1981. 205 с.

147. Объяснительная записка к схеме стратиграфии нижнесилурийских отложений юга Новой Земли. – Л.: ПГО «Севморгеология», 1983. 93 с.

148. Объяснительная записка к Тектонической карте Баренцева моря и северной части Европейской России масштаба 1 : 2 500 000 / В. И. Богацкий, Н. А. Богданов, С. Л. Костюченко, Б. В. Сенин, С. Ф. Соболев, Э. В. Шипилов, В. Е. Хаин. – М.: ИЛ РАН, 1996. 94 с.

149. *Опекунов А. Ю.* Экологическое нормирование. – СПб.: ВНИИОкеангеология, 2001. 216 с.

150. Осадочный чехол Западно-Арктической метаплатформы / Ред. Е. Ф. Безматерных и др. – Мурманск: НИИМоргеофизики, ИПП Север, 1993. 184 с.

151. Основные проблемы палеогеографии позднего кайнозоя Арктики / Научн. ред. И. С. Грамберг, Ю. Н. Кулаков. – Л.: Недра, 1983. 263 с.

152. *Павлидис Ю. А., Никифоров С. Л., Огородов С. А., Тарасов Г. А.* Печорское море: прошлое, настоящее и будущее // Океанология, 2007, т. 47, № 6. С. 927–939.

153. *Патрунов Д. К., Черкесова С. В.* и др. Силурийские и нижнедевонские отложения острова Долгого. – Свердловск: АН СССР УНЦ, 1980. 141 с.

154. Печорское море. Системные исследования. – М. Изд-во «МОРЕ», 2003. 502 с.

155. *Платонов Е. Г., Черняк Г. Е.* Каменноугольные отложения Южного острова Новой Земли // Геология Южного острова Новой Земли. – Л.: ПГО «Севморгеология», 1981. С. 25–36.

156. *Повышева Л. Г., Устрицкий В. И.* Пермские отложения Новой Земли. Стратиграфия. Геологическая корреляция. Т. 4, № 5, 1996.

157. Подземные воды европейского Северо-востока СССР / Под ред. В. А. Дедеева. – Сыктывкар: Коми научный центр УрО АН СССР, 1989. 158 с.
158. Постановление Администрации Ненецкого АО о нормативах допустимого остаточного содержания нефтяных углеводородов и продуктов их трансформации в почвах и донных отложениях территории округа // Нарьян-Мар: Администрация Ненецкого АО, 2011.
159. Постановления МСК и его постоянных комиссий. Вып. 34. Каменноугольная система. – СПб., 2003.
160. *Преображенская Э. Н., Устинов Н. В.* и др. Разрез палеозойских и мезозойских отложений Гуляевского вала (по материалам скв. 1-Северо-Гуляевская, Печорское море) // Нефтегазоносность Баренцево-Карского шельфа (по материалам бурения на островах). – Л., 1988. С. 125–138.
161. *Преображенская Э. Н., Устрицкий В. И., Бро Е. Г.* Палеозойские отложения о. Колгуев (Баренцево море) // Стратиграфия. Геол. корреляция. Т. 3, № 5, 1995. С. 75–85.
162. *Преображенская Э. Н., Устрицкий В. И., Чувашиов Б. И.* Нижнепермские рифы на о. Колгуев (по результатам глубокого бурения) // ДАН РФ, 1993, т. 329, № 1. С. 71–74.
163. Приказ Росрыболовства № 20 от 18.01.2010 г. «Об утверждении нормативов...». – Нарьян-Мар: Администрация Ненецкого АО, 2010.
164. *Раевская Е. Г., Рудаевская В. А.* Биостратиграфическая характеристика ордовикских отложений о. Колгуев Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции // Доклад на II Международной конференции «Поиски, разведка и добыча нефти и газа в Тимано-Печорском бассейне и Баренцевом море». 24–28 июня 1996 г. Т. 1. – СПб.: ВНИГРИ. С. 121–122.
165. Решения Межведомственного регионального стратиграфического совещания по среднему и верхнему палеозою Русской платформы с региональными стратиграфическими схемами. Девонская система. – Л., 1990. 98 с.
166. Решения Межведомственного стратиграфического совещания по ордовику и силуру Восточно-Европейской платформы 1984 г. с региональными стратиграфическими схемами. – Л., 1987.
167. *Романов И. Е.* Литолого-палеотектонические особенности формирования неантиклинальных ловушек в среднедевонских–нижнефранских отложениях Печоро-Колвинского авлакогена // Стратиграфия и литология нефтегазоносных отложений Тимано-Печорской провинции. Сб. трудов ВНИГРИ. – Л., 1988. С. 52–64.
168. *Руженцев С. В., Аристов В. А., Кучерина Н. П.* Верхнедевонско-каменноугольные офиолиты и батинальная серия Полярного Урала // ДАН РФ, 1999, т. 365, № 6. С. 802–805.
169. *Самойлович Ю. Г., Казан Л. Я., Иванова Л. В.* Четвертичные отложения Баренцева моря. Апатиты, 1993. 74 с.
170. *Сенин Б. В., Шупилов Э. В.* Классификация и номенклатура региональных структурных элементов метаплатформы // Осадочный чехол Западно-Арктической метаплатформы. – Мурманск, 1993. С. 16–25.
171. *Слонимский Г. А., Косицкая М. И., Грязева А. С.* Стратиграфия нижнемеловых отложений острова Колгуева // Вопросы фитоистратиграфии. Тр. ВНИГРИ, вып. 398. – Л., 1977. С. 25–31.
172. *Слонимский Г. А., Яковлева С. П.* Юрские отложения острова Колгуев // Биостратиграфия отложений мезозоя нефтегазоносных областей СССР. – Л.: ВНИГРИ, 1976. С. 72–78.
173. *Соболев Н. Н.* Конодонты из ниже-среднедевонских отложений Новой Земли // Новая Земля на ранних этапах геологического развития. – Л.: ПГО «Севморгеология», 1984. С. 58–86.
174. *Соболев Н. Н., Устрицкий В. И., Черняк Г. Е.* Строение палеозойской пассивной континентальной окраины на Новой Земле // Геологическое строение Баренцево-Карского шельфа. – Л.: Севморгеология, 1985. С. 34–43.
175. *Соболев Н. Н., Щеколдин Р. А.* Унифицированная региональная схема верхнедевонских отложений Новой Земли // Геология Южного острова Новой Земли. – Л., 1982. С. 5–24.

176. Соловьева М. Н. Нижняя граница верхнего карбона по фауне фораминифер Югорского полуострова // Верхний карбон СССР. – М.: АН СССР, 1984. С. 121–158.
177. Столбова В. П., Преображенская Э. Н. Новые данные по силурийско-девонским кораллам ТПП (по материалам параметрической скважины 1-Паханчская, Печорское море) // Новости палеонтологии и стратиграфии, 2009. Вып. 12. С. 53–69. (Прилож. к журналу «Геология и геофизика». Т. 50.).
178. Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). – Екатеринбург, 1997.
179. Стратиграфический кодекс. (Девонская система). – СПб.: ВСЕГЕИ, 1992. 120 с.
180. Стратиграфический кодекс. (Пермская система). – СПб.: ВСЕГЕИ, 2006. 96 с.
181. Строение литосферы Российской части Баренц-региона / Под ред. Н. В. Шарова, Ф. П. Митрофанова, М. Л. Вербы, К. Гиллена – Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2005.
182. Структура платформенного чехла европейского Севера СССР / В. А. Дедеев, В. Г. Гецен, И. В. Запорожцева и др. – Л.: Наука, 1982. 200 с.
183. Суворова Е. Б., Вискунова К. Г., Преображенская Э. Н. Геологическое строение и перспективы нефтегазосности визейско-серпуховских отложений Печорского моря // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений, 2010, № 6. С. 7–14.
184. Суворова Е. Б., Преображенская Э. Н. Строение верхне-визейско-серпуховского карбонатного разреза месторождения Медыньское-море, шельф Печорского моря // Вестник СПб ГУ, сер. 7, 2009, вып. 4. С. 44–53.
185. Суворова Е. Б., Фефилова Л. А. Палинологическая характеристика серпуховских отложений восточной части шельфа Печорского моря // Доклады на III Российской палинологической конференции «Проблемы современной палинологии» 5–6 сентября 2011 г. Т. 1. – Сыктывкар. С. 224–228.
186. Суздальский О. В. Литодинамика мелководья Белого, Баренцева и Карского морей // Геология моря, вып. 3. – Л.: НИИГА, 1974. С. 27–33.
187. Суздальский О. В. Палеогеография арктических морей СССР в неогене и плейстоцене. – Л.: Наука, 1976.
188. Суздальский О. В., Куликов И. В. Ландшафтно-литодинамическая схема Печорской губы // Вопросы картирования прибрежного мелководья Баренцева и Белого морей. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1997. С. 72–83.
189. Твердые полезные ископаемые арктических островов Евразийской континентальной окраины / Под ред. В. И. Ушакова. – СПб.: ВНИИОкеангеология, 2010. 335 с.
190. Тектоника Тимано-Печорской нефтегазосной провинции. Объяснительная записка к «Структурно-тектонической карте Тимано-Печорской нефтегазосной провинции» масштаба: 1 : 1 000 000. – Сыктывкар: Коми НЦ УрО АН СССР, 1989. 28 с.
191. Технично-экономические предложения к открытому конкурсу на право пользования участка недр, включающего Кумжинское газоконденсатное месторождение, 2007.
192. Тимонин Н. И. Печорская плита: история геологического развития в фанерозое. – Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 240 с.
193. Тимонин Н. И. Тектоника и нефтегазосность Баренцево-Карского региона // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2007, № 4. С. 12–14.
194. Тимонин Н. И. Строение литосферы и нефтегазосность Баренцево-Карского региона // Литосфера, 2009, № 2. С. 41–55.
195. Тимонин Н. И., Юдин В. В. Пайхоиды – особый комплекс дислокаций земной коры // Литосфера, 2002, № 2. С. 34–37.
196. Тимонина Н. Н. Особенности строения коллекторов в нижнетриасовых отложениях Тимано-Печорской нефтегазосной провинции. Материалы Всероссийского литологического совещания, посвященного 100-летию со дня рождения Л. Б. Рухина. Т. III. – СПб.: СПбГУ, 2012. С. 194–196.
197. Тимофеева Т. Н. Средне- и позднедевонский вулканизм юга Новой Земли // Геология Южного острова Новой Земли. – Л.: ПГО «Севморгеология», 1982. С. 68–77.
198. Тимофеева Т. Н. Девонский мафитовый магматизм Новой Земли // Автореф. канд. дисс. – Л.: ВСЕГЕИ, 1988. 20 с.

