

**ГОСУДАРСТВЕННАЯ
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ**

масштаба 1 : 1 000 000

Третье поколение

Серия Северо-Карско-Баренцевоморская

Лист S-39,40 – прол. Маточкин Шар

САНКТ-ПЕТЕРБУРГ

2021

МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ И ЭКОЛОГИИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
(Минприроды России)

ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО ПО НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЮ
(Роснедра)

Федеральное государственное бюджетное учреждение «Всероссийский научно-исследовательский
геологический институт им. А. П. Карпинского»
(ФГБУ «ВСЕГЕИ»)

Открытое акционерное общество «Морская арктическая геологоразведочная экспедиция»
(ОАО «МАГЭ»)

ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

масштаба 1 : 1 000 000

Третье поколение

Серия Северо-Карско-Баренцевоморская

Лист S-39,40 – прол. Маточкин Шар

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА



Санкт-Петербург
Издательство ВСЕГЕИ • 2021

УДК 55(470.117)(084.3)
ББК 26
3-34

Авторы

*Д. В. Зархидзе (отв. исп.), А. С. Красножен, С. И. Шкарубо,
В. А. Журавлев, П. С. Калугин, Л. И. Богатырев, О. Н. Зуйкова,
М. С. Радченко, Е. В. Богатырева, П. В. Рекант, А. Г. Зинченко,
А. А. Руденко, А. А. Неупокоева, Н. В. Клочкова, Ю. В. Цыганова,
А. О. Цыганов, А. Е. Цыбульская, А. С. Букасс, А. В. Крылов,
Р. Г. Кругликов, А. М. Нахшкарян*

Научный редактор *А. В. Жданов*

Рецензенты

Канд. геол.-минерал. наук. *О. И. Бостриков, П. О. Соболев;
А. Г. Коннов, Е. А. Лебедева, О. Н. Малых*

Зархидзе Д. В., Красножен А. С., Шкарубо С. И. и др.

3-34 Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000. Третье поколение. Серия Северо-Карско-Баренцевоморская. Лист S-39,40 – прол. Маточкин Шар. Объяснительная записка / Минприроды России, Роснедра, ФГБУ «ВСЕГЕИ», ОАО «МАГЭ». – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2021. – 333 с. + 10 вкл.

ISBN 978-5-00193-117-1 (объясн. зап.)

ISBN 978-5-00193-118-8

В объяснительной записке обобщены сведения по стратиграфии, интрузивному магматизму, тектонике, геоморфологии, гидрогеологии, геоэкологическому состоянию природной среды, истории геологического развития, полезным ископаемым и закономерностям их размещения центральной части арх. Новая Земля и прилегающих частей шельфа Баренцева и Карского морей. Приведены данные по запасам и ресурсам углеводородов, оценены прогнозные ресурсы главных видов минерального сырья территории – цинка, свинца, марганца, золота, флюорита.

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

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

Табл. 31, ил. 31, список лит. 239 назв., прил. 8.

УДК 55(470.117)(084.3)

ББК 26

Рекомендовано к печати
НПС Роснедра 7 июля 2020 г.

ISBN 978-5-00193-117-1 (объясн. зап.)
ISBN 978-5-00193-118-8

© Роснедра, 2021
© ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2020
© ОАО «МАГЭ», 2020
© Коллектив авторов, 2020
© Издательство ВСЕГЕИ, 2021

ВВЕДЕНИЕ

Общие сведения. Территория листов S-39,40 охватывает шельфы Баренцева и Карского морей, а также центральную часть арх. Новая Земля. Пространственные границы объекта определяются рамками сдвоенной трапеции S-39,40 с координатами: 72°00'–76°00' с. ш., 48°00'–60°00' в. д. в пределах Архангельской области (рис. 1). Актуальность изучения геологии шельфа названных морей связана с его высокими ресурсными перспективами, в первую очередь, промышленной нефтегазоносностью. На этой площади имеются лицензионные участки Роснефти и Газпрома; в настоящее время она интенсивно изучается. Кроме того, в пределах арх. Новая Земля выявлен ряд перспективных проявлений стратегических, остродефицитных и высоколиквидных видов минерального сырья. Предыдущий комплект Госгеолкарты-1000 (новая серия), охватывающий рассматриваемый район (S-38–40 – Маточкин Шар) был издан в 1999 г. И основывался на результатах исследований 80–начала 90-х годов [Государственная ... , листы S-38–40, 1999].

Целевым назначением данной работы являлось составление и подготовка к изданию Государственной геологической карты масштаба 1:1 000 000 третьего поколения в пределах площади листов S-39,40 – прол. Маточкин Шар. Создание обновленного комплекта позволило отразить результаты геолого-геофизических исследований последних лет и, в конечном счете, повысить эффективность дальнейших поисков полезных ископаемых.

Физико-географический очерк. В рамки карты входит половина Южного острова и большая часть Северного острова арх. Новая Земля, разделенных прол. Маточкин Шар, который с января по май покрыт льдом толщиной до 1,5 м. Протяженность пролива составляет 107 км, ширина 1,5–2 км. Берега Новой Земли сильно изрезаны фьордами и сопровождаются группами мелких островков – шхер. Рельеф срединной части архипелага – низкогорный альпийского типа, с существенными превышениями водоразделов над днищами долин с высотами от 600–900 м на юге до 1100–1300 м (максимум 1596 м) на севере. Долины, пересекающие горы, обычно троговые, часто сквозные или почти сквозные (Русанова, прол. Маточкин Шар, озер Гольцового и Ледникового); к западу и востоку они открываются на террасированные прибрежные равнины (абс. отм. от 0 до 300 м) Карского и Баренцева морей.

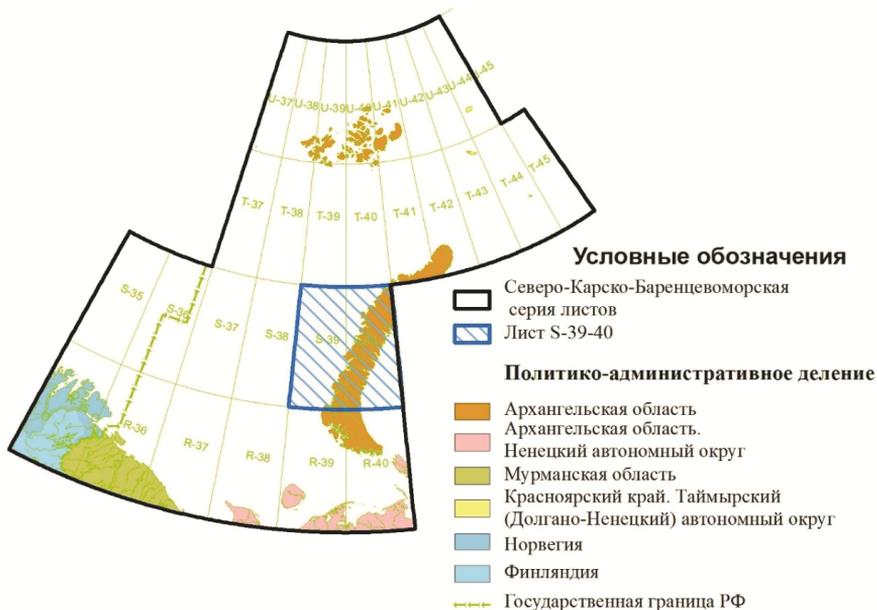


Рис. 1. Схема расположения листов Северо-Карско-Баренцевоморской серии ГК-1000/3.

Водотоки Северного и Южного островов имеют каньонообразные долины с каменистым дном, перекатами и водопадами. Баренцевский и Карский шельфы отличаются значительной расчлененностью с колебаниями глубин дна от 100–150 м до 350–400 м. Главные элементы рельефа морского дна нередко обнаруживают прямую связь с глубинными тектоническими структурами. Мелкие формы образованы в четвертичное время сочетанием процессов абразии, ледниковой и морской седиментации.

На климат района исследований существенное влияние оказывают следующие факторы: высокоширотное географическое положение с долгой полярной ночью и малым количеством солнечного тепла в летнее время; воздействие Нордкапской ветви теплого течения Гольфстрим; циклоническая деятельность, наиболее активная зимой и не прекращающаяся летом. Помимо этих основных особенностей большое влияние на погодные условия оказывают различия теплового режима омывающих морей. Климат всей описываемой площади определяется как арктический, суровый. Зима продолжительная и холодная, с сильными ветрами (скорость их достигает 50 м/с) и метелями. Средняя температура зимой от -16 до -19 °С; морозы могут превышать -40 °С. Средняя температура самого тёплого месяца (августа) колеблется от $2,5$ °С на севере до $6,5$ °С на юге. Абсолютный максимум летней температуры был установлен в 2007 г., он составил $+26,5$ °С. Разница в температурных условиях между побережьями Баренцева и Карского морей превышает 5 °С; в первую очередь, она обусловлена отличиями в ледовом режиме указанных бассейнов. Штормовые периоды за год составляют от 80 до 150 сут; средняя длительность существования снежного покрова – 244 сут. Продолжительность полярного дня – 90 сут, полярной ночи – 70 сут.

Около половины площади Северного острова и часть северной оконечности Южного острова занимают ледники; наблюдаются все формы оледенения: покровное (шит), сетчатое, переметное, горно-долинное, каровое и др. На севере территории (около 20 000 км²) развит сплошной ледяной покров, простирающийся почти на 400 км в длину и достигающий 75 км в ширину; мощность льда – свыше 300 (до 400) м. В ряде мест выходные ледники спускаются в фьорды или обрываются в открытое море, образуя ледяные барьеры и давая начало айсбергам. Общая площадь оледенения Новой Земли 29 767 км², при этом около 92 % составляют покровные, а 7,9 % – горные ледники. Вне ледников отмечаются участки арктической тундры.

Суровые климатические условия на востоке Баренцева моря определяют его большую ледовитость. Ледообразование в море начинается в ноябре с его юго-восточной части; наибольшего распространения этот покров достигает в феврале–марте, когда около 75 % морской поверхности занято плавучими льдами. От льда юго-восточная часть бассейна обычно очищается в мае, но иногда крупные льдины держатся здесь до августа. Толщина льда за зиму достигает 70–75 см. Температура морской воды в Баренцевом море на поверхности варьирует от –0,5 до +1,5 °С зимой, а летом от +2,5 до +5 °С.

На юго-западе Карского моря ледообразование происходит уже в конце октября, с ноября по май вода полностью покрыта льдами. Летом в этой части моря формируется Новоземельский ледовый массив, который дрейфует между Новой Землей и Ямалом. Полное очищение от льда происходит там в конце августа – начале сентября; волнение проявляется в свободный от 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 поздней осенью (октябрь), когда среднее число дней со штормами достигает 7 дней в месяц. Температура воды в Карском море испытывает значительные сезонные вариации. Появляются они главным образом летом, когда состояние поверхностного слоя в значительной степени зависит от распределения льда, величины речного стока, притока теплых вод из других районов, колебаний положения полярного гидрофронта. Зимой, когда море сплошь покрыто льдом, температура соленой воды под ним близка к точке замерзания (–1,8 °С). В юго-западной части Карского моря при усилении притока теплых вод из Баренцева моря температура воды летом может достигать 8 °С; на широте прол. Маточкин Шар, где влияние баренцевоморских вод ослаблено, температура воды понижается до 3–4 °С.