199. Требования по созданию дополнительных карт и схем к комплекту Госгеолкарты-1000/3. Геоморфологическая карта. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2005. 47 с.
200. *Тугарова М. А.* Современные обстановки осадконакопления и распределение органического вещества в осадках севера Тимано-Печорской провинции // Автореф. канд. дисс. – СПб., 1996. 19 с.
201. *Устрицкий В. И.* Триасовые и пермские отложения полуострова Адмиралтейства (Новая Земля) // Литология и палеогеография Баренцева и Карского морей. – Л.: «Севморгео», 1981. С. 55–65.
202. *Устрицкий В. И.* О соотношении Урала, Пай-Хоя, Новой Земли и Таймыра // Геотектоника, 1985, № 1. С. 51–61.
203. *Устрицкий В. И.* Возраст, тектоническая природа и основные черты палеозойской истории Восточно-Баренцевского мегапрогиба // 60 лет в Арктике, Антарктике и Мировом океане / Ред. В. Л. Иванов. – СПб.: ВНИИОкеангеология, 2008. С. 86–92.
204. *Фефилова Л. А.* Биостратиграфия и миоспоры триаса юго-западной части Баренцевского шельфа (на примере Северо-Кильдинской площади) и сопредельных районов // Стратиграфия и палеонтология Российской Арктики. – СПб.: ВНИИОкеангеология, 1997. С. 123–142.
205. *Фишман М. В., Юшкин Н. П.* Гранитоидный магматизм Югорского полуострова // Магматизм и металлогения Севера Урала и Пай-Хоя. – Сыктывкар: ИГ Коми ФАН СССР, 1976. С. 30–41.
206. *Харьюзов Л. С.* Геохимическая характеристика осадочных пород Южного острова архипелага Новая Земля // Геология Южного острова Новой Земли. – Л.: Севморгеология, 1982. С. 132–139.
207. *Хуторской М. Д., Леонов Ю. Г., Подгорных Л. В., Ермаков А. В., Ахмедзянов В. Р.* Геотермия арктического бассейна – проблемы решения // Строение и история развития литосферы. – М.: Paulsen, 2010. С. 570–598.
208. *Черкесов О. В., Касаткина Е. А.* Граница между пермью и триасом на Новой Земле // Геология Южного острова Новой Земли. – Л.: ПГО «Севморгеология», 1982. С. 122–126.
209. *Черкесов О. В., Макаров К. К.* Объединенные верхнепермский и нижнетриасовые красноцветные отложения на п-ове Гусиная Земля // Геология Южного острова Новой Земли. – Л.: ПГО «Севморгеология», 1982. С. 47–57.
210. *Черкесова С. В.* Новая Земля и Вайгач // Стратиграфия СССР. Девонская система. Кн. 1. – Л.: Недра, 1973. 271 с.
211. *Чернов Г. А.* Палеозой Большеземельской тундры и перспективы его нефтегазонасности. – М.: Наука, 1972. 313 с.
212. *Черных А. А.* Генезис Восточно-Баренцевского мегапрогиба // Мат-лы III Всероссийской конференции молодых ученых и специалистов «Новое в геологии и геофизике Арктики, Антарктики и Мирового океана», посвященной 100-летию со дня рождения Р. М. Деменицкой / Отв. ред. А. А. Черных, А. Г. Редько, Е. А. Логвина, А. А. Крылов. – СПб.: ВНИИОкеангеология, 2012. С. 13–15.
213. *Чирва С. А.* Детальная биостратиграфия нижнемеловых отложений бассейна р. Печоры // Био- и литостратиграфия мезозоя нефтегазоносных районов СССР. Сб. науч. тр. – Л.: ВНИГРИ, 1990. С. 137–156.
214. *Чирва С. А., Яковлева С. П.* Строение морской юры Печорской синеклизы // Реперные горизонты верхнего палеозоя и мезозоя севера Европейской части СССР и Сибири. Сб. научн. тр. – Л.: ВНИГРИ, 1983. С. 84–96.
215. *Шиманский В. В.* Модели вторичных изменений терригенных и карбонатных коллекторов – СПб.: Недра, 2002. 82 с.
216. *Шутилов Э. В., Моссур А. П.* Глубинная структура осадочного чехла Арктического региона // Известия АН СССР. Сер. геол., 1990, № 10. С. 112–122.
217. *Шутилов Э. В., Тарасов Г. А.* Региональная геология нефтегазоносных осадочных бассейнов Западно-Арктического шельфа России. – Апатиты: КНЦ РАН, 1998. 306 с.
218. *Щеколдин Р. А.* Цикличность девонских и каменноугольных отложений Новой Земли // Записки Горного института. Т. 183, 2009. С. 53–62.

219. Эволюция Земной коры и проблемные вопросы тектоники и магматизма Новоземельского региона / Е. А. Кораго, Г. Н. Ковалёва // Актуальные проблемы региональной геологии Баренцево-Карского шельфа и прилегающей зоны. – СПб.: ВНИИОкеангеология, 1997. С. 32–33.

220. Юшкин Н. П., Ромашкин Ю. М., Маркова Г. А. Уральско-Новоземельская флюоритоносная провинция. – Л.: Наука, 1982. 220 с.

221. Юшкин Н. П., Тимонин Н. И., Фишман М. В. Рудные формации и проблемы металлогении Вайгач-Южноновоземельского антиклинория. – Сыктывкар: Коми ФАН СССР, 1975. 48 с.

222. Ярошенко О. П., Голубева Л. П., Калантар И. З. Миоспоры и стратиграфия нижнего триаса Печорской синеклизы // Тр. ГИН АН СССР, вып. 470. – М.: Наука, 1991. 135 с.

223. Яхимович В. Л., Захридзе В. С. Стратиграфия неогена Тимано-Уральской области. – Уфа: ИГ БНЦ УрО АН СССР и ВУЧК, 1990. 27 с.

224. Яхимович В. Л., Захридзе В. С., Афанасьева Т. А. Геологические события позднего плицена в области северных и южных морей (на примере Каспийского и Баренцевоморского бассейнов) // Геологическая история Арктики в мезозое и кайнозое, кн. 2. – СПб.: ВНИИОкеангеология, 1992. С. 56–59.

225. Gerlach S. A. Marine pollution diagnostics and therapy, 1981. 380 p.

226. Korago E., Kovaleva G., Pogrebitsky Yu. The Fold System of Novaya Zemlya as an intracratonic continuation of the Ural suture // ICAM-III. – Hannover, 1998. 100 p.

227. Loring D. H. Arsenic, trace metals and organic microcontaminants in sediments from the Pechora Sea // Marine Geol., 1995, N 128. P. 153–167.

228. Moczydłowska M., Stockfors M., Popov L. Late Cambrian relative age constrains by acritarchs on the post-Timanian deposition on Kolguev island, Arctic Russia // The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica. – London, 2004, GSM, № 30. P. 159–168.

229. Pease V., Scott R. A. Crustal affinities in the Arctic Uralides, northern Russia: significance of detrital zircon ages from Neoproterozoic and Paleozoic sediments in Novaya Zemlya and Taimyr // Journal of the Geological Society. – London. 2009. Vol. 166, P. 517–527.

230. Svendsen J. I., Alexanderson H., Astakhov V. I. et al. Late Quaternary ice sheet history of Northern Eurasia // Quatern. Sci. Rev., 2004. Vol. 23 (11–13). P. 1229–1271.