Растительность территории листа представлена на юге (до прол. Маточкин Шар и несколько севернее) разновидностями арктических и горно-арктических тундр, а также участками полярных пустынь в горах, распространенных еще севернее до широты п-ова Адмиралтейства. Далее на север развиты лишь полярные пустыни, узкой полосой вдоль берега моря опоясывающие покровный ледниковый шит, с единственным олицетворением живого мира – колониями микроскопических водорослей, образующих красноватые пятна на снегу.

Животный мир архипелага представляют млекопитающие: северный олень, песец, лемминг, а по берегам морей – белый медведь, морж и тюлень. Достопримечательностью являются птичьи базары морских видов пернатых, а так-

же ареалы сезонного распространения гаги, утки, гуся. В Баренцевом море обитает 11 видов промысловых рыб: треска, морской окунь, палтус и др. В Карском море их разнообразие значительно меньше за счет снижения числа теплолюбивых форм. Все незамерзающие летом озера и реки содержат пресноводную рыбу (голец, омуль).

Рассматриваемая площадь не имеет постоянного населения и не обладает сколько-нибудь развитой инфраструктурой. Доставку сезонного персонала обслуживают, в первую очередь, авиация и ближайшие морские порты. Самый крупный из них Мурманск находится в Кольском заливе, связан с общей сетью железных и автомобильных дорог страны и имеет воздушное сообщение со многими городами России.

Геологическая изученность суши. Первые сведения о геологическом строении Новой Земли датированы 1837 г. (К. Е. Бэр, А. Леман); несистематические исследования архипелага продолжались во второй половине XIX – начале XX веков. (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.). Сравнительно планомерный характер геологические изыскания приобрели в 1920-е годы (Р. Л. Самойлович, М. М. Ермолаев, М. А. Лаврова, Б. К. Лихарев, О. Хольтедаль и др.). В 1931 г. на Новой Земле начата мелко-масштабная геологическая съемка, в которой принимали участие Г. В. Горбатский, Д. Г. Панов, Т. А. Брач, В. В. Чернышев, М. М. Ермолаев, В. А. Куллин, В. М. Лазуркин, Н. Н. Мутафи, А. А. Петренко, И. Ф. Пустовалов, Б. А. Алферов, Б. В. Милорадович и др.

С 1947 по 1955 год площадное и маршрутное геологическое картирование проводилось сотрудниками Института геологии Арктики Б. С. Романовичем, Э. В. Аписит, 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. Гушиным, 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. Демюкидовым (1953, 1957, 1958 гг.), Б. С. Романовичем (1957, 1958, 1959 гг.), Б. К. Лихаревым (1958 г.), В. И. Бондаревым (1959, 1963, 1964 гг.), С. В. Черкесовой (1958, 1960 гг.), В. Д. Дибнером (1962 г.) [Государственная ... , листы S-38–40, 1999].

Начало нового периода (1977–1991 гг.) всестороннего геологического изучения этой части Новой Земли отмечено проведением групповой геологической съемки с последующим созданием комплектов Госгеолкарты-200/1 первого поколения (А. З. Бурский, Л. Г. Павлов, А. С. Красножен, Г. В. Труфанов, Р. А. Щеколдин, В. Ф. Ильин, В. Ф. Непомилуев, Г. Е. Черняк, О. П. Тимофеев, Е. А. Кораго, Е. Г. Платонов, В. В. Орго, Л. Г. Пovyшева, Т. Н. Тимофеева, В. А. Матвеев, Г. Н. Ковалева и др.). В результате этих и осуществляемых параллельно специализированных 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) в 1980-е годы был получен богатый фактический материал, вошедший в мате-

риалы Госгеолкарты-200 первого поколения, так и в ряде статей, сборников и в монографию «Тектоника и металлогения ранних киммерид Новой Земли» [Тектоника ... , 1992]. Итоги работ, выполненных в разные периоды на арх. Новая Земля, подведены в комплекте ГК-1000/2 листов S-38–40 (1999 г.), а также обобщены в монографии «Новая Земля и остров Вайгач. Геологическое строение и минерагения» (ПМГРЭ, ВНИИОкеангеология, 2004) [Новая Земля ... , 2004], где систематизированы в значительной мере все имевшиеся к тому времени данные по общегеологическим аспектам и минерагении этих площадей. Современные актуализированные представления о геологическом строении и полезных ископаемых рассматриваемых листов отображены в авторском варианте ГК-1000/3 с отчетом, завершенным в 2018 г. [Зархидзе, 2018ф].

Геолого-геофизическая изученность акватории. Исследование геологического строения и перспектив поиска полезных ископаемых шельфовых областей Баренцево-Карского региона с 1973 г. проводит КМАГЭ (с 1981 г. – МАГЭ ПГО «Севморгеология»). Итогом начального этапа региональных геолого-геофизических работ стало выявление крупных потенциально нефтегазоносных седиментационных бассейнов и перспективных структур, ряд которых был подготовлен к бурению. В конце 1970-х – начале 1980-х гг. к нефтегазопроисковым и разведочным работам на шельфе подключаются «Севморнефтегеофизика» (СМНГ) и «Арктикморнефтегазразведка» (АМНГР); обширные инженерно-геологические изыскания проводят «Арктические морские инженерно-геологические экспедиции» (АМИГЭ).

Сейсморазведка МОВ ОГТ, выполненная в прошлом веке (МАГЭ, СМНГ) с регистрирующими устройствами длиной до 3 км и кратностью наблюдений 6–48, позволила получить информацию о разрезе осадочного чехла, составить региональные сейсмостратиграфические схемы, структурные и тектонические карты. На выявленных перспективных структурах АМНГР выполнено поисково-разведочное бурение; в пределах рассматриваемой площади разбурены Адмиралтейская и Крестовая структуры.

Исследуемая акватория Баренцева и Карского морей с участком суши Новой Земли на площади листов S-39,40 покрыта аэромагнитной съемкой, осуществленной НИИГА и Полярной геофизической экспедицией НПО «Севморгео» в 1962, 1972, 1975 и 1976 гг. в масштабах 1 : 200 000 (только Новая Земля), 1 : 500 000 и 1 : 1 000 000 (В. Э. Волк, А. М. Карасик, Д. В. Левин, А. М. Малявкин, В. Н. Шимараев). Для получения данных магнитного поля использовались феррозондовые аэромагнитометры АММ-13 и протонные магнитометры ППМ, АМП-7. Измерения в акватории проводились на постоянной барометрической высоте 300 м самолетами ИЛ-14 и ЛИ-2; расстояние между профилями составляло 5 и 10 км. Для плановой привязки применялись радиогеодезические системы «ПОИСК-С» и «ПОИСК-Д». Северная часть акватории Баренцева моря изучена в основном в масштабе 1 : 1 000 000; среднеквадратические погрешности аэромагнитной съемки составляют 11–14 нТл, плановой привязки –500–800 м. Съемка масштаба 1 : 200 000 в пределах Новой Земли выполнялась с «обтеканием» генеральных форм рельефа, сопровождалась фотопривязкой и радиогеодезией. По результатам измерений составлялись отчетные карты аномального магнитного поля в масштабе 1 : 500 000 путем исклю-

чения нормального поля, вычисленного методом осреднения изолиний модуля полного вектора магнитного поля по площади съемки. На основе построенных карт аномального магнитного поля созданы тектонические схемы, получены первые представления о мощности осадочного чехла в регионе. Результаты съемок обобщены на карте аномального магнитного поля арктического шельфа СССР и прилегающих областей масштаба 1 : 2 500 000 [Шимараев, 1975], а также на Карте аномального магнитного поля СССР того же масштаба. Новая редакция этих материалов запечатлена на Карте аномального магнитного поля России масштаба 1 : 5 000 000 [Литвинова, 2004].

С 1975 г. КМАГЭ НПО «Севморгео»* осуществляет морскую гравиметрическую съемку масштаба 1:1 000 000. В 1981–1986 гг. МАГЭ ПГО «Севморгеология»* выполнила набортную гравиметрическую съемку 2-ого класса по программе МГС (мировая гравиметрическая съемка), которая проводилась по сети профилей через 10–20 км и расстоянием между пунктами наблюдения 3–4 км. Исследования выполнялись при помощи гравиметров ГМН-К; ошибка измерений не выходила за пределы $\pm 0,6 - \pm 2,0$ мГал, что позволило построить кондиционные гравиметрические карты масштаба 1 : 1 000 000 сечением 5 мГал для всех участков съемки [Журавлев, 1986]. Плановая привязка осуществлялась при помощи спутниковых навигационных систем «Гранзит» и «Цикада», а также РНС «Марс-75», РГС «Поиск»; погрешность привязки составила $\pm 125 - \pm 400$ м. В 1986 г. по результатам работ созданы сводные карты Баренцева моря в редукциях Буге ($\delta = 2,30$ и $2,67$ г/см³), Фая, а также карты региональных и локальных аномалий в редукции Буге ($r = 2,30$ г/см³) масштаба 1 : 2 500 000 [Журавлев, 1986].

Анализ и геологическая интерпретация гравиметрических данных позволили составить представление о региональных особенностях тектонической структуры, общей мощности земной коры и ее изменении в пределах исследованных площадей, выявить плотностные неоднородности в фундаменте. В 1980-е годы съемкой закрыт весь регион, включая листы S-39,40.

В период с 1983 по 1986 год на данной площади МАГЭ проводила геологическую съемку шельфа масштаба 1 : 1 000 000 по регулярной сети сейсмоакустических профилей и станций донного опробования. Непрерывное сейсмоакустическое профилирование выполнялось с аналоговой регистрацией данных, что в настоящее время делает их непригодными для воспроизведения в цифровом виде и интерпретации с использованием специализированных программ. Результаты геологосъемочных работ и имевшаяся по состоянию на 1998 г. геолого-геофизическая информация систематизированы в изданном комплексе Государственной геологической карты РФ второго поколения («новая серия») на территорию листов S-38–40 [Государственная ... , листы S-38–40, 1999].

На современном этапе изучения арктического шельфа РФ в пределах площади ФГУП НПП «Севморгео» совместно с ОАО «МАГЭ» в 2002 г. отработан комплексный геофизический геотраверс АР-2. Состав исследований включал сейсморазведку МОВ ОГТ, ГСЗ, НСАП, надводные гравиметрические и гидромагнитные (градиентометрические) наблюдения. На профиле протяженностью 935 км сейсмические записи полезных волн зарегистрированы при мак-

*С 2020 г. – АО «МАГЭ».

симальных удалениях системы источник–приемник, составлявших в основном 150–180 км, иногда до 320 км. Сейсмотомографическая обработка результатов ГСЗ позволила впервые получить скоростную модель Новоземельской гряды, а также отчетливо выявила низкоскоростную аномалию на глубине 10 км в западной части Карского моря. На временных разрезах МОВ ОГТ прослежены отражающие границы в интервале от 0 до 7–8 с. В результате выявлены основные отражающие горизонты осадочного чехла до глубины 15 км. При этом в Северо-Баренцевской впадине впервые зафиксированы достаточно надежные отражения в нижней части чехла на глубинах 13–15 км. На Карском шельфе, кроме упомянутых отражающих сейсмогоризонтов в чехле, уверенно выделяется подошва складчатого основания. По данным НСАП построены временные разрезы с хорошим разрешением сейсмической записи, что позволяет проследить основные сейсмогоризонты в верхней части чехла (включая предкайнозойскую поверхность несогласия) и увязать их с геологическими границами на картах. Комплексирование сейсмических данных с гравимагнитными характеристиками на профиле 2-АР дало возможность построить согласованную сейсмоплотностную модель земной коры. В итоге проведенных работ получены новые данные о глубинном строении крупных геоструктур Западно-Арктического шельфа.

В 2005–2006 гг. ОАО «МАГЭ» проведены работы нефтегазовой направленности на Адмиралтейской площади с плотностью сети сейсморазведки 10×30 км. Выявлены новые локальные поднятия, установлены зоны развития ловушек неструктурного типа; выполнена оценка прогнозных ресурсов углеводородов по категориям D_1 и D_2 , а также локализованных ресурсов $D_{л}$.

В 2008–2011 гг. в Южно-Баренцевской впадине ОАО «МАГЭ» отработана опорная сеть региональных сейсмических профилей МОВ ОГТ 2D в комплексе с грави- и магнитометрическими наблюдениями. СКП гравиметрических измерений $\pm 0,74$ мГал, СКП гидромагнитной съемки $\pm 3,64$ нТл. Сейсморазведка МОВ ОГТ с длительностью записи 10–12 с осветила строение глубоких горизонтов осадочного чехла и поверхности фундамента. Осуществлено сейсмогравимагнитное моделирование, построены геолого-геофизические разрезы земной коры. С привлечением данных о структуре физических полей создана модель строения земной коры; дана оценка перспектив нефтегазоносности палеозойской части разреза по категории D_2 ; намечены новые районы для постановки геологоразведочных работ.

В 2012–2013 гг. той же организацией изучено геологическое строение и определены параметры углеводородоаккумуляции Гусиноземельской площади (южное Предновоземелье); комплекс методов включал сейсморазведку 2D, грави- и магнитометрию по сети 5×5 км; СКП гравиметрических измерений $\pm 0,21$ мГал, гидромагнитной съемки – $\pm 1,66$ нТл. В масштабе 1 : 250 000 составлены карты аномального магнитного поля и гравитационного поля: в редукциях Фая и Буге ($\delta = 2,30$ г/см³ и $\delta = 2,67$ г/см³), а также карты трансформаций полей. Новые данные о строении Гусиноземельской региональной ступени позволили уточнить перспективы района на углеводородное сырье, произвести увязку нефтегазоперспективных комплексов Южно-Баренцевской впадины и Предновоземельской региональной ступени.

В 2015–2016 гг. ОАО «МАГЭ» в рамках объекта «Создание комплекта Госгеолкарты-1000/3 листов S-39,40» проведены полевые работы: сейсморазведка МПВ, непрерывное сейсмоакустическое профилирование, донное опробование. Новые данные, полученные в цифровом виде с использованием современных аппаратурно-технических средств, позволили произвести полноценную комплексную обработку результатов исследований, более детально изучить как глубинную структуру, так и строение верхней части разреза осадочного чехла.

С 2013 г. на арктическом шельфе недропользователями проводятся работы на лицензионных участках*. В Карском море на площадь листов S-39,40 заходит краем лицензионный блок Приновоземельский-1 (ПАО «НК «Роснефть»). В 2013–2014 гг. на участке проведены сейсмические работы 2D, но их основной объем сосредоточен восточнее, на площади листов S-41,42, а непосредственно на листах S-39,40 располагаются только концы нескольких профилей протяженностью 5–10 км. В Баренцевом море в Предновоземельской региональной ступени расположены еще два участка, принадлежащие к ПАО «НК «Роснефть». В пределах Гусиноземельского участка новые работы не проводились, выполнена переобработка архивных данных. На Западно-Приновоземельском участке, охватывающем Адмиралтейский мегавал, проведена сейсморазведка 2D в объеме 2800 км, данные в настоящее время конфиденциальны. На западе территории листов расположен небольшой фрагмент месторождения уч. Лудловский (ПАО «Газпром»). На участке проведена сейсмическая съемка 3D.

Даже краткий обзор вышеперечисленных работ свидетельствует о хорошей геолого-геофизической изученности региона, достаточной для создания Госгеолкарты-1000/3.

Составители основных карт указаны в их зарамочном пространстве, авторы разделов объяснительной записки – в оглавлении. Картографическая редакция, оформление макетов, создание цифровых моделей карт, схем и других элементов комплекта выполнены Е. В. Богатыревой (ФГБУ «ВСЕГЕИ»), М. В. Прокониной, Е. И. Биличук, А. А. Неупкоевой (ОАО «МАГЭ»).

С учетом нижеуказанных обоснованных «нестыкочков» созданный комплект увязан с изданными (и принятыми к изданию) картами масштаба 1 : 1 000 000 третьего поколения смежных листов R-39,40 (В. А. Журавлев и др., 2014 [Государственная ... , листы R-39,40, 2014], S-38 (С. И. Шкарубо и др., 2017 [Государственная ... , 2017]), R-41 (М. А. Шишкин и др., 2012 [Государственная ... , лист R=41, 2012])).

Карта доплиоценовых образований по расположению геологических границ, ориентировке и рангу разрывных нарушений, а также возрасту картографируемых подразделений полностью увязана с ГК-1000/3 смежных трапеций вдоль западной и восточной рамок: соответственно, с листами S-38 и S-41 (последний в авторском варианте, завершеном отчетом в 2019 г.). Имеющиеся «нестыковки» по южной границе рассматриваемой площади (с изданными в 2013 г. листами R-39,40) объясняется следующим. В пределах

*Площади лицензионных участков с указанием недропользователей показаны на карте сейсмической изученности, размещенной в базе данных.

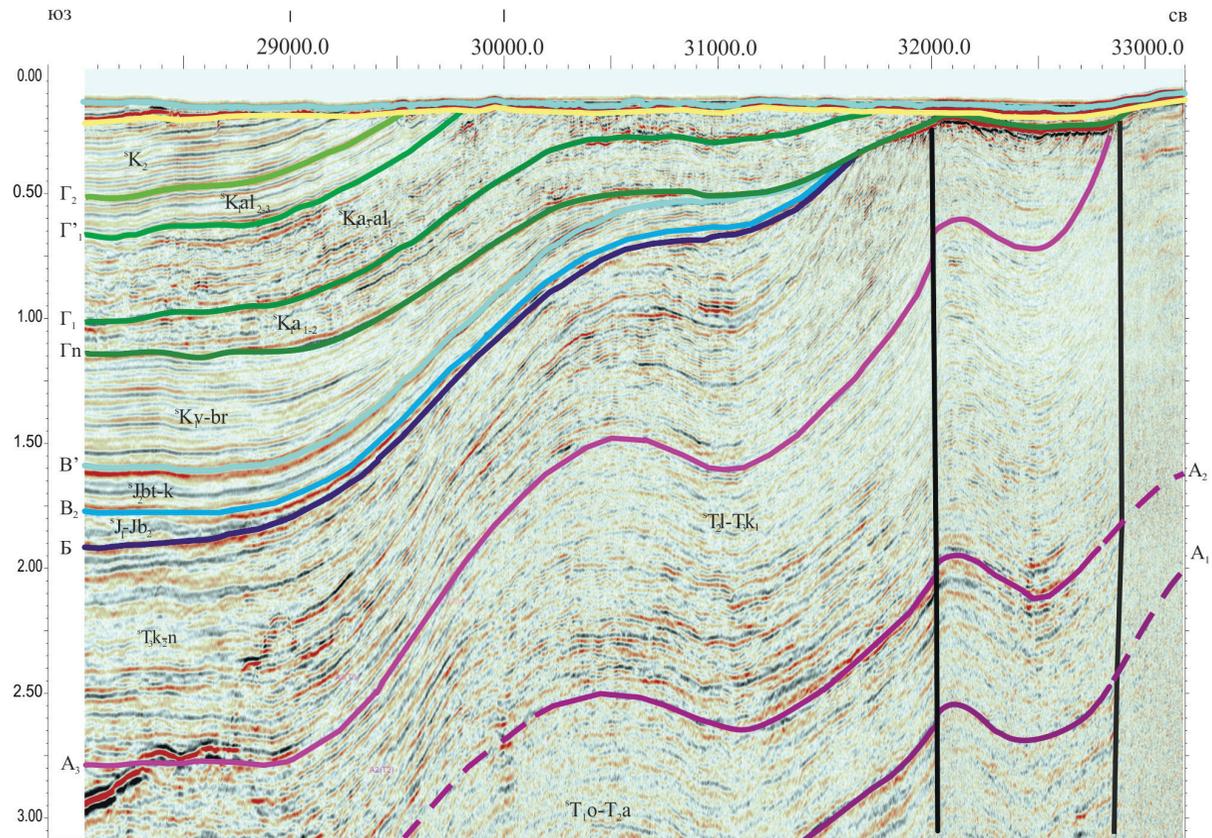
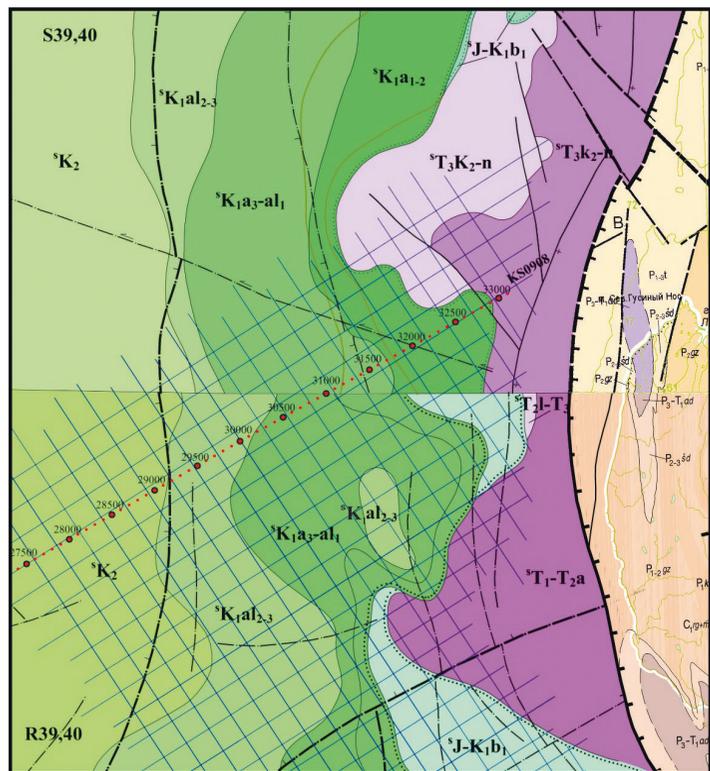


Рис. 2. Обоснование нестыковки границ картируемых подразделений геологической карты листов S-39,40 и ранее изданной карты листов R-39,40 [Крюкова, 2014ф].

Баренцевоморского шельфа по результатам сейсморазведочных работ, проведенных МАГЭ на Гусиноземельской площади после составления листов R-39,40 [Крюкова, 2014]), уточнены рубежи (и как следствие – объем) сейсмоподкомплексов триаса. Кроме того, сейсмические разрезы высокого качества, отработанные по сети 5×5 км, дали возможность детально закартировать выходы на дочетвертичную поверхность апт-верхнемеловых сейсмоподкомплексов, а также проследить скрытые под ними границы выклинивания юрских и валанжин-барремских отложений. Это отображено на рис. 2, на котором приведены фрагменты геологических карт смежных листов с сетью площадных работ и расположением профиля, временной разрез которого представлен справа от карты.