231. Svendsen J. I., Astakhov V. I., Bolshiyakov D. Yu. et al. Maximum extent of the Eurasian ice sheets in the Barents and Kara Sea region during the Weichselian Boreas, 1999, 28(1). P. 234–242.

Неопубликованная

232. Актуализированная легенда Северо-Карско-Баренцевоморской серии листов Государственной Геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение) / Под ред. Б. Г. Лопатина. СПб., ВНИИОкеангеология, 2009а-ф.

233. Актуализированная легенда Южно-Карской серии листов Государственной Геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение) / Под ред. Б. Г. Лопатина. СПб., ВНИИОкеангеология, 2009б-ф.

234. Афанасьев В. В., Смирнов В. М., Горбенко В. В. и др. Космофотогеологическое картирование масштаба 1 : 500 000 островов Вайгач и Новая Земля. НПО Аэрогеология, М., 1988.

235. Басов В. А. Зональная стратиграфия и фациальный состав мезозойских отложений нефтегазоносных бассейнов Баренцевского и Карского шельфов. Тема 436. СПб., ВНИИОкеангеология, 2000.

236. Беляева Н. В. Модель седиментации франско-турнейских отложений на северо-востоке Европейской платформы // Автореф. докт. дисс. Сыктывкар, Коми НЦ УрО РАН, М., 2000.

237. *Белякова Л. Т.* и др. Литофациальные и геохимические особенности формирования и распределения коллекторов и покрышек в нефтегазоносных комплексах Тимано-Печорской провинции. Отчет по теме. Л., Фонды ВНИГРИ, 1989.

238. *Бондарев В. И., Соболев Н. Н.* и др. Легенда Северо-Карско-Баренцевоморской серии листов Госгеолкарты-1000. Отчет по теме, СПб, Фонды ВНИИОкеангеология, 2000.

239. *Бро Е. Г., Преображенская Э. Н.* и др. Отчет по обработке материалов бурения параметрических скважин 3 и 1/4 на Песчаноозерской структуре (о. Колгуев). Фонды ВНИИОкеангеология, СПб., 1985.

240. *Бро Е. Г., Устинов Н. В., Преображенская Э. Н.* и др. Геологическое строение и нефтегазоносность отложений осадочного чехла на шельфах Баренцева и Карского морей. Фонды ВНИИОкеангеология, СПб., 1993.

241. *Важенин Г. В.* и др. Отчет по теме: «Изучить литофациальные критерии нефтегазоносности осадочного чехла севера ТПП (договор с ПГО «Архангельскгеология»). Ухта, Коми ССР ТПО ВНИГРИ, 1991.

242. *Виноградов А. В.* (отв. исп.). Региональные комплексные геолого-геофизические исследования в Карском и Баренцевом морях в 1985–1987 гг. Отчет по объекту 82-52/85. МАГЭ ПГО «Севморгеология». Мурманск, 1987ф.

243. *Виноградов А. В.* и др. Составление сейсмостратиграфической схемы платформенного чехла Карского региона. Мурманск, МАГЭ, 1989ф.

244. *Владимиров В. И., Романенкова З. А.* и др. Отчет по групповой геолого-гидрогеологической съемке масштаба 1 : 200 000 на площади листов R-40-XXXI, XXXII в Ненецком автономном округе Архангельской области. – Архангельский ТГФ, 1986, № 6803.

245. *Гайдаманчук А. С., Федосов Н. С., Владимиров В. И.* и др. Отчет по гидрогеологической, инженерно-геологической съемке четвертичных отложений масштаба 1 : 200 000 на площади листов R-40-XXIX, XXX, XXXV, XXXVI в Ненецком автономном округе Архангельской области. – Архангельский ТГФ, 1985, № 6633.

246. *Грищенко И. И., Костюхин А. И., Паялов В. А.* и др. Оперативный анализ и обобщение материалов морских инженерно-геологических работ по шельфу Баренцева и Карского морей (в четырех книгах). ВГФ, Мурманск, 1990.

247. *Гончаров А. В., Горбенко Е. И., Лавриненко И. Л.* и др. Определение региональных нормативов допустимого остаточного содержания нефтяных углеводородов и продуктов их трансформации в почвах и донных отложениях водных объектов бассейна р. Печоры. Отчет по Гос. контракту № б/н от 30.03. 2009 г. ООО «Равноправие», 2009. Т. 1.

248. *Гончаров А. В., Горбенко Е. И., Лавриненко И. Л.* и др. Выполнение работ на определение региональных нормативов допустимого остаточного содержания нефтяных углеводородов и продуктов их трансформации в почвах и донных отложениях водных объектов на территории Вала Гамбурцева, Центральной Хорейверской площади и Варандейской группы месторождений. Отчет по Гос. контракту № б/н от 10.08.2010 г. ООО ЦЭАиК «Равноправие», 2010.

249. *Гончаров А. В., Горбенко Е. И., Лавриненко И. А., Лавриненко О. В.* Региональные нормативы допустимого остаточного содержания нефтяных углеводородов и продуктов их трансформации в почвах и донных отложениях водных объектов на территории Ненецкого автономного округа (Приложение к Пояснительной записке)– М., ООО «ИНБАС», 2011.

250. *Горбенко Е. И., Гончаров А. В., Гончаров А. А.* и др. Разработка Регионального норматива допустимого остаточного содержания нефтяных углеводородов и продуктов их трансформации в почвах и грунтах основных территорий деятельности ООО «Нарьянмарнефтегаз» на территории НАО. Отчет по договору № 325/2004 от 5 мая 2004 г. Фонды ЦИЕЕ РАН, СПб., 2004.

251. *Горбенко Е. И., Гончаров А. В.* Количественная оценка масштабов нефтезагрязнения территорий производственных объектов ООО «Нарьянмарнефтегаз». СПб., Отчет ФГУП «ВНИИОкеангеология», 2005.

252. Государственная геологическая карта. Масштаб 1 : 200 000 (серия Новоземельская). Объяснительная записка к листам R-39-XI, XII; R-40-VII, VIII; R-40-IX, X; R-40-XIII, XIV; R-40-XV, XVI (первая группа) / Г. В. Труфанов, Г. Е. Черняк, В. Ф. Ильин, А. С. Красножен, В. Ф. Непомилуев, Т. Н. Тимофеева. Под ред. Е. А. Кораго. Фонды ПГО Севморгеология, Л., 1986.

253. Государственная геологическая карта. Масштаб 1 : 200 000 (серия Новоземельская). Объясн. зап. к листам S-39-XXXV, XXXVI, XII; S-40-XXXI, XXXII; R-39-III, IV; R-39-V, VI; R-40-I,II (вторая группа) / А. С. Красножен, В. Ф. Непомилуев, Л. Г. Павлов и др. Под ред. Е. А. Кораго. Л., Фонды ПМГРЭ, 1988.

254. *Гуревич В. И., Мусатов Е. Е., Яковлев А. В.* и др. Составить комплект карт донных отложений Баренцева, Белого и Карского морей как основу для прогноза полезных ископаемых и геологического мониторинга в Западно-Арктической экономической зоне шельфа СССР (отчет по теме 094). СПб., ВНИИОкеангеология, 1991.

255. *Евдокимов А. Н.* и др. Изучить структуру и состав осадочного чехла арктического шельфа России с целью уточнения ресурсов минерального сырья и прогнозирования новых крупных скоплений углеводородов, разработать научную основу системы геологического сопровождения нефтегазодобывчных работ в Арктике. СПб., ВНИИОкеангеология, 2005.

256. *Евсюков В. Г.* Обобщение материалов бурения скв. 1 Ленинградской площади. Мурманск, КТЭ Арктикоморнефтегазразведка, 1991.

257. *Евсюков В. Г., Бро Е. Г., Преображенская Э. Н., Устинов Н. В.* и др. Обобщение материалов бурения параметрической скв. 202 Северо-Западной площади о. Колгуев. Отчет ГПК Арктикоморнефтегазразведка, Мурманск, 1993.

258. *Ефремова В. И., Григорьев М. Н., Дитмар А. В.* и др. Региональные ревизионно-геологические работы с целью комплексного изучения донных осадков арктического шельфа и фанерозойских отложений на арктических островах для сопоставления уточненных опорных разрезов в различных геоструктурных зонах шельфа 1981–1983 гг. Л., ВНИИОкеангеология, 1983.

259. *Журавлёв В. А., Шкарубо С. И., Кораго Е. А.* и др. Создание комплекта современной геологической основы масштаба 1 : 1 000 000 листов R-39,40. МАГЭ, 2012.

260. *Зарипов О. Г., Бро Е. Г., Преображенская Э. Н., Устинов Н. В.* и др. Отчет о результатах бурения скважины 1 на Северо-Гуляевской площади // Фонды ВНИИОкеангеология, Мурманск, ПО АМНГР, 1987.

261. *Зарипов О. Г., Павлов Л. А., Преображенская Э. Н.* и др. Отчет о результатах бурения скважины 1 на Поморской площади. Промежуточный отчет по теме 4/86-88. Мурманск, КТЭ ПО АМНГР, 1986.