В пределах шельфа Карского моря различия в рисовке границ объясняются тем, что на листах S-39,40 сейсмоподкомплексы увязаны со свитами, принятыми в номенклатуре чехла Западно-Сибирской платформы, а на листах R-39,40 сопоставлены с ярусами общей стратиграфической шкалы. В дополнении к Легенде Южно-Карской серии объем кузнецовско-березовского сейсмоподкомплекса соответствует турону–кампану, а ганькинского – маастрихту, чем и вызвана нестыковка границы между этими сейсмоподкомплексами со смежными на юге листами R-39,40, где в качестве картируемых подразделений принимались турон-сантонский и кампан-датский сейсмоподкомплексы.

На арх. Новая Земля некоторое «омоложение» возраста объединенных кочергинской и геркинской свит перми (P_{2-3} вместо P_{1-2}) обусловлено пересмотром палеонтологических данных. Северная рамка, включая и угловые листы (трапеции T-38,39,40,41) – свободная.

Карта закономерностей размещения полезных ископаемых и карта полезных ископаемых листов S-39,40 (мыс. Сухой Нос, прол. Маточкин Шар) с юга граничат с одноименными картами листов R-39,40 (о. Колгуев, прол. Карские ворота) [Государственная ... , 2014]. На листе S-39 в южной части территории фрагментарно представлена Вайгачско-Южновоземельская полиметаллически-фосфорит-марганцевая минерагеническая зона с Рогачевско-Тайнинским фосфорит-марганцеворудным районом. Минерагенические подразделения полностью сбиты с одноименными таксонами на соседнем листе R-39, где широко представлено марганцевое оруденение Рогачевско-Тайнинского района у северной границы листа.

На юго-западе листы S-39,40 имеют угловую границу с листом R-38, на юго-востоке – угловую границу с листом R-42, на западе – границу с листом S-38, на северо-западе – с листом T-38, на севере – с листами T-39,40. Минерагеническую нагрузку данные границы не несут.

На северо-востоке и востоке листы S-39,40 имеют свободные рамки с листами T-41 и S-41 соответственно. На листе S-41 продолжены границы Центрально-Новоземельской флюорит-золото-полиметаллической минерагенической зоны и Пахтусовской полиметаллически-золотой рудоносной зоны потенциальной, несущей полиметаллическую минерализацию.

Материалы комплекта были подготовлены в отделе региональной геологии и полезных ископаемых полярных и приполярных территорий ФГБУ «ВСЕГЕИ» совместно с Открытым акционерным обществом «Морская Арктическая геологоразведочная экспедиция» (ОАО «МАГЭ»). В работе также принимали

участие специалисты Всероссийского научно-исследовательского института геологии и минеральных ресурсов Мирового океана им. И. С. Грамберга (ФГБУ «ВНИИОкеангеология»).

Авторами комплекта от ФГУП «ВСЕГЕИ» являются Д. В. Зархидзе (отв. исп.), А. С. Красножен, П. С. Калугин, Л. И. Богатырев, Е. В. Богатырева, П. В. Рекант, Н. В. Клочкова, А. О. Цыганов, А. Е. Цыбульская, А. С. Букасс, А. В. Крылов, А. М. Нахшкарян, Ю. В. Цыганова, Р. Г. Кругликов; от ОАО «МАГЭ» С. И. Шкарубо, В. А. Журавлев, О. Н. Зуйкова, М. С. Радченко, А. Г. Зинченко, А. А. Руденко, А. А. Неупокоева. Главный научный редактор материалов – А. В. Жданов.

Большая роль в методическом и организационном обеспечении исследований принадлежит руководителю соответствующего проекта по Госгеолкарте-1000 (третье поколение) В. И. Безрукову. Существенное содействие в их выполнении оказали генеральный директор ФГБУ «ВСЕГЕИ» О. В. Петров, его заместитель по геологоразведочным работам Т. Н. Зубова, директор центра морской геологии, литогеодинамики и минерагении осадочных бассейнов Е. О. Петров, а также генеральный директор ООО «МАГЭ» Г. С. Казанин. Помимо названных лиц авторы и редактор выражают признательность Н. А. Алексеевой, Е. А. Карпович, Н. Ю. Аникиной, А. В. Шманяку (ВСЕГЕИ), Л. Г. Деревянко и другим геологам, оказавшим разностороннюю научно-методическую, консультативную и организационную поддержку в осуществлении этой работы.

СТРАТИГРАФИЯ

Материалы ГК-1000/3 листов S-39,40 учитывают 137 таксонов, имеющих признаки стратификации и картографирующиеся (несмотря на различия в ранге и степени расчлененности) как самостоятельные единицы. Суммарно они охватывают (без существенных перерывов) возрастной диапазон от рифея по голоцен; из них 102 подразделения фиксируются на геологической карте доплиоценовых образований, 35 – на карте плиоцен-четвертичных образований. В акваториальной части площади выделено 45 сейсмостратиграфических подразделений различного ранга (сейсмокомплексы, сеймоподкомплексы, сеймотолщи); две трети их не выходят на картографическую поверхность и показаны только на разрезах, на рис. 3 приведена схема корреляции доплиоценовых сейсмостратиграфических подразделений шельфа. На суше (включая и побережья островов арх. Новая Земля) располагаются 92 (пять – только на разрезах) стратона; в их числе 75 относятся к местным подразделениям, большинство которых (50) валидные: серии, свиты, подсвиты, стратогены. Остальные 17 стратонов, развитые на суше, выделены на КЧО как литогенетические подразделения без географических наименований и соотнесены с таксонами общей шкалы (надразделами, звеньями и др.).

Все картографируемые подразделения в общей сложности приурочены к 34 ранжированным элементам структурно-формационного (структурно-фациального) районирования, распределенным по пяти возрастным интервалам (которые соответствуют эпохам или крупным этапам геологического развития сопряженных в пространстве неупорядоченных тектонических регионов), а именно: поздний протерозой, кембрий – ранняя пермь, пермь–триас, юра–миоцен, плиоцен–квартер. Всего рассматриваемой площадью охватываются части пяти крупнейших единиц районирования: одной структурно-фациальной (СФцМО) и двух структурно-формационных (СФМО) мегаобластей, а также одноранговых им двух структурно-формационных мегазон (СФМЗ). Они соответствуют большей (– средней) части совокупного разреза; а для плиоцен-четвертичного и позднепротерозойского возрастных интервалов таксоны такого ранга не предусмотрены. Мегаобласти (мегазоны) подразделяются на структурно-формационные (– фациальные) области или зоны (СФО, СФцО, СФЗ); здесь насчитывается 10 подобных подразделений; большинство их расчленено на подобласти (подзоны) – всего 15 единиц, в двух подзонах Центрально-Новоземельской СФЗ кембрия – ранней перми выделены районы (четыре). Принятая таксономия элементов районирования (как и входящих в них картографируемых подразделений) соответствует актуализи-

рованной Легенде Северо-Карско-Баренцевоморской серии [СЛ, 2009ф] с учетом последующих дополнений и изменений в ней [Дополнение, 2013ф]. Отличительные особенности того или иного таксона районирования (определяемые не только своеобразием бассейнов осадконакопления, но также наличием или отсутствием интрузивных образований и характером эволюции магматизма в целом) подробнее рассмотрены в гл. «Тектоника»; здесь же они лишь упоминаются.

Характеристика стратифицированных подразделений приводится в возрастной последовательности (от древних к молодым); очередность описания синхронных (или субсинхронных) таксонов зависит от принятой площадной зональности – т. е. с запада на восток (при субмеридиональной локализации единиц районирования – с юга на север). Исключение сделано лишь для четвертичной системы, где описание подразделений проводится раздельно для суши и акватории.

ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ЭОНОТЕМА

Всему объему эонотемы отвечает крупное подразделение, фиксируемое на Баренцевом шельфе (Баренцевоморская СФО). Четыре стратона, выделяемые в пределах архипелага (Новоземельская СФЗ), соотносятся лишь с частью данного таксона – верхнерифейской эратемой; два из них картируются на дневной поверхности.

Верхнепротерозойские образования нерасчлененные (PR₂) слагают основание чехла Баренцевской плиты. Установлены по геофизическим данным под сейсмокомплексами VI-IV (кембрий–нижний силур), показаны только на геологических разрезах. Литологический состав подразделения отождествляется с различно метаморфизованными существенно терригенными породами: сланцами и кристаллосланцами разного минерального сложения, кварцитопесчаниками; мощность – более 3000 м.

Амфиболит-кристаллосланцевая толща (RF₃?ak) относится к Прибрежной подзоне Новоземельской СФЗ, участвует в строении Западно-Новоземельского моноклиория. Выделена при подготовке авторского варианта Госгеолкарты-1000/3 листов S-39,40 [Зархидзе, 2018]. Толща сложена слюдяно-кварцевыми сланцами и кристаллосланцами, амфиболитами, кварцитами, реже слюдяными плагиогнейсами; мощность ее – более 1150 м. Показана только на разрезе, где подстилает известняково-терригенную толщу кембрия. Позднерифейский возраст подразделения определяется условно, исходя из близости литологического состава и характера метаморфизма, свойственного для якорнинской и удобнинской толщ, развитых в смежной подзоне (см. ниже). Предполагается, что по объему амфиболит-кристаллосланцевая толща отвечает совокупности названных стратонов.

Якорнинская толща (RF₃?jk) принадлежит к Маточкино-Сульменевской подзоне Новоземельской СФЗ; выделена в 1976 г. Ю. П. Ершовым и И. А. Андреевой, названа по бух. Якорная [Андреева, Бондарев, 1979ф]. Впоследствии картировалась при ГС-200 и тематических исследованиях [Кораго, 1986ф, Павлов, 1986ф]. Опорный разрез [Новая Земля, 2004 и др.] расположен в районе губы Северная Сульменова (опорн. 13), где пред-

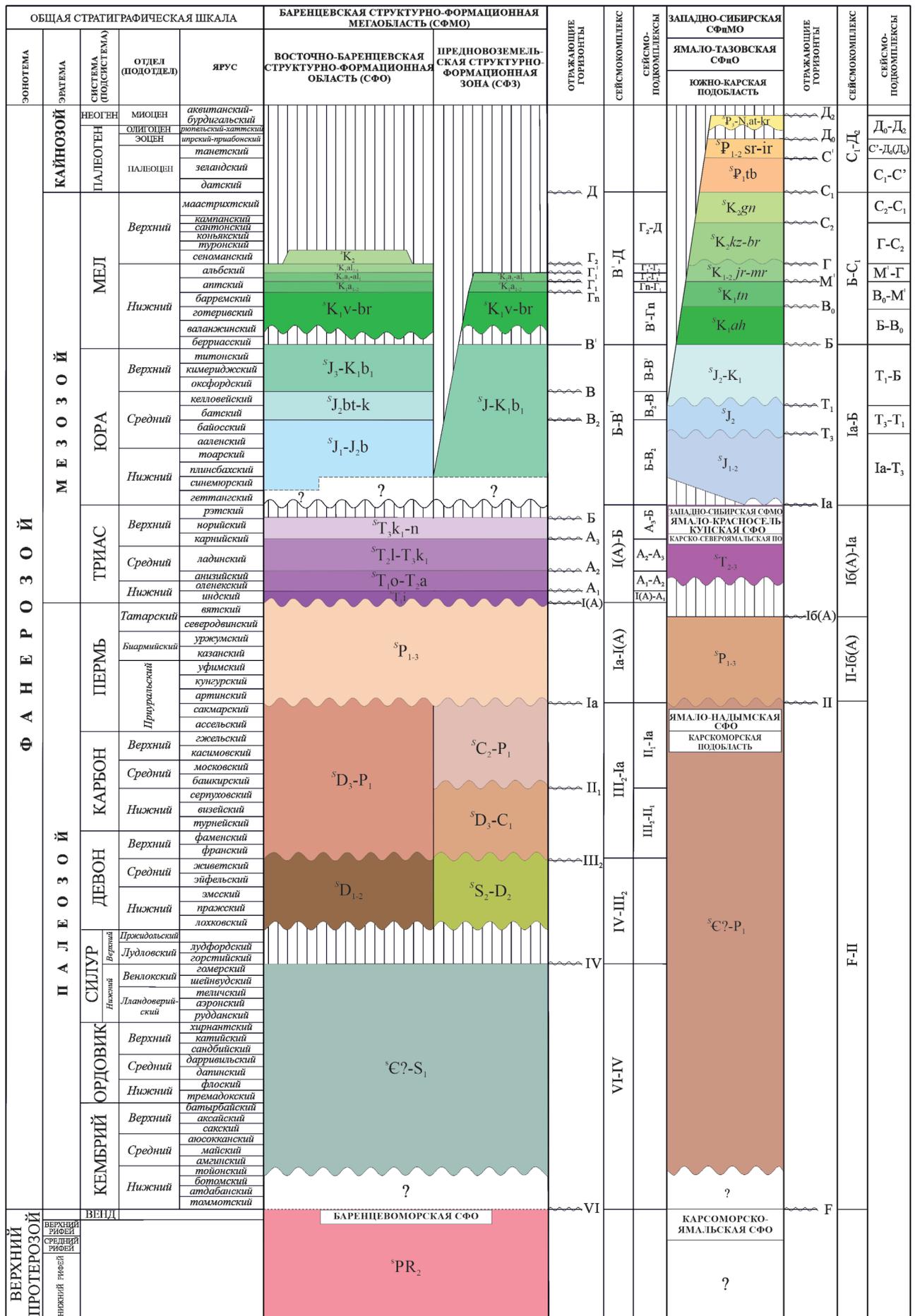


Рис. 3. Схема корреляции картографируемых сеймостратиграфических подразделений шельфа.

ставлен серыми и светло-серыми массивными, реже рассланцованными мраморами с прослоями слюдисто-кварцевых сланцев, единичными пачками (в нижней части) чередующихся серовато-зеленых кварц-серицит-хлорит-эпидотовых, кварц-эпидот-амфиболовых сланцев, а также темно-зеленых эпидотовых амфиболитов. Вблизи кровли наблюдаются прослои зеленовато-серых кварцитов, а также «закатыши» кварцитов и слюдисто-кварц-плагиоклазовых сланцев в мраморах.

Позднерифейский возраст якорнинской толщи определяется по результатам анализа детритовых цирконов [Соболев, 2008ф]. В пробах из кристаллосланцев кварц-биотит-плагиоклазового состава доминируют значения в инт. 1030–1720 млн лет. Здесь отчетливые пики 1030, 1165–1200, 1340 млн лет довольно точно совпадают с фазами орогенеза в провинции Гренвилл Северной Америки [Lucas, 1998, Rainbird, 1997]. С некоторыми оговорками к этому же источнику сноса можно отнести и цирконы с возрастом 1450–1500 млн лет, хотя гранитоиды этого возраста распространены в упомянутой провинции значительно реже. Происхождение довольно многочисленных цирконов с возрастом 1600–1720 млн лет остается неясным. Единичные зерна архейского возраста могли быть принесены как с Восточно-Европейской, так и Северо-Американской платформы. Таким образом, время накопления рассматриваемых пород безусловно моложе 1030 млн лет, т. е. позднерифейское. При этом наличие одного зерна со слабо дискордантной датировкой в диапазоне 645–717 млн лет допускает, что весь описываемый стратон может оказаться даже моложе 720 млн лет. В мраморах толщи Л. Н. Смирновой [Павлов, 1986ф] определены акритархи, имеющие «сквозное» распространение в пределах всего позднего протерозоя.

Мощность подразделения – более 450 м, стратон согласно залегает под удобнинской толщей верхнего рифея(?).

Удобнинская толща (RF₃?ud) распространена в той же подзоне, что и вышеописанное подразделение и выделена теми же авторами [Андреева, Бондарев, 1979ф] с названием по бух. Удобная. Позже данное наименование использовано в ряде работ [Новая Земля, 1984; Кораго, 1986ф; Павлов, 1986ф]. Опорный разрез [Новая Земля, 2004] находится в районе губы Северная Сульменева (опорн. 13). В его нижней части (мощностью до 50 м) залегают темно-зеленые до черных, массивные окварцованные амфиболиты; выше фиксируется пачка переслаивания мраморов, слюдисто-кварцевых, амфибол-кварц-альбитовых сланцев и кристаллосланцев, амфиболитов, реже слюдяных плагиогнейсов. Мраморы серовато-желтые или белесые массивные полосчатые, нередко скарнированные (с обилием граната или мусковита). Зеленовато-серые двуслюдяно-кварц-плагиоклазовые кристаллосланцы или хлорит-кварц-плагиоклазовые сланцы содержат прослои мусковитовых плагиогнейсов, будинированные линзы мраморов, иногда пегматитов. Амфиболиты – черные, нередко полосчатые. Характерно также чередование рыжеватосерых, розово-зеленых мраморов и серо-зеленых слюдистосодержащих парасланцев с подчиненными пластинами (до 40 м) серо-зеленых мусковитовых или двуслюдяных плагиогнейсов [Павлов, 1986ф]. Стратон согласно залегает на мраморах якорнинской толщи; верхняя его граница тектоническая; мощность – более 700 м.

Возраст удобнинской толщи предполагается позднерифейским по общегеологическим данным (в т. ч. степени и характеру метаморфизма), а также исходя из результатов анализа детритовых цирконов и сведений о возрасте прорывающих ее мелких гранитных массивов в районе бух. Северная Сульменава [Соболев, 2008ф]. В большинстве зерен цирконов (преимущественно из амфиболитов) фиксируется унимодальное распределение возрастных значений. Полученные даты (в среднем около 710 млн лет) близки к установленному ранее U-Pb и Pb-Pb методами возрасту гранитоидных интрузий северосульменевского комплекса: 730 ± 50 и 717 ± 4 млн лет [Кораго, 2005]. Близкие датировки были получены [Соболев, 2008ф] и для прорывающего удобнинскую толщу гранитного массива. Хотя по соотношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст цирконов варьирует от 467 ± 26 до 2846 ± 17 млн лет, но при этом 7 наиболее молодых зерен ложатся на дискордию, фиксирующую время кристаллизации (верхнее пересечение) как 739 ± 30 млн лет. В этом случае 3 более древних зерна (1212 ± 39 , 1888 ± 13 и 2846 ± 17 млн лет) скорее всего были захвачены из вмещающих пород.

Якорнинская и удобнинская толщи нерасчлененные (RF₃?к-ud) показаны только на разрезе; по объему стратон соответствует совокупности названных подразделений. Представлен сланцами и кристаллосланцами различного состава, амфиболитами, слюдяными плагиогнейсами, мраморами и кварцитами; мощность его – более 1000 м.

ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

Представлена всеми системами и отделами; непосредственно к ней относятся 57 таксонов. Еще один стратон имеет «переходный» (между палеозойской и мезозойской эратемами) пермско-триасовый возраст; чтобы излишне не усложнять рубрикацию, его описание приводится в данном разделе объяснительной записки.

В акваториальной части площади картируются девять сейсмостратиграфических подразделений. На западе семь подобных таксонов отвечают средним уровням чехольного комплекса Баренцевской плиты; они входят в одноименную структурно-формационную мегаобласть (СФМО), которая подразделяется здесь на Восточно-Баренцевскую СФО и Предновоземельскую СФЗ. Заметные различия между ними наблюдаются в стратиграфическом интервале от лудлова по низы ранней перми (сейсмокомплексы имеют разный объем, а в Предновоземельской зоне некоторые из них расчленяются на подкомплексы). В диапазонах от кембрия по нижний силур и от артинского по вятский ярусы перми для обеих единиц районирования сейсмокомплексы единые и разнятся лишь мощностями и глубиной залегания от поверхности. На востоке выделяемые в доюрском основании два сейсмокомплекса отражают различные элементы фундамента Западно-Сибирской плиты (ЗСП) и принадлежат к Карскоморской подобласти Ямало-Надымской области в составе Западно-Сибирской СФМО. Выводы о составе пород, слагающих сеймоподразделения, делаются в основном по геофизическим данным с привлечением результатов бурения немногочисленных скважин, а также по аналогии с таксонами

побережий, изученными в ходе региональных работ и тематических исследований [Бро, 1993; Бро, Десятков, 1993; Бро, 1989; Павлов, 1986ф; Павлов, Устинов, 1988ф; Павлов, 2006ф; Павлов, 2011ф; Соболев, 1988ф; Соболев, 1993ф и др.].

В пределах арх. Новая Земля выделено 49 стратонов (из них 32 – валидные). Они распределены по двум возрастным интервалам структурно-формационного районирования. Кембрийско-раннепермские подразделения входят в Новоземельскую СФМЗ (ранее [СЛ, 2004ф; СЛ, 2003ф] она именовалась «Вайгач-Новоземельской», однако геология о. Вайгач отчетливо продолжает «урало-пайхойскую», а по набору картографируемых единиц существенно отличается от «новоземельской»). Это наиболее дифференцированная по латерали часть совокупного стратиграфического разреза рассматриваемой площади: в составе мегазоны здесь обособляются две СФЗ (из трех), расчлененные на пять подзон, две из них в свою очередь – на районы. «Артинско-татарские» стратоны (наряду с триасовыми) принадлежат к Урало-Новоземельской СФМЗ, которая представлена Кармакульской СФЗ с тремя подзонами.

КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Исключительно к кембрию относятся три картографируемых подразделения; все они развиты в Новоземельской СФМЗ, имеют в основном терригенный состав при ограниченном участии карбонатных пород.

Известняково-терригенная толща (Є³it) принадлежит к Западнобережной СФЗ, выделяется на западе Крестовской подзоны. Представлена кварцитопесчаниками, полимиктовыми песчаниками, алевролитами, филлитовидными сланцами с прослоями известняков; мощность – 500–1150 м. Толща показана только на разрезе, по объему отвечает всей системе. Предположительно, коррелируется с тремя последовательно залегающими свитами кембрия, выходящими на поверхность восточнее и слагающими ядро Северо-Новоземельского антиклинория.

Астафьевская свита (Є₁₋₂as) картируется в обеих зонах Новоземельской СФМЗ, выделена в 1976 г. И. А. Андреевой, В. И. Бондаревым и др. [Андреева, Бондарев, 1976ф]; название дано по п-ову Астафьева, стратотип описан на южном берегу губы Грибовая (опорн. 39). Свита участвует в строении Северо-Новоземельского антиклинория, обнажаясь в ядрах антиклиналей второго порядка, где прослеживается от губы Безымянная до прол. Маточкин Шар, также локально распространена в районе губы Северная Сульменава, слагая небольшие участки в зоне Главного Новоземельского разлома. Стратон сложен зеленовато-серыми филлитовидными сланцами и серыми алевролитами (с пропластками серых мелкозернистых песчаников), вмещает прослои песчанистых и доломитовых известняков, содержит включения черных фосфоритовых желваков. Фациальные изменения выражены полным исчезновением полимиктовых песчаников в северных разрезах. Стратиграфические соотношения ее с более древними образованиями не известны [Красножен, 1990].