262. *Зархидзе В. С., Символокова С. Е.* Легенда Печорской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. – Ухта, 1999.

263. *Зобнина Н. И.* Отчет «Региональные комплексные геофизические исследования в южной части Карского моря. Объект 10/87». Мурманск, Севморнефтегеофизика, 1989.

264. *Каленич А. П., Павлов Л. Г., Ласточкин А. В.* и др. Отчет о результатах подготовки геохимической основы геологосъемочных работ масштаба 1 : 50 000 на Нехватовской площади Новой земли в 1988–1990 гг. ПМГРЭ, Ломоносов, 1991ф.

265. *Картелев А. А.* и др. Авиадесантная гравиметрическая съемка I класса Рогачёвско-Тайнинского района Новой Земли в 1988 г. Л., ПМГРЭ, 1989.

266. *Киреев Г. И., Кузмичева Т. А., Преображенская Э. Н.* и др. Отчет о результатах бурения параметрической скважины 1-Паханческая. Фонды ФГУП АМНГР. Мурманск, 2002.

267. *Киреев Г. И., Руденко М. Н., Преображенская Э. Н.* и др. Отчет по договору № 84/50 от 15.01.2003 г. «Комплексная обработка результатов бурения поисковой скважины № 2 – Медынская-море 2. Мурманск. Фонды ФГУП АМНГР, 2003.

268. *Киреев Г. И., Руденко М. Н., Преображенская Э. Н.* и др. Отчет о результатах бурения поисковой скважины № 4 – Медынская-море 2. Мурманск. Фонды ФГУП АМНГР, 2007.

269. *Кириллова Т. А.* Отчет по объекту № ПС-02-06/1612 «Изучить геологическое строение и выполнить оценку перспектив нефтегазоносности Обручевского вала в Карском море». Мурманск. ОАО МАГЭ, 2005.

270. *Козлов С. А., Неизвестнов Я. В.* и др. Инженерная геология нефтегазоперспективного региона Западно-Арктического шельфа России. Отчет по теме 402. СПб., ВНИИОкеангеология, 1998ф.

271. *Козлов С. А., Неизвестнов Я. В., Ильинская Н. Б., Решетова О. В.* и др. Инженерная экогеология шельфа Баренцева и Белого морей. Отчет по теме 443. СПб., ВНИИОкеангеология, 2000ф.

272. *Комарницкий В. М., Евсюков В. Г., 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.

273. *Комарницкий В. М., Евсюков В. Г., Устинов Н. В.* и др. Обобщение материалов поискового бурения по скв. 1 на Приразломном нефтяном месторождении (промежуточный отчет по теме 2/89-91) Мурманск, КТЭ ПО АМНГР, 1990.

274. Комплект карт геологического содержания масштаба 1 : 500 000 Ненецкого автономного округа Архангельской области (объект – Ненецкая площадь), Объяснительная записка / А. А. Черепанов и др. ЗАО «Архангельскгеолразведка», Архангельск, 1997.

275. Комплект карт геологического содержания масштаба 1 : 500 000 и 1 : 1 000 000 арх. Новая Земля / Л. Г. Павлов, Г. В. Труфанов, В. Ф. Непомилуев, В. В. Орго. Ломоносов, ПМГРЭ, 1999.

276. *Костин Д. А.* (отв. исп.). Составление сводных геологических карт кайнозойских отложений масштаба 1 : 1 000 000 южной части Баренцева моря и внедрение их в АКМГЭ ВМНПО «Союзморинжгеология» и МАГЭ ПГО «Севморгеология» на 1987–1989 гг. Отчет по объекту 67-95/87, МАГЭ ПГО «Севморгеология», 1989.

277. *Костин Д. А.* и др. Геологическая съемка шельфа южной части Карского моря в масштабе 1 : 1 000 000 (листы S-40, 41, 42). Мурманск, МАГЭ, 1995.

278. *Кочкин Г. Б.* и др. Отчет по теме 630 «Региональный прогноз ведущих и новых для России промышленных типов урановых месторождений в слабоизученных регионах страны с целью расширения ее минерально-сырьевого потенциала базы и улучшения структуры запасов урана. СПб., ВСЕГЕИ, 1999.

279. *Лопатин Б. Г., Гуревич В. И.* и др. Геологическая карта масштаба 1 : 1 000 000 шельфа южной части Баренцева и Карского морей и прилегающей суши. Л., Фонды ПГО «Севморгеология», 1982.

280. *Макаревич В. Н., Прищепина О. М., Чельшев С. С.* и др. Создание геолого-геофизической модели строения северной части Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции, включая ее акваториальную часть (Печорское море), с целью выделения новых участков и объектов лицензирования. СПб., Фонды ВНИГРИ, 2009.

281. *Мартьянов А. В., Петренко Е. Л.* и др. Выяснить закономерности распределения коллекторов и покрышек в нефтегазоносных комплексах севера ТПП. Ухта, Республика Коми, 1993.

282. Материалы к легенде Новоземельской серии листов Госгеолкарты масштаба 1 : 200 000 / Отв. исп. А. С. Микляев, под ред. Е. А. Кораго. Воркута, Полярноуралгеология, 1999.

283. *Михайлов Ю. А., Петрунин Л. Н., Самойлович Ю. Г.* и др. Геологическое строение и битуминологическая характеристика островов Белл (Земля Франца-Иосифа) и Долгий (Печорское море). Севморгео, Л., Фонды ВНИИОкеангеология, 1979.

284. *Неизвестнов Я. В., Андреев О. А., Мельницкий В. Е.* Инженерно-геологическое описание Новоземельского антиклинория Урало-Новоземельской складчатой области и северной части Западно-Сибирской плиты в пределах шельфа и островов Карского моря. Отчет по теме 108. – Л., ПГО «Севморгеология», Фонды ВНИИОкеангеология, 1974.

285. *Неизвестнов Я. В., Бро Е. Г., Гинсбург Г. Д.* и др. Типизация морских артезианских бассейнов Арктики по комплексу гидрогеологических показателей нефтегазоносности. Отчет по теме 607. Л., Севморгео, Фонды ВНИИОкеангеология, 1977.

286. *Никонов Н. И.* и др. Стратиграфический, литолого-фациальный и тектонический анализ осадочного чехла Тимано-Печорской провинции. Отчет по теме. Тимано-Печорский научно-исследовательский центр, Ухта, Фонды ТП НИЦ, 1998.

287. *Никонов Н. И.* и др. Тимано-Печорский седиментационный бассейн. Атлас геологических карт (литолого-фациальных, структурных и палеогеологических). Ухта, Фонды ТП НИЦ, 2000.

288. *Николаев В. В.* (отв. исп.). Отчет о проделанной работе: «Провести геоэкологическое картографирование прибрежно-шельфовых зон Карского моря в масштабе 1 : 1 000 000 и на ключевых участках Белого и Баренцева моря в масштабе 1 : 500 000. Фонды ВНИИОкеангеология, 2004.

289. *Онищенко С. В.* (отв. исп.). Инженерно-геологическая подготовка морских площадей под глубокое поисково-разведочное бурение в Варандей-Адзвинской структурной зоне. Отчет по объекту № 82 за 1987–1988 гг. АМИГЭ ВМНПО «Союзморинжгеология». Мурманск, 1989.

290. *Орлов В. В., Голубева И. А., Евдокимов Ю. Д.* Радиометрическая оценка территории Архангельской и Новгородской областей, северо-западной части Республики Коми с целью выявления и картирования экологически неблагоприятных площадей. Отчет АГП-4 о результатах аэрогаммаспектрометрической съемки масштаба 1 : 1 000 000 на объекте «Экосевер» в 1990–1993 гг. СПб., СЗРГЦ ПГЭ, 1993. Росгеолфонд, № 463868.

291. *Павлов Л. А., Матигоров А. А., Устинов Н. В.* и др. Отчет о результатах бурения скважины № 1 на Русановской площади. Мурманск, КТЭ Арктикморнефтегазразведка, 1988.

292. *Павлов Л. Г.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые центральной части архипелага Новая Земля (отчет о групповой геологической съемке масштаба 1 : 200 000), Ломоносов, ПМГРЭ, 1986.

293. *Павлов Л. Г., Бурский А. З., Ильин В. Ф.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые южной части архипелага Новая Земля (отчет о групповой съемке масштаба 1 : 200 000). АКГГЭ ПГО Севморгеология, Ломоносов, 1981.

294. *Павлов Л. Г., Шульга Ю. Д., Ермолаев И. К.* и др. Отчет о результатах общих поисков марганца, серебра, редких металлов в пределах северной части Рогачёвской и Тайнинской антиклиналей (арх. Новая земля) в 1983–1987 гг. Ломоносов, ПМГРЭ, 1987.

295. *Павлов С. П., Шлыкова В. В., Ивахненко О. В.* Отчет по объекту «Создание каркасной сети региональных сейсмических профилей с целью изучения строения глубоких горизонтов осадочного чехла Печоро-Баренцево-Северокарского мегабассейна (Печорский, Южно-Баренцевский районы)». Мурманск, ОАО МАГЭ, 2011. Росгеолфонд, № 499541; Фонды МАГЭ, № 1110.