В центральных частях выходов (предположительно, подразделения) найдены трилобиты нижнего кембрия: *Protograulos priscus* Matth., *P. priscus gribovae* Sol., *P. priscus novozemelica* Sol., и др. Выше – остатки трилобитов среднего кембрия: *Paradoxides sacheri* Barr., *P. oelandicus pinus* Holm, *Ellipsocephalus gürichi* Orl. [Павлов, 1986ф]. Многочисленные находки этой фауны позволили отнести свиту к верхам тойонского – большей части амгинского ярусов. Мощность астафьевской свиты – более 400 м.

Снежногорская и карпинская свиты объединенные ($\text{Є}_{2-3sn+kr}$) развиты примерно там же, где и вышеописанный стратон; их распространение ограничено небольшими выходами на поверхность в пределах надвиговых чешуй (блоков) вдоль Главного и Центрального Новоземельского разломов: от губы Грибовая до прол. Маточкин Шар, р. Митюшиха, губы Северная Сульменова и кута губы Машигина. Мощность объединенного подразделения – 500–750 м. Возраст стратона по палеонтологическим данным принимается средне-позднекембрийским.

Снежногорская свита, выделенная И. А. Андреевой, В. И. Бондаревым и др. в 1976 г. [Андреева, Бондарев, 1976ф], названа по одноименной горной гряде на п-ове Панькова Земля; там стратон слагает крылья антиклиналей высоких порядков. Стратотип, описанный И. А. Соловьевым, расположен на южном берегу губы Грибовая (опорн. 39); в процессе ГС-200 в 1981 г. он был существенно уточнен и дополнен [Соловьев, Труфанов, 1986; Павлов, 1986ф]. В составе свиты преобладают светлоокрашенные кварцитопесчаники, а также серые, реже пестроцветные разнородные олигомиктовые и полимиктовые песчаники; в подчиненном количестве присутствуют алевролиты, филлитовидные сланцы, гравелиты. В самых верхах среди кварцитопесчаников встречаются отдельные пласты доломитов и доломитизированных водорослевых известняков. Описываемый стратон несогласно залегает на астафьевской свите. Фациальные изменения сводятся к возрастанию роли грубообломочных пород с юга на север; в этом же направлении увеличивается и мощность свиты от 300–320 м в губе Грибовая до 500–550 м в районе губы Северная Сульменова. По многочисленным остаткам трилобитов *Paradoxides sacheri* Barr., *P. oelandicus pinus* Holm, *Ellipsocephalus gürichi* Orl. (определения И. А. Соловьева) [Павлов, 1986ф] в нижней части свиты возраст определен как среднекембрийский (позднеамгинский).

Мощность снежногорской свиты – до 550 м.

Карпинская свита названа по п-ову Карпинского, на северном берегу которого был описан стратотип (опорн. 39) [Соловьев, Труфанов, 1986]; ранее это подразделение рассматривалось как «известняково-сланцевая толща» [Геология, 1979], а в ранге свиты выделено в 1981 г. при ГС-200 [Павлов, 1986ф]. Стратотипический разрез расположен на южном берегу губы Грибовая, в 1,7 км восточнее мыса Астафьева [Павлов, 1986ф]. Нижняя его часть представлена ритмичным чередованием серых или буровато-красных известковисто-доломитистых алевролитов (с прослоями песчаников) и черных глинисто-слоудистых листоватых парасланцев, содержащих линзовидные прослои серых органогенно-обломочных известняков. Средняя и верхняя части сложены преимущественно темно-серыми и черными филлитовидными сланцами. В северном направлении, у восточного борта ледника Лакруа, где обнажены только

верхи свиты, увеличивается глинистость осадков. Карпинская и подстилающая снежногорская свиты залегают согласно; нижняя граница первой проводится по смене кварцитопесчаников филлитовидными сланцами и алевролитами. В известняках присутствуют многочисленные остатки трилобитов: *Koldinia typa* Walc. et Ressler., *Modocia arctica* Walc. et Ressler., *Pesaia exsculpta* Walc. et Ressler., *Agnostus pisiformis* var. *septentrionalis* Walc. et Ressler. и др., а также брахиоподы *Billingsella opius* Walc. et Ressler., *Billingsella holtedahli* Walc. et Ressler. [Павлов, 1986ф] аюсокканского–сакского ярусов, пограничных между средним и верхним кембрием. Мощность свиты в стратотипе – 230 м [Павлов, 1986ф].

КЕМБРИЙСКАЯ–ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМЫ

Фрейбергская свита ($\text{Є}_3\text{-O}_1\text{fr}$) названа по горе Фрейбергская в районе губы Грибовая [Геология, 1979; Павлов, 1986ф]. Впервые выделена как одноименная толща, закартированная при ГС-200 [Красножен, 1990, Труфанов, 1990]; при подготовке актуализированной версии СЛ-1000/3 подразделение переведено в ранг свиты [СЛ, 2009ф]. Стратон принадлежит к Западнобережной СФЗ и Маточкиношарской подзоне Центрально-Новоземельской СФЗ; участвует в строении Северо-Новоземельского антиклинория, залегая на крыльях антиклинальных складок в районе губы Грибовая (прол. Маточкин Шар), губы Машигина и по долине р. Митюшиха. В стратотипическом разрезе, изученном вблизи губы Машигина восточнее ледника Лакруа (опорн. 8) [Павлов, 1986ф], свита представлена преимущественно серыми (до черных) филлитовидными сланцами, вмещающими прослой и линзы песчаников, кварцитопесчаников, известняков и мелкогалечных конгломератов. На подстилающей карпинской свите она залегают, предположительно, согласно с постепенным переходом [Труфанов, 1990], нижняя граница проводится по появлению в разрезе аркозовых песчаников, гравелитов и конгломератов. С более молодыми подразделениями имеет преимущественно тектонические контакты; предполагается, что на отдельных «закрытых» участках свита согласно (или с небольшим размывом) залегают на промысловской толще. На нунатаках ледника Серп и Молот наблюдался контакт между фрейбергской свитой и перекрывающей ее серповской толщей, где на черных глинистых сланцах первой согласно залегают метаалевролиты и метапсаммиты. На юго-западе территории (Грибовский район) стратон сложен склоновыми фациями [Кораго, 1986ф; Павлов, 1986ф]: в сланцах обильно развиты оползневые текстуры, наблюдаются окатыши известняков, а также крупные линзы валунно-галечных и валунных полимиктовых конгломератов, которые отождествляются с плохо сортированными свалами грубообломочного материала. Время формирования подразделения принимается как позднекембрийско-раннеордовикское. Найденные в ее средней и верхней частях остатки криноидей *Schizocrinus* ex gr. *kuckersiensis* Jelt., *Equitanicrinus* ex gr. *equitans* (Jelt.), *Pentagonocyclicus* sp. [Павлов, 1986ф] свидетельствуют об ордовикском возрасте, однако, учитывая согласно залегание на карпинской свите, предполагается, что ее нижняя часть (не содержащая органических остатков) относится к верхам кембрия. Мощность фрейбергской свиты от менее 300 м в Грибовском районе до 300–500 м в Митюшихинском районе.

КЕМБРИЙСКАЯ–СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМЫ

Три подразделения с подобным «переходным» возрастом распространены на Баренцевском шельфе (в обеих зонах Баренцевской СФМО), а также на прилегающем побережье арх. Новая Земля.

Сейсмокомплекс $VI-IV$ ($^{\text{с}}\text{С?}-\text{S}_1$) ассоциируется в пределах площади листа с отложениями кембрия? – нижней подсистемы силура и отвечает низам средней (палеозойской) части чехла Баренцевской плиты. Кровля комплекса (отражающий горизонт IV) выглядит как несогласие с признаками эрозийного среза, хотя оба отражающих горизонта (особенно в подошве этого интервала) в Восточно-Баренцевском мегапрогибе прослеживаются неуверенно, поэтому оценить мощность сейсмокомплекса, а тем более его стратиграфический объем можно лишь условно. Коррелятные кембрийские отложения могут быть развиты в восточной (прилегающей к архипелагу) части Предновоземельской СФЗ, по аналогии с разрезами архипелага, где они представлены терригенными породами при ограниченном участии карбонатных осадков. Отложения ордовика известны на большей части островного и материкового обрамления шельфа. В южной его части они представлены мелководно-морскими либо субконтинентальными красноцветными, реже зеленоцветными терригенными породами, и только в низах (на о. Колгуев) и верхах рассматриваемого интервала (на материке) преобладают сероцветные терригенно-карбонатные осадки. Силурийская часть разреза сложена пестроцветными алевролитами, песчаниками и аргиллитами с прослоями известняков (по скажинам на о. Колгуев за пределами площади). Глубина залегания отражающего горизонта IV в Восточно-Баренцевском мегапрогибе – 10–17 км. Мощность сейсмокомплекса достигает 1800 м в Восточно-Баренцевской СФО; в Предновоземельской СФЗ она существенно меняется по латерали от 100 до 2000 м.

Терригенная толща ($\text{С}_3-\text{S}_1\text{t}$) относится к Крестовской подзоне Западнобережной СФЗ, включает в себя нерасчлененные верхнекембрийско-венлокские отложения. Представлена филлитовидными сланцами, кварцито-песчаниками, песчаниками, реже конгломератами, алевролитами и аргиллитами; выделяется на разрезе; подразделение со стратиграфическим несогласием залегает на известняково-терригенной толще кембрия. Время накопления стратона определяется по положению в разрезе под лудловскими отложениями. Мощность отложений – от 1300 до 1800 м.

КЕМБРИЙСКАЯ–ПЕРМСКАЯ СИСТЕМЫ

Единственный стратон, отвечающий данному возрастному интервалу, выделяется, предположительно (по геофизическим данным), на западе Карскоморской подобласти Ямало-Надымской СФО, прилегающей к арх. Новая Земля.

Сейсмокомплекс $F-II$ ($^{\text{с}}\text{С?}-\text{P}_1$) охватывает нерасчлененные образования кембрия(?) – нижней перми. Этот стратон фиксируется как в юго-восточной части площади, так и южнее (за пределами листа), в Гыданско-Канской СФО; и там, и там он отождествляется с верхней (интенсивно дислоцированной – по характеру волновой картины на сейсмических профилях)

частью каледоно-герцинского структурного этажа в фундаменте Западно-Сибирской платформы. Помимо складчатости данный сейсмокомплекс характеризует система горстовых выступов и впадин, которые лучше прослеживаются в кровле, контролируемой отражающим горизонтом П. Нижняя граница этого сеймоподразделения, по данным МОВ ОГТ, отчетливо не определяется. О его «наполнении» можно судить по аналогии с разрезами обрамления на суше и побережье. Здесь же состав комплекса, возможно, подобен образованиям Северо-Карской подзоны Центрально-Новоземельской СФЗ, где преобладают известняки, доломиты, глинисто-карбонатные сланцы [Зархидзе, 2018]; мощность подразделения – более 2000 м.

ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА

Пять разнофациальных подразделений, относящихся только к данной системе, развиты в ядре Северо-Новоземельского антиклинория, где обычно слагают узкие протяженные (часто опрокинутые) положительные формы высоких порядков; они выделяются в двух районах Маточкиношарской подзоны: Митюшихинском и Гольцовском. В составе отложений доминируют темноцветные терригенные породы, общая их мощность – около 1500 м. Фауна в них сравнительно редка, а обнаженность плохая.