296. *Петрова В. И., Батова Г. И.* Отчет по теме «Выявить региональные особенности органогеохимических аномалий в донных отложениях акваторий Западно-Арктического региона (в нефтепоисковых и экологических целях)». СПб., ВНИИОкеангеология, 1996.

297. *Петрова В. И., Данюшевская А. И., Канев А. С.* Геохимический мониторинг донных осадков Мирового океана // Комплексное изучение загрязнения Мирового океана в связи с освоением его минеральных ресурсов – Л.: ПГО «Севморгеология», 1989.

298. *Ронкина З. З., Бро Е. Г., Фефилова Л. А.* и др. Отчет по результатам обработки материалов бурения на Мурманской площади (южная часть Южно-Баренцевской впадины). Договорные работы с Мурманской экспедицией глубокого бурения ПО «Арктикморнефтегазразведка», Л., ВНИИОкеангеология, 1989.

299. *Рослов Ю. Б.* Отчет «Изучить глубинное строение Баренцево-Карской плиты на основе результатов комплексных геофизических (сейсморазведочных МОВ-ОГТ, КМПВ-ГСЗ, гравиметрических, магнитометрических) исследований на опорных профилях. СПб., ГНПП «Севморгео», 2006.

300. *Скоробогатько А. В.* (отв. исп.). Отчет по опытно-методической геологической съемке шельфа масштаба 1 : 1 000 000 южной части Баренцева моря в 1982–1986 гг. (лист R-38). Мурманск. МАГЭ ПГО «Севморгеология», 1986.

301. *Соболев Н. Н.* Изучить верхнепалеозойские отложения Баренцевоморского бассейна. СПб. ВНИИОкеангеология, 1993.

302. *Соболев Н. Н.* Оценка ресурсного потенциала осадочных бассейнов севера Евразии на основе литогеодинимического анализа, СПб., ВНИИОкеангеология, 2008.
303. *Соболев Н. Н., Зархидзе В. С.* и др. Разработка стратиграфических схем палеозойских, мезозойских и кайнозойских отложений с целью обеспечения геологосъемочных, инженерно-геологических и поисковых работ на Западно-Арктическом шельфе. СПб., ВНИИОкеангеология, 1988.
304. *Сопин А. И.* и др. Геологическое строение, гидрогеологические и инженерно-геологические условия р-на Коровинской губы. Отчет о проведении геолого-гидрогеологической, инженерно-геологической съемки масштаба 1 : 200 000 на площади листов R-39-XXX, XXXIV. Архангельскгеология, 1988.
305. *Супруненко О. И.* Количественная оценка величины и анализ структуры запасов и ресурсов нефти газа и конденсата Баренцево-Карского шельфа на 1.01.2002 г. СПб., ВНИИОкеангеология, 2004.
306. *Супруненко О. И.* Количественная оценка величины и анализ структуры запасов и ресурсов нефти, газа и конденсата Арктического шельфа России на 1.01.2009 г. СПб., ВНИИОкеангеология, 2011.
307. *Супруненко О. И.* (отв. исп.). Отчет о результатах работ по объекту «Уточнение количественной оценки ресурсов нефти, газа и конденсата шельфов РФ по состоянию изученности на 1.01.2009 г.» Договор № ПС-ОЗ/34-22. «ВНИИОкеангеология» от 19.02.2010 г. Фонды ФГУП «ВНИГНИ». М., 2012.
308. *Сурков В. С., Смирнов Л. В., Казаков А. М.* Оценить нефтегазоносность преимущественно морских отложений нижней и средней юры Ямало-Гыданской фациальной области Западной Сибири. Отчет по теме. СНИИГТИМС, 1997.
309. *Трофимова Ф. П.* и др. Технический отчет «Инженерно-геологические условия строительства скважин глубокого бурения Северо-Долгинская-1», АМИГЭ, 1992.
310. *Федухин Н. В., Павлов С. П.* Изучение геологического строения гетерогенного фундамента Обручевского вала в Карском море. Фонды МАГЭ № 1075, Мурманск, 2008.
311. *Холмянский М. А., Иванова В. В., Андреева И. А.* и др. Отчет по теме 540: «Обосновать систему экологически безопасного недропользования на западно-арктическом шельфе с учетом устойчивости геологической среды». СПб., Фонды ВНИИОкеангеология, 2002.
312. *Шакин А. Д.* (отв. исп.) «Изучение геоморфологии, новейшей геодинамики, геоэкологии на территории листов R-38,39,40 с целью составления Госгеолкарты-1000 (третье поколение). М., ФГУНПП «АЭРОГЕОЛОГИЯ», 2001.
313. *Шкарубо С. И., Шишкин М. А., Маркина Н. В.* Создание комплекта Государственной геологической карты масштаба 1 : 1 000 000 для листа R-41. МАГЭ, 2008.
314. *Шульга Ю. Д., Повышева Л. Г.* и др. Отчет о результатах групповой геологической съемки масштаба 1 : 50 000 северной части Рогачёвско-Тайнинского района Новой Земли. Фонды ПМГРЭ, Ломоносов, 1991.
315. *Щеколдин Р. А., Платонов Е. Г.* Разработка и корреляция стратиграфических схем среднего и верхнего палеозоя для целей геологического картирования Новой Земли. Л., ВНИИОкеангеология, 1988.
316. *Ivanova N. M., Bogolepov A. K.* Carbonate tie survey. Interpretation of seismic data from disputed zone to Pechora Sea. Sevoteam report 01–93, Murmansk–Oslo, March, 1993.

**Указатель месторождений, проявлений и пунктов минерализации к карте полезных
ископаемых листов R-39,40**

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта. Промышленная освоенность*	Название объекта или географическая привязка	Литературный источник
I-1-1	Строительный песок	П	Северная площадь (48°18' в. д. 71°40' с. ш.)	ГГК, R-39,40, 2003 г.
I-3-1	Уран	РА	Северная группа аномалий	Павлов и др., 1987
I-3-2	Марганец (карбонатные руды)	П	Рогачёвское	ГГК, 1988; Павлов и др., 1981; 1987 Шульга и др., 1991
I-3-3	Серебро, медь	ПМ	Река Вадега-1	ГГК, 1988; Павлов и др., 1981; Шульга и др., 1991
I-3-4	Фосфорит	ПМ	Руч. Марганцевый	Шульга и др., 1991
I-3-5	Серебро, медь	ПМ	руч. Страшный	ГГК, 1988; Павлов и др., 1981; Шульга и др., 1991
I-3-6	Уран	РА	Рогачёвская группа аномалий	Павлов и др., 1984
I-3-7	Халькопирит	ШО	Река Рогачёва	Павлов и др., 1981
I-3-8	Серебро, медь	ПМ	Руч. Магнитный	Шульга и др., 1991
I-3-9	Уран	РА	Группа аномалий уч. Олень	Павлов и др., 1984
I-3-10	Железо	ПМ	Река Рогачёва	ГГК, 1988; Павлов и др., 1981
I-3-11	Уран	РА	Группа аномалий Р-4	Павлов и др., 1987
I-3-12	Уран	ПМ	Олень, верхний Правый Приток р. Сев. Тайная	Павлов и др., 1987; Шульга и др., 1991
I-3-13	Серебро, медь	ПМ	Руч. Яшмовый	Шульга и др., 1991
I-3-14	Марганец (окисленные руды)	П	Разломное	ГГК, 1988; Павлов и др., 1981; 1987. Шульга и др., 1991
I-3-15	Серебро медь	ПМ	Руч. Олений, р. Сев. Тайная	ГГК, 1988; Павлов и др., 1981
I-3-16	Уран	П	Малютка, левый берег р. Сев. Тайная	Павлов и др., 1987; Шульга и др., 1991
I-3-17	Марганец (окисленные руды)	П	Каменистое, устье р. Рогачёва	ГГК, 1988; Павлов и др., 1981; 1987. Шульга и др., 1991
I-3-18	Камни поделочные (агат)	ПМ	Оз. Ледяное, р. Рогачёва	ГГК, 1988; Павлов и др., 1981
I-3-19	Фосфорит	П	Руч. Милин	Шульга и др., 1991
I-3-20	Уран	РА	Западно-Милинская группа аномалий	Павлов и др., 1984

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта. Промышленная освоенность*	Название объекта или географическая привязка	Литературный источник
I-3-21	Уран	РА	Западно-Реченская группа аномалий	Павлов и др., 1984; 1987
I-3-22	Уран	ПМ	Южное 1, Правобережье р. Сев. Тайная	Павлов и др., 1987; Шульга и др., 1991
I-3-23	Марганец (окисленные руды)	П	Междуреченское (Северотайнинское рудное поле)	ГТК-200, 1988; Павлов и др., 1981
I-3-24	Уран	П	Посудное	Павлов и др., 1987; Шульга и др., 1991
I-3-25	Свинец, цинк	ПМ	Руч. Южный Милин, р. Сев. Тайная	ГТК-200, 1988; Павлов и др., 1981
I-3-26	Уран	РА	Подгорная группа аномалий	Павлов и др., 1984
I-3-27	Кальцит оптический	П	Верхнетайнинское, р. Сев. Тайная	ГТК-200, 1986; Павлов и др., 1981
I-3-28	Цинк	ВГХО	Река Южная Тайная	Каленич и др., 1991; Шульга и др., 1991
I-3-29	Уран	РА	Приозерная группа аномалий	Павлов и др., 1984
I-3-30	Камни поделочные (агат)	ПМ	Устье р. Рогачёва	ГТК, 1988; Павлов и др., 1981
I-3-31	Уран	РА	Группа аномалий, руч. Озерный	Павлов и др., 1984
I-3-32	Камни поделочные (агат)	ПМ	Зал. Рогачёва, вост. берег	ГТК, 1988; Павлов и др., 1981
I-3-33	Золото, цинк, медь	ПМ	Река Сев. Тайная	Каленич и др., 1991
I-3-34	Медь	ПМ	Руч. Голубой, р. Сев. Тайная	ГТК-200, 1988; Павлов и др., 1981
I-3-35	Медь	ПМ	Оз. Тайное	ГТК, 1988; Павлов и др., 1981
I-3-36	Медь	ПМ	Оз. Тайное	ГТК-200, 1988; Павлов и др., 1981
I-3-37	Битум	П	Мыс Соколова, зал. Рогачёва	Клубов и др., 1992
I-3-38	Медь	ПМ	Устье р. Сев. Тайная	ГТК, 1988; Павлов и др., 1981
I-3-39	Медь	ПМ	Оз. Тайное	ГТК-200, 1988; Павлов и др., 1981
I-3-40	Медь	ПМ	Гора Пырней, прол. Костин Шар	ГТК-200, 1988; Павлов и др., 1981
I-3-41	Медь	ПМ	Губа Мал. Тайная	ГТК, 1988; Павлов и др., 1981
I-3-42	Медь	ПМ	Гора Пырней, прол. Костин Шар	ГТК, 1988; Павлов и др., 1981
I-3-43	Фосфорит	ПМ	Мыс Морозова, губа Белушья	Павлов и др., 1981

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта. Промышленная освоенность*	Название объекта или географическая привязка	Литературный источник
I-3-44	Цинк, свинец	ПМ	Губа Тайная	Каленич и др., 1991
I-3-45	Медь	ПМ	П-ов Помор	ГГК, 1988; Павлов и др., 1981
I-3-46	Медь	ПМ	П-ов Пырнеэ	ГГК-200, 1988; Павлов и др., 1981
I-3-47	Медь	ПМ	П-ов Пырнеэ	ГГК-200, 1988; Павлов и др., 1981
I-3-48	Медь	ПМ	Хр. Береговой, прол. Костин Шар	ГГК-200, 1988; Павлов и др., 1981
I-4-1	Марганец (карбонатные руды)	ПМ	Река Южная Тайная	ГГК-200, 1988; Павлов и др., 1981
I-4-2	Марганец (карбонатные руды)	ПМ	Река Нехватова	ГГК-200, 1986; Павлов и др., 1981
II-3-1	Каменный уголь	П	Остров Междушарский	ГГК, 1986; Павлов и др., 1981
II-3-2	Каменный уголь	П	Остров Междушарский	ГГК, 1986; Павлов и др., 1981
II-3-3	Медь	ПМ	Хр. Береговой, прол. Костин Шар	ГГК-200, 1986; Павлов и др., 1981
II-3-4	Медь	ПМ	Хр. Береговой, прол. Костин Шар	ГГК, 1986; Павлов и др., 1981
II-3-5	Медь	ПМ	Оз. Промысловое	ГГК, 1986; Павлов и др., 1981
II-3-6	Медь	ПМ	Хр. Долгий, прол. Костин Шар	ГГК-200, 1986; Павлов и др., 1981
II-3-7	Гипс, ангидрит	П	Остров Междушарский	ГГК, 1986; Павлов и др., 1981
II-3-8	Медь	ПМ	Хр. Долгий, прол. Костин Шар	ГГК, 1986; Павлов и др., 1981
II-3-9	Медь	П	Медное, п-ов Медный	Кораго и др., 1992; ГГК, 1986; Павлов и др., 1981
II-3-10	Медь	П	П-ов Медный	Кораго и др., 1992; ГГК, 1986; Павлов и др., 1981
II-3-11	Флюорит (флюс химсырье)	ПМ	П-ов Висячий	Павлов и др., 1981
II-3-12	Гипс, ангидрит	П	Алебастровые острова	ГГК, 1986; Павлов и др., 1981
II-3-13	Камни поделочные (агат)	П	Губа Раковая	ГГК, 1986; Павлов и др., 1981
II-3-14	Флюорит (флюс химсырье)	П	Раковое, губа Раковая	Юшкин и др., 1982; ГГК, 1986; Павлов и др., 1981
II-3-15	Флюорит	ПМ	Восточный берег губы Раковая	Павлов и др., 1981; Кораго и др., 1992

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта. Промышленная освоенность*	Название объекта или географическая привязка	Литературный источник
П-3-16	Флюорит	ПМ	Восточный берег губы Раковая	Павлов и др., 1981; Кораго и др., 1992
П-4-1	Флюорит (флюсхимсырьё)	ПМ	Река Бол. Юнау	Павлов и др., 1981
П-4-2	Флюорит (флюсхимсырьё)	ПМ	Река Бол. Юнау	Павлов и др., 1981
П-4-3	Флюорит (флюсхимсырьё)	ПМ	Река Вост. Горная	Павлов и др., 1981
П-4-4	Флюорит (флюсхимсырьё)	ПМ	Река Бол. Юнау	Павлов и др., 1981
П-4-5	Флюорит (флюсхимсырьё)	ПМ	Губа Пропащая	Павлов и др., 1981
П-4-6	Серебро, медь	ПМ	Река Пропащая	Павлов и др., 1981
П-4-7	Флюорит (флюсхимсырьё)	ПМ	Река Мал. Юнау	Павлов и др., 1981
П-4-8	Медь	ПМ	Река Пропащая	ГТК, 1986; Павлов и др., 1981
П-4-9	Медь	ПМ	Река Пропащая	ГТК, 1986; Павлов и др., 1981
П-4-10	Флюорит (флюсхимсырьё)	ПМ	Река Саханина	Павлов и др., 1981
П-4-11	Медь	ПМ	Река Пропащая	ГТК, 1986; Павлов и др., 1981
П-4-12	Флюорит (флюсхимсырьё)	ПМ	Река Саханина	Павлов и др., 1981
П-4-13	Медь	ПМ	Река Пропащая	ГТК, 1986; Павлов и др., 1981
П-4-14	Медь	ПМ	Река Гусиная	ГТК, 1986; Павлов и др., 1981
П-4-15	Медь	П	Красные Горы	Гловатских, 1994; ГТК, 1986; Павлов и др., 1981
П-4-16	Медь	ПМ	Междуречье Гусиная–Обманная	Гловатских, 1994; ГТК, 1986; Павлов и др., 1981
П-4-17	Медь	П	Красные Горы	Гловатских, 1994; ГТК, 1986; Павлов и др., 1981
П-4-18	Флюорит (флюсхимсырьё)	П	Черногубское, губа Чёрная	Кораго и др., 1992; Юшкин и др., 1982; ГТК, 1986; Павлов и др., 1981
П-4-19	Медь	П	Красные Горы	Павлов и др., 1981
П-4-20	Медь	ПМ	Междуречье Гусиная–Обманная	Гловатских, 1994; ГТК, 1986; Павлов и др., 1981
П-4-21	Медь	ПМ	Ур. Петухи	ГТК, 1986; Павлов и др., 1981