Промысловская толща (O_1r) названа по р. Промысловая, выделена на этапе ГС-200 [Павлов, 1986ф]. Принадлежит к первому из упомянутых таксонов районирования, опорный разрез описан на левом притоке р. Южная Крестовая (опорн. 24) [Павлов, 1986ф; Красножен, 1990]. В пределах территории листа распространена на южном побережье прол. Маточкин Шар, севернее долины Размыслова, между ледником Бычкова и губой Митюшиха, а также в среднем течении рек Мелкая и Южная Крестовая. В опорном разрезе толща представлена серыми и темно-серыми мелкозернистыми (преимущественно в низах толщи) песчаниками, серыми и светло-серыми кварцитопесчаниками с редкими прослоями темно-серых алевролитов (в центральной части), а также зеленовато-серыми, серыми и черными филлитовидными сланцами с прослоями (в кровле) кварцитопесчаников. Изредка в виде прослоев и линз встречаются черные глинистые сланцы и доломитизированные известняки. Промысловская толща преимущественно согласно, иногда с размывом залегает на фрейбергской свите. В связи с незначительным распространением стратона сколько-нибудь заметная фациальная изменчивость в нем не установлена; мощность его – более 500 м.

Отложения содержат редкие раковины брахиопод *Billingsella* sp., *Porambonites* sp. и панцири трилобитов *Asaphus* sp. [Красножен, 1990]. Последние могут указывать и на самые верхи позднего кембрия, но присутствие ордовикских брахиопод и наличие в сланцах подстилающей фрейбергской свиты раннеордовикских криноидей позволяют отнести промысловскую толщу к нижнему ордовику.

Серповская толща (O_1sr) относится к Гольцовскому району; выделена при ГС-200 в 1982–1986 гг. [Павлов, 1986ф; Труфанов, 1990]. В пределах площади листа обнажена на одном крупном нунатаке, находящемся

в верховьях ледника Серп и Молот, от которого и образовано название; здесь же расположен ее опорный разрез (опорн. 9) [Павлов, 1986ф]. Нижняя половина толщи сложена серо-зелеными существенно кварцевыми метаалевролитами и мелкозернистыми метапесчаниками с редкими прослоями зеленовато-серых глинистых сланцев. Верхняя часть более глинистая и представлена зеленоватыми глинистыми или алевроглинистыми (при некотором усилении метаморфизма) филлитовидными сланцами с прослоями метаалевролитов. Серповская толща согласно залегает на фрейбергской свите. Органические остатки в ней не найдены, раннеордовикский возраст принимается по положению в разрезе. Мощность толщи – 500–600 м.

Блафельская свита (O_2bl) развита там же, где и вышеописанный стратон; выделена в процессе тематических и ревизионных работ в 1985 г. и закартирована при ГС-200 [Павлов, 1986ф; Красножен, 1990; Труфанов, 1990]. Стратотип находится в районе губы Машигина, северо-восточнее зал. Блафель, по которому свита получила название, восточнее ледника Лакруа (опорн. 8). Стратон сложен полимиктовыми валунно-галечными и галечными конгломератами, разнозернистыми олигомиктовыми или кварцевыми, иногда известковистыми (в основании свиты) песчаниками, а также темно-зелеными, кварц-хлорит-серицитовыми, кварц-(мусковит)-серицитовыми либо зеленовато-серыми глинистыми сланцами с прослоями известняков (в кровле обычно песчаных), иногда алевролитов и кварцитопесчаников. Свита согласно залегает на серповской толще. Нижняя граница проводится по появлению грубообломочных пород, перекрывается подразделением сланцами лакруанской свиты.

В средней и верхней частях стратотипа присутствуют остатки средне- и позднеордовикских криноидей *Bystrowicrinus parvirugosus* Yelt., *Bystrowicrinus* ex gr. *compositus* Jelt. et Stuk., *Fascicrinus* cf. *flabellatus* Jelt. et Stuk., *Apertocrinus* sp. [Павлов, 1986ф]. Учитывая положение в разрезе, возраст свиты принимается среднеордовикским. Мощность блафельской свиты – 300–400 м.

Митюшихинская толща (O_{2-3mt}) принадлежит к одноименному району Маточкиношарской подзоны; толща названа по губе Митюшиха, где расположен ее опорный разрез (опорн. 31). Выделена в ходе ревизионно-увязочных работ в 1989 г. [Красножен, 1990; Труфанов, 1990]. Распространена на южном побережье прол. Маточкин Шар, западнее оз. Долгое от долины Размыслова до губы Митюшиха, а также от нижнего течения р. Шумилиха до среднего течения р. Южная Крестовая. В ее составе доминируют серые, темно-серые до черных филлитовидные сланцы (в низах толщи вмещают редкие прослои песчаников и линзы гравелитов), а также серые и темно-серые алевролиты с прослоями конгломератов, серых мелкозернистых песчаников и (редко в кровле) известняков. Подразделение согласно залегает на вышеописанной промысловской толще. В верхах разреза вблизи оз. Ледниковое встречены позднеордовикские кораллы *Rhaphydrophyllum ellipsoides* Pz. [Труфанов, 1990]. Эта фауна, а также положение в разрезе позволяют отнести митюшихинскую толщу к среднему–верхнему ордовику. По объему стратон полностью соответствует блафельской и лакруанской свитам смежного Гольцовского района. Мощность митюшихинской толщи – 800–900 м.

Лакруанская свита (O_3lk) развита в полосе от оз. Ледниковое до зал. Блафель, а также на нунатаках в районе ледника Лакруа, по которому и получила свое название; там же расположен ее стратотип (опорн. 8). Свита выделена в процессе тематических, а затем геологосъемочных работ [Бондарев, Андреева, 1982ф; Павлов, 1986ф]; позднее закартирована при ГС-200 [Труфанов, 1990]. В стратотипическом разрезе преобладают серо-зеленые и зеленые кварц-(серицит)-хлоритовые (в низах свиты) филлитовидные сланцы, с подчиненными алевролитами и прослоями бурых разномеристых кварцевых, а в кровле черных крупномеристых известковистых песчаников, а также мелко- и средномеристых кварцевых гравелитов. Стратон согласно залегает на блафельской свите; граница проводится по резкому увеличению в разрезе роли сланцев и уменьшению (или полному исчезновению) конгломератов. В соседних разрезах (губа Крестовая, долина Русанова) увеличивается количество песчаников, маломощных прослоев кварцевых гравелитов, а в кровле свиты – линз песчаных известняков. На севере территории отмечаются прослои конгломератов мощностью 2–12 м. Ископаемыми остатками лакруанская свита охарактеризована плохо; лишь вблизи оз. Ледниковое в верхней ее части встречены позднеордовикские кишечнополостные *Propora* aff. *arctica* Tchern., *Rhaphytophyllum ellipsoides* Pz. [Павлов, 1986ф]. Учитывая также положение в сводном разрезе, возраст стратона принимается позднеордовикским. Мощность лакруанской свиты – 350–500 м.

ОРДОВИКСКАЯ–СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМЫ

Отложения с таким «переходным» возрастом выделяются только на архипелаге и представлены двумя стратонами с различной степенью распространности по территории.

Штраумсенская толща ($O_3-S_3\check{s}t$) выделялась при ранних тематических и ревизионных работах в р-оне губы Грибовая как «конгломератовая», а в западной части губы Машигина как «песчано-конгломератовая» [Геология, 1979; Андреева, Бондарев, 1979ф; СЛ, 2004ф]; название получила по бух. Штраумсена, где был установлен несогласный контакт толщи с перекрывающими отложениями гольцовской свиты [Павлов, 1986ф; Красножен, 1990; Труфанов, 1990]. На изученной территории стратон распространен также и по берегам губы Панькова Земля, и в верховьях р. Маточка, обнажаясь в ядрах и на крыльях антиклиналей второго порядка; он развит во всех таксонах районирования за исключением Гольцовского района и Северо-Карской подзоны. Опорный разрез расположен на северном берегу губы Машигина (опорн. 7) восточнее бух. Штраумсена [Павлов, 1986ф]. Там он представлен валунно-галечными и галечными полимиктовыми конгломератами с пачками разномеристых кварцевых и аркозовых песчаников, вмещающих линзы кварцевых гравелитов и прослои алевролитов. Литологический состав толщи несколько меняется на площади и выражается в преобладании среди «грубо-обломочной» части тех или иных пород. Так, на юге (мыс Егорова в районе губы Грибовая) в конгломератах доминируют валуны изверженных пород, присутствуют обломки песчаников, мраморизованных известняков. В районе

губы Машигина (в опорном разрезе) псефиты сложены преимущественно обломками кварцитов и кварцитопесчаников существенно хлоритовых и глинистых сланцев, а также известняков и жильного кварца. Толща с размывом залегает на фрейбергской свите верхнего кембрия – нижнего ордовика, а на севере сразу перекрывает нижне-среднекембрийскую астафьевскую свиту. Возраст подразделения принимается согласно серийной легенде [СЛ, 2004ф], где по положению в разрезе определен как позднеордовикско-лландоверийский, поскольку верхний ее рубеж отвечает границе между двумя нижними отделами силура (перекрывающие известняки гольцовской свиты содержат фауну венлока), а нижний условно сопоставляется с верхами ордовика. Мощность штраумсенской толщи обычно колеблется в пределах 120–370 м, на юго-западе она сокращается до 40–80 м с последующим выклиниванием.

Ледниковская свита (O_3-S_1d) названа по оз. Ледниковое, выделена при тематических работах в 1979 г. как «пестроцветная толща» [Геология, 1979], а затем переименована в ледниковскую свиту при ГС-200 [Павлов, 1986ф; Труфанов, 1990]. Стратон относится к Митюшихинскому и Гольцовскому районам Маточкиношарской подзоны; он сравнительно широко развит в пределах Северо-Новоземельского антиклинория, прослеживаясь от ледника Пенка на юге до ледника Серп и Молот на севере. Свита, как правило, слагает крылья линейных антиклиналей, а также ядра опрокинутых форм разного порядка; отдельные «чешуи» (блоки) наблюдаются вдоль Главного и Центрального разломов. Стратотип расположен в р-оне губы Машигина (восточнее ледника Лакруа) на южном склоне высоты с отн. 855,0 м (опорн. 8) [Павлов, 1986ф]. Сложен там, а также в районе ледников Широкий и Лакруа, губы Северная Сульменева и оз. Ледниковое, главным образом пестроцветными кварцитопесчаниками, серыми, зеленовато-серыми, крупно- и среднезернистыми полимиктовыми, часто известковистыми, реже глинистыми или органическими их разностями, с прослоями доломитов, глинистых сланцев, кварцитов и конгломератов. Стратон согласно залегает на лакруанской свите в Гольцовском районе и с локальным размывом на митюшихинской толще – в Митюшихинском районе. Нижняя граница проводится по появлению в разрезе пестроцветных кварцитопесчаников и доломитизированных известняков. Юго-западнее губы Машигина в частных разрезах сокращается количество карбонатных и глинисто-алевролитовых отложений, возрастает примесь терригенного обломочного материала. В долине р. Мелкая в свите присутствуют кварцевые гравелиты. Далее на запад и юго-запад происходит фациальный переход ледниковской свиты в преимущественно грубообломочную штраумсенскую толщу. В основании стратотипического разреза присутствуют позднеордовикские кораллы *Palaeofavosites alveolaris* (Gold.) и криноидеи: *Dwortsovocrinus* cf. *simplex* Stuk., *Dentiferocrinus* cf. *dividuus* (Yelt.), *Fascicrinus* cf. *flabellatus* Yelt., в верхней его части – среднепозднелландоверийские кораллы *Palaeofavosites* cf. *borealis* (Tchern.), брахиоподы *Brachyprion* cf. *robustus* (Twenh.), а также раннесилурийские кораллы *Multisolenia* cf. *tortuosa* Fritz, *Mesofavosites* aff. *multiaporus* Sok., *Cystihalysites mirabilis* Tchern. [Павлов, 1986ф]. На этом основании возраст ледниковской свиты принимается позднеордовикско-раннесилурийским.