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта. Промышленная освоенность*	Название объекта или географическая привязка	Литературный источник
II-4-22	Цинк, свинец	П	Река Омудевая	Афанасьев и др., 1988
II-4-23	Флюорит (флюс, химсырьё)	ПМ	Губа Чёрная	Юшкин и др., 1982; ГГК, 1986; Павлов и др., 1981
II-4-24	Флюорит (флюс, химсырьё)	ПМ	Губа Чёрная	Юшкин и др., 1982; ГГК, 1986; Павлов и др., 1981
II-4-25	Медь	ПМ	Река Обманная	ГГК, 1986; Павлов и др., 1981
II-4-26	Флюорит (флюс, химсырьё)	ПМ	Губа Селезнёва	Павлов и др., 1981
II-4-27	Медь	ПМ	Гора Рейнеке	ГГК, 1986; Павлов и др., 1981
II-4-28	Флюорит (флюс, химсырьё)	П	Циволькинское, зал. Цивольки	Юшкин и др., 1982; Павлов и др., 1981
II-5-1	Марганец (карбонатные руды)	П	Река Колодкина	ГГК, 1986; Павлов и др., 1981
II-5-2	Цинк, свинец	П	Река Омудевая	Афанасьев и др., 1988
II-5-3	Цинк, свинец	П	Река Омудевая	Афанасьев и др., 1988
II-5-4	Цинк, свинец	П	Река Омудевая	Афанасьев и др., 1988
II-5-5	Цинк, свинец	П	Бух. Ермолаева, зал. Рейнеке	Афанасьев и др., 1988
II-5-6	Цинк, свинец	П	Бондаревское, бух. Северная	Бондарев и др., 1955; ГГК, 1986; Павлов и др., 1981
II-5-7	Медь	ПМ	Бух. Мутафи	ГГК, 1986; Павлов и др., 1981
II-5-8	Железо	ПМ	Мыс Тест	ГГК, 1986; Павлов и др., 1981
III-5-1	Флюорит (флюс химсырьё)	ПМ	Река Ильинка	ГГК, 1986; Павлов и др., 1981
III-5-2	Железо	ПМ	П-ов Русанова	Бондарев и др., 1955; Павлов и др., 1981
III-5-3	Медь	ПМ	Бух. Внутренняя	ГГК, 1986; Павлов и др., 1981
III-5-4	Флюорит (флюс, химсырьё)	ПМ	Мыс Лазарева, прол. Карские Ворота	Павлов и др., 1981
III-5-5	Медь	ПМ	П-ов Русанова	ГГК, 1986; Павлов и др., 1981
III-5-6	Флюорит (флюс, химсырьё)	ПМ	Губа Каменка	Павлов и др., 1981
III-5-7	Медь	ПМ	П-ов Русанова	ГГК, 1986; Павлов и др., 1981
III-6-1	Флюорит (флюс, химсырьё)	ПМ	Мыс Костяной	Комплект карт..., 1997

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта. Промышленная освоенность*	Название объекта или географическая привязка	Литературный источник
Ш-6-2	Флюорит (флюс, химсырье)	ПМ	Мыс Мы-Саля	Комплект карт..., 1997
Ш-6-3	Флюорит (флюс, химсырье)	ПМ	7 км на ЮВ от мыса Болваний Нос	Комплект карт..., 1997
Ш-6-4	Флюорит (флюс, химсырье)	ПМ	Река Ямаляха	Комплект карт..., 1997
Ш-6-5	Флюорит (флюс, химсырье)	ПМ	Мыс Стакансале	Комплект карт..., 1997
Ш-6-6	Медь	ПМ	Устье р. Хэхэяха	Комплект карт..., 1997
Ш-6-7	Флюорит (флюс, химсырье)	ПМ	Водораздел р. Хэхэяха и побережья Карского моря	Комплект карт..., 1997
Ш-6-8	Цинк, свинец	П	Бух. Воронова	Комплект карт..., 1997
Ш-6-9	Медь	ПМ	Река Хэхэяха	Комплект карт..., 1997
Ш-6-10	Медь	ПМ	Река Воронов Нос	Комплект карт..., 1997
Ш-6-11	Флюорит (флюс, химсырье)	ПМ	3 км на СВ от оз. Мусовой-то	Комплект карт..., 1997
Ш-6-12	Медь	П	Прав. приток р. Янгото	Комплект карт..., 1997
Ш-6-13	Битум	П	Истоки р. Талата Карская	Комплект карт..., 1997
Ш-6-14	Цинк, свинец	ПМ	Река Янгото	Комплект карт..., 1997
Ш-6-15	Медь	П	Губа Долгая	Комплект карт..., 1997
Ш-6-16	Цинк, свинец	П	Междуречье Янгото-Мал. Зелёная	Комплект карт..., 1997
Ш-6-17	Цинк, свинец	П	2 км южнее оз. Янгото	Комплект карт..., 1997
Ш-6-18	Медь	ПМ	ЮЗ борт губы Долгая	Комплект карт..., 1997
Ш-6-19	Медь	П	Губа Дыроватая	Комплект карт..., 1997
Ш-6-20	Медь	П	Губа Дыроватая	Комплект карт..., 1997
Ш-6-21	Медь	ПМ	Губа Осьминная	Комплект карт..., 1997
Ш-6-22	Цинк, свинец	ПМ	Река Талата Карская	Комплект карт..., 1997
Ш-6-23	Свинец, цинк	ПМ	Губа Осьминная	Комплект карт..., 1997
Ш-6-24	Свинец, цинк	ПМ	Устье р. Лэмбарьяха	Комплект карт..., 1997
Ш-6-25	Медь	ПМ	Долина р. Талата Карская	Комплект карт..., 1997
Ш-6-26	Медь	ПМ	Губа Осьминина	Комплект карт..., 1997
Ш-6-27	Медь	ПМ	Мыс Лапин Нос	Комплект карт..., 1997
Ш-6-28	Медь	ПМ	Река Сармик	Комплект карт..., 1997
IV-1-1	Строительный песок	П	Северная отмель о. Колгуев	ГТК R-39,40, 2003 г.
IV-1-2	Титансодержащие минералы, гранат	ВГХО	Колгуевское поднятие	ГТК R-38,40, 2003г.
IV-4-1	Нефть	МК	Долгинское	Гос. баланс, 2009
IV-4-2	Строительный песок	П	Северо-Гуляевская площадь	ГТК R-39,40, 2003 г.

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта. Промышленная освоенность*	Название объекта или географическая привязка	Литературный источник
IV-5-1	Строительный песок	П	Отмель Пиразломного месторождения	ГГК R-39,40, 2003 г.
IV-6-1	Цинк, свинец	ПМ	Река Сурияха	Комплект карт..., 1997
IV-6-2	Цинк, свинец	ПМ	Долина р. Сурияха	Комплект карт..., 1997
IV-6-3	Цинк, свинец	ПМ	Река Нядзияха	Комплект карт..., 1997
IV-6-4	Свинец, цинк	ПМ	Губа Лямчина	Комплект карт..., 1997
IV-6-5	Флюорит (флюс, химсырье)	ПМ	Левый Приток р. Нядзияха	Комплект карт..., 1997
IV-6-6	Свинец, цинк	ПМ	Река Юнояха	Комплект карт..., 1997
IV-6-7	Флюорит (флюс, химсырье)	ПМ	Бух. Лямчина	Комплект карт..., 1997
IV-6-8	Цинк, свинец	П	Бух. Лямчина	Еномян, 1972; Комплект карт..., 1997
IV-6-9	Флюорит (флюс, химсырье)	ПМ	П-ов Лямчин	Комплект карт..., 1997
IV-6-10	Цинк, свинец	ПМ	П-ов Лямчин	Комплект карт..., 1997
IV-6-11	Цинк, свинец	П	Остров Бол. Цинковый	Комплект карт..., 1997
IV-6-12	Свинец, цинк	ПМ	Бух. Лямчина	Комплект карт..., 1997
IV-6-13	Флюорит (флюс, химсырье)	ПМ	П-ов Лямчин	Комплект карт..., 1997
IV-6-14	Цинк, свинец	ММ	Талата-Сале, мыс Талата-Сале в губе Белушья	Еномян, 1972; Комплект карт..., 1997
IV-6-15	Цинк, свинец	ПМ	Губа Белушья	Комплект карт..., 1997
IV-6-16	Цинк, свинец	ММ	Пайготинское-4, оз. Пайгото	Еномян, 1972; Комплект карт..., 1997
IV-6-17	Флюорит (флюс, химсырье)	ПМ	2 км южнее оз. Пайгото	Комплект карт..., 1997
IV-6-18	Цинк, свинец	ММ/О	Красное, бух. Варнека	Еномян, 1972; Комплект карт..., 1997
V-1-1	Нефть	ММ	Таркское	Гос. баланс, 2012; Панкратов и др., 1995; Комплект карт..., 1997
V-1-2	Строительный песок	П	Южная отмель о. Колгуев	ГГК R-39,40, 2003 г.
V-2-1	Нефть и газоконденсат	МС/Э	Песчаноозерское	Гос. баланс, 2012; Панкратов и др., 1995; Комплект карт..., 1997
V-2-2	Строительный песок	П	Восточная отмель о. Колгуев	ГГК R-39,40, 2003 г.
V-3-1	Газоконденсат	МС	Поморское	Гос. баланс, 2012; Зарипов и др., 1986

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта. Промышленная освоенность*	Название объекта или географическая привязка	Литературный источник
V-4-1	Нефть и газоконденсат	МК	Северо-Гуляевское	Государственный баланс..., 2012; Зарипов и др., 1987
V-4-2	Строительный песок	П	Отмель Гуляевские Кошки	ГТК R-39,40, 2003 г.
V-4-3	Титансодержащие минералы, циркон, гранат	ВГХО	Печорская губа	ГТК R-38,40, 2003 г.
V-5-1	Нефть	МК	Пиразломное	Гос. баланс, 2012; Комплект карт..., 1997
V-5-2	Нефть	ММ	Варандей-море	Государственный баланс..., 2012; Афанасьева, 1996; Супруненко и др., 1998
V-5-3	Нефть	МК	Имени Р. Трещаса	Гос. баланс, 2012; Комплект карт..., 1997; Панкратов и др., 1995
V-6-1	Нефть	МК	Медынское-море	Государственный баланс..., 2012; Афанасьева, 1996; Супруненко и др., 1998
V-6-2	Нефть	ММ/Э	Медынское	Гос. баланс, 2012; Комплект карт..., 1997; Панкратов и др., 1995
V-6-3	Нефть	МС/Э	Тобойское	Гос. баланс, 2012; Комплект карт..., 1997; Панкратов и др., 1995
V-6-4	Нефть	МС/Э	Варандейское	Гос. баланс, 2012; Комплект карт..., 1997; Панкратов и др., 1995
V-6-5	Нефть	МС/Э	Мядсейское	Гос. баланс, 2012; Комплект карт..., 1997; Панкратов и др., 1995
V-6-6	Нефть	МС/Э	Торавейское	Гос. баланс, 2012; Комплект карт..., 1997; Панкратов и др., 1995
V-6-7	Известняк	МК	Хайпудырское, мыс Синькин Нос	Комплект карт..., 1997
V-6-8	Битум	П	Талотинское, мыс Синькин Нос	Комплект карт..., 1997
V-6-9	Нефть	ММ	Усть-Талотинское	Гос. баланс, 2012; Комплект карт..., 1997; Панкратов и др., 1995
VI-1-1	Титансодержащие минералы, циркон, гранат	ВГХО	Канинско-Колгуевская ступень	ГТК R-38,40, 2003 г.

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта. Промышленная освоенность*	Название объекта или географическая привязка	Литературный источник
VI-1-2	Строительный песок	П	Отмель Канинско-Колгуевской ступени	ГГК R-39,40, 2003 г.
VI-3-1	Нефть	НБ	Верхнехарицкое	Комплект карт..., 1997
VI-3-2	Газоконденсат	МС	Коровинское	Гос. баланс., 2012; Панкратов и др., 1995; Комплект карт..., 1997
VI-3-3	Газоконденсат	МК	Кумжинское	Гос. баланс., 2012; Комплект карт..., 1997; Панкратов и др., 1995
VI-3-4	Газоконденсат	МК/Э	Василковское	Гос. баланс., 2012; Комплект карт..., 1997; Панкратов и др., 1995
VI-4-1	Нефть и газоконденсат	ММ	Хыльчужское	Гос. баланс., 2012; Комплект карт..., 1997; Панкратов и др., 1995
VI-4-2	Минеральные воды	П	Носовая, 1	Подземные..., 1989; ГГК R-39,40, 2003 г.
VI-4-3	Газ и нефть	МК/Э	Южно-Хыльчужское	Гос. баланс., 2012; Комплект карт..., 1997; Панкратов и др., 1995
VI-4-4	Камни поделочные (янтарь)	П	Устье р. Печора	Иванова и др., 1996
VI-4-5	Нефть и газоконденсат	МС/Э	Ярейюское	Гос. баланс., 2012; Комплект карт..., 1997; Панкратов и др., 1995
VI-4-6	Нефть	ММ	Имени Ю. Россихина	Гос. баланс., 2012; Комплект карт..., 1997; Панкратов и др., 1995
VI-4-7	Минеральные воды	П	Ярейюская, 1	Подземные..., 1989; ГГК R-39,40, 2003 г.
VI-4-8	Минеральные воды	П	Ярейюская, 6	Подземные..., 1989; ГГК R-39,40, 2003 г.
VI-5-1	Нефть	ММ	Табровояхинское	Гос. баланс., 2012; Комплект карт..., 1997; Панкратов и др., 1995
VI-5-2	Нефть	ММ	Пюсейское	Гос. баланс., 2012; Комплект карт..., 1997; Панкратов и др., 1995
VI-5-3	Нефть	ММ	Сторхаратинское	Гос. баланс., 2012; Комплект карт..., 1997; Панкратов и др., 1995
VI-6-1	Нефть	ММ	Южно-Торавейское	Гос. баланс., 2012; Комплект карт..., 1997; Панкратов и др., 1995

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта. Промышленная освоенность*	Название объекта или географическая привязка	Литературный источник
VI-6-2	Нефть	ММ	Пасседское	Гос. баланс, 2012; Комплект карт..., 1997; Панкратов и др., 1995
VI-6-3	Нефть	МС	Наульское	Гос. баланс, 2012; Комплект карт..., 1997; Панкратов и др., 1995
VI-6-4	Минеральные воды	П	Наульская, 51	Подземные..., 1989; ГТК R-39,40, 2003 г.
VI-6-5	Камни поделочные (янтарь)	П	Низовья р. Хайпудыра	Иванова и др., 1996
VI-6-6	Нефть	МС	Лабаганское	Гос. баланс, 2012; Комплект карт..., 1997; Панкратов и др., 1995
VI-6-7	Нефть	МК	Имени. А. Титова	Гос. баланс, 2012; Комплект карт..., 1997; Панкратов и др., 1995
VI-6-8	Нефть	ММ	Междуреченское	Гос. баланс, 2012; Комплект карт..., 1997; Панкратов и др., 1995
VI-6-9	Нефть	ММ	Седьягинское	Гос. баланс, 2012; Комплект карт..., 1997; Панкратов и др., 1995
VI-6-10	Нефть	ММ	Висовое	Гос. баланс, 2012; Комплект карт..., 1997; Панкратов и др., 1995
VI-6-11	Нефть	ММ	Верхнеколвинское	Гос. баланс, 2012; Комплект карт..., 1997; Панкратов и др., 1995

*Принятые сокращения. Месторождения: МК – крупное, МС – среднее, ММ – малое; П – проявление; ПМ – пункт минерализации; ШО – шлиховой ореол; ВГХО – вторичный геохимический ореол, НБ – неучтенные балансом.

Промышленная освоенность месторождения: Э – эксплуатируемое, О – отработанное (выработанное).

**Указатель ореолов рассеяния полезных ископаемых по данным шлихового
и литогеохимического опробования к карте полезных ископаемых**

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта*	Географическая привязка	Литературный источник
I-3-7	Халькопирит	ОШ	Река Рогачёва	Павлов Л. Г. и др., 1981
I-3-28	Цинк	ОЛ	Река Южная Тайная	Каленич А. П. и др., 1991; Шульга Ю. Д. и др., 1991
IV-1-2	Титансодержащие минералы, гранат	ОЛ	Колгуевское поднятие	ГГК R-38,40, 2003 г.
V-4-3	Титансодержащие минералы, циркон, гранат	ОЛ	Печорская губа	ГГК R-38,40, 2003 г.
VI-1-1	Титансодержащие минералы, циркон, гранат	ОЛ	Канинско-Колгуевская ступень	ГГК R-38,40, 2003 г.

*Принятые сокращения: ОШ – ореол шлиховой, ОЛ – ореол литогеохимический.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение. <i>В. А. Журавлёв</i>	3
Сейсмостратиграфическая характеристика осадочного чехла. <i>С. И. Шкарубо</i>	15
Стратиграфия. <i>Е. А. Кораго, Э. Н. Преображенская, Б. Г. Лопатин, Н. В. Устинов, Л. Г. Пovyшева, С. И. Шкарубо, М. В. Красилова, Е. А. Гусев, Д. А. Костин</i>	28
Литология современных донных отложений. <i>М. С. Радченко</i>	166
Магматические образования. <i>Е. А. Кораго</i>	179
Тектоника. <i>С. И. Шкарубо, В. А. Журавлёв, Г. Н. Ковалева</i>	189
История геологического развития. <i>С. И. Шкарубо, Е. А. Кораго</i>	214
Геоморфология. <i>А. Г. Зинченко</i>	228
Полезные ископаемые. <i>Е. А. Кораго, О. Н. Зуйкова, С. И. Шкарубо</i>	249
Закономерности размещения полезных ископаемых и оценка перспектив района. <i>Е. А. Кораго, О. Н. Зуйкова, С. И. Шкарубо</i>	294
Гидрогеология. <i>С. А. Козлов</i>	331
Эколого-геологическая обстановка. <i>А. В. Гончаров, Е. И. Минцева, С. Ф. Солонина</i>	343
Заключение. <i>В. А. Журавлёв, С. И. Шкарубо, Е. А. Кораго</i>	368
Список литературы	375
<i>Приложение 1.</i> Указатель месторождений, проявлений и пунктов минерализации к карте полезных ископаемых листов R-39,40	392
<i>Приложение 2.</i> Указатель ореолов рассеяния полезных ископаемых по данным шлихового и литогеохимического опробования к карте полезных ископаемых	402

**ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение)
Серия Северо-Карско-Баренцевоморская
Лист R-39,40 – о. Колгуев – прол. Карские Ворота
Объяснительная записка**

Редактор *Е. А. Зотова*

Подписано в печать 24.12.2014. Формат 70×100/16. Гарнитура Times New Roman.
Печать офсетная. Печ. л. 25,5. Уч.-изд. л. 36
Тираж 150 экз. Заказ 81114003

Картографическая фабрика ВСЕГЕИ
199178, Санкт-Петербург, Средний пр., 72
Тел. 328-8121, факс 321-8153

ДЛЯ ЗАМЕТОК

ДЛЯ ЗАМЕТОК

ДЛЯ ЗАМЕТОК

ДЛЯ ЗАМЕТОК