Мощность описываемого подразделения обычно составляет 320–350 м в центральной части арх. Новая Земля (иногда увеличиваясь до 900 м) и уменьшается до 50 м в районе р. Мелкая.

СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Немногочисленные стратоны, отвечающие только данной системе, присутствуют в наиболее восточных таксонах районирования Новоземельской СФМЗ.

Басовская толща (S_{bs}) принадлежит к Северо-Карской подзоне Центрально-Новоземельской СФЗ; названа по зал. Басова, на побережье которого она имеет преимущественное распространение. Выделена во время проведения тематических работ в 1983 г. [Павлов, 1986ф], закартирована при ГС-200 [Труфанов, 1990]. Распространена незначительно – только в районе зал. Басова и на островах Пахтусова и Горн, слагая ядро Пахтусовской антиклинали. Соотношения с подстилающими породами не наблюдались. Наиболее полный (с верхней границей) разрез описан в 4 км к северу от северного берега зал. Басова (опорн. 16) [Павлов, 1986ф]. Здесь толща сложена серыми и темно-серыми глинистыми сланцами, переслаивающимися с олигомиктовыми песчаниками, вмещающими прослой серых кварцевых и зеленовато-серых олигомиктовых алевролитов. В разрезе на о. Пахтусова (опорн. 15) [Павлов, 1986ф] существенную роль играют олигомиктовые песчаники, отвечающие верхней части толщи, количество подобных пород увеличивается в северном направлении. Выше согласно залегают серые горизонтально- и косослоистые известняки, относимые уже к перекрывающей ненецкой толще. Раннесилурийский (венлокский) его возраст принимается условно по положению в разрезе и в соответствии с серийной легендой. Басовская толща может быть скоррелирована с низами егоровской свиты (в Западнобережной СФЗ), и с низами гольцовской свиты в восточных районах Центрально-Новоземельской СФЗ. Мощность рассматриваемого стратона – более 390 м.

Гольцовская свита (S_{1-2gl}), выделенная при ГС-200 (1981–1986 г.), названа по оз. Гольцовое [Павлов, 1986ф]. Широко распространена в Северо-Новоземельском антиклинории, обнажаясь на крыльях структурных форм второго порядка. Стратотипический разрез находится в районе губы Машигина (восточнее ледника Лакруа), где на алевролитах ледниковской свиты залегают переслаивающиеся известняки и доломиты (опорн. 8) [Павлов, 1986ф; Труфанов, 1990]. Известняки преимущественно темно-серые, хотя встречаются и более светлые (до белых) – пелитоморфные или глинистые (часто доломитизированные), реже – органогенно-обломочные (мощность прослоев от 2 до 20 м). Доломиты серые и светло-серые, нередко глинистые или песчанистые, вмещают маломощные прослой филлитовидных сланцев. Стратон согласно залегает на ледниковской свите в Митюшихинском и Гольцовском районах, на штраумсенской толще – в Грибовском районе. Нижняя граница проводится по исчезновению пачек терригенных пород и служит своеобразным маркирующим горизонтом при картировании сложнопостроенной надвиго-взбросовой структуры ядра вышеупомянутого антиклинория.

Свита охарактеризована многочисленными остатками кораллов, брахиопод, криноидей, среди которых наиболее представлены первые. В нижней части разреза присутствуют кораллы пограничных слоев лландовери и венлока: *Multisolenia* sp., *Mesofavosites multiporus* Sok., *Favosites sulcatus* Tchern., *Entelophyllum medius* Sok.; в средней – венлока – нижнего лудлова *Favosites* aff. *difformis* Chekh., *Mesosolenia solenoides* Chekh., *Favosites undulatus* Tchern., *Multisolenia uralica* Chekh., *M. tortuosa* Fritz., вверху – лудлова–пржидолия: *Striatopora halli* Lind., *Parastriatopora coreaniformis* (Sok.), *Favosites maubashensis* Kov. и др. [Павлов, 1986ф]. Возраст свиты принят венлокско-лудловским. Мощность подразделения в стратотипе является максимальной (примерно 380 м); на запад и юго-запад (вкрест простирания) она уменьшается до 40–50 м.

Ненецкая толща (S_{2nn}) относится к Пахтусовскому району Северо-Карской подзоны; названа по бух. Ненецкая (п-ов Крашенинникова), на северо-западном берегу которой расположен опорный разрез (опорн. 20). Выделена при ГС-200 в 1983 г. [Павлов, 1986ф], впоследствии картировалось под тем же наименованием [Труфанов, 1990]. На изученной территории кроме упомянутого полуострова стратон развит на побережье заливов Храмченко, Басова и на о. Пахтусова; коренные выходы наблюдаются только в морских береговых уступах. В опорном разрезе преобладают серые и зеленовато-серые известняки (иногда алевролитистые) с прослоями темно-серых или зеленовато-серых глинистых сланцев и доломитов. Сланцы и известняки нередко образуют тонкое переслаивание. На подстилающей басовской толще подразделение залегает согласно, граница проводится в подошве пачки зеленовато-серых рассланцованных известняков с прослоями серых косослоистых разностей. Фациальные изменения ненецкой толщи незначительны: отмечено увеличение количества глинистых сланцев в северном направлении [Павлов, 1986ф]. Позднесилурийский (лудловский) возраст устанавливается по найденному в нижней части опорного разреза комплексу конодонтов: *Spathognathodus* aff. *inclinatus hamatus* (Wall.), *Neoprioniodus* aff. *multiformis* Wall. [Павлов, 1986ф; Труфанов, 1990]. В более западных районах ненецкой толще соответствует средняя часть егоровской свиты, а также верхи гольцовской и низы паньковской свит.

Мощность стратона – 230–250 м.

Храмченская свита (S_{2hr}), согласно залегающая на вышеописанной толще, названа по зал. Храмченко; выделена Л. В. Нехорошевой, Д. К. Патруновым в 1975 г. на побережье заливов Храмченко и Медвежий [Геология, 1979; Павлов, 1986ф]. Распространена также на п-ове Крашенинникова, на побережье заливов Басова, Шамардина и на о. Цивольки. Стратотип, описанный на северном побережье зал. Медвежий (опорн. 22) [Павлов, 1986ф], сложен преимущественно серыми (ярко-желтыми и кирпично-красными с поверхности выветривания) седиментационными доломитами. В нижней его части присутствуют прослой косослоистых и линзовиднослоистых доломитизированных песчаников с примесью гравийного материала. В верхах разреза залегает пачка темно-серых известняков с фауной. На подстилающих известняках ненецкой толщи храмченская свита залегает согласно. Нижняя граница про-

водится по подошве пачки доломитов с прослоями доломитизированных песчаников. Фациальные изменения не установлены.

Фауна присутствует только в верхней части свиты. В стратотипическом разрезе обнаружены остатки кораллов *Squameofavosites rusanovi* (Tchern.), *S. fungites* (Sok.), *S. favositiformis* (Holt.), *Striatopora grebenskiana* Smirn., *Syringopora adzvaensis* Tchern., криноидей *Anthinocrinus podolicus* Yelt., брахиопод *Herrmannina* sp., трилобитов *Hemiarges* sp., *Warburgella* sp. [Павлов, 1986ф]. В существенно известняковой пачке, залегающей в верхах, определены только кораллы *Squameofavosites rusanovi* (Tchern.) и др. Перечисленный комплекс однозначно свидетельствует о позднесилурийском времени накопления храмченской свиты с прижидольским возрастом ее верхов и (условно) всего стратона. Коррелируется с верхами егоровской и паньковской свит в более западных таксонах районирования Новоземельской СФМЗ. Мощность храмченской свиты – 370–400 м.

СИЛУРИЙСКАЯ–ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМЫ

Подразделения, соответствующие этому возрастному интервалу, распространены в обеих зонах Новоземельской СФМЗ, а также в Предновоземельской зоне Баренцевской СФМО.

Егоровская свита (S_1 -D_{1eg}) развита в Крестовской, Глазовской, Рогачевской подзонах и Грибовском районе Маточкиношарской подзоны; названа по мысу Егорова, где находится ее стратотип (южный берег губы Грибовая – опорн. 39). Первоначально выделялась в виде двух толщ: нижней «пестроцветной» и верхней «красноцветной» [Андреева, Бондарев, 1976ф], в 1981 г. переведена в ранг свиты и в дальнейшем картировалась под упомянутым наименованием. На территории листа развита незначительно: на п-ове Панькова Земля, в районах губы Грибовая, бух. Ручьевая, прол. Казакова и на о. Митюшев. Свита представлена преимущественно пестроцветными (иногда розово-бурыми) мелко- и среднезернистыми олигомиктовыми и кварцевыми (местами известковистыми) косо- и волнистослоистыми песчаниками с подчиненными пачками или пластами пестроцветных алевролитов, кварцитопесчаников и глинистых сланцев, с редкими прослоями, линзами известняков и доломитов. В стратотипе она согласно залегает на конгломератах штраумсенской толщи, а вблизи мыса Запасова – с размывом на позднепротерозойских гранитах. В первом случае нижняя граница проводится по появлению в разрезе пестроцветных известковистых песчаников и алевролитов; выше кровли согласно залегают доломиты грибовской свиты. Благодаря своему структурному положению (в прибортовой зоне палеопроггиба) свита фациально изменчива: это выражается в различном характере «пестроцветности» и вариативности сочетаний вышперечисленных пород в пачках, а также в появлении «новых» литологических разностей. Так, например, в районе губы Северная Сульменава состав егоровской свиты дополняют присутствующие в заметном количестве полимиктовые конгломераты, а по берегам губы Крестовая – метабазалты в совокупности с конгломератами, резко отличными

по составу, что подтверждает сложность строения бассейна седиментации и областей размыва в период формирования стратона.

Кораллы *Favosites pseudoforesi* Sok., *Parastriatopora* cf. *tebenjkovi* Tchern., *Syringopora* aff. *gorski* Tchern., найденные в нижней части разреза [Павлов, 1986ф; Красножен, 1990], свидетельствуют о венлокско-лудловском возрасте низов егоровской свиты. В ее верхах на о. Митюшев были обнаружены раннедевонские брахиоподы: *Howellella* ex gr. *angustiplicata* Kozl., *Pygmaella* sp. [Павлов, 1986ф; Красножен, 1990]. Таким образом, время формирования свиты ограничивается снизу венлоком, сверху (условно) – лохковом. Нижняя часть подразделения отвечает объему гольцовской, верхняя – паньковской свитам, развитым в восточных районах Маточкиношарской подзоны. Мощность егоровской свиты колеблется от 90 до 550 м.

Терригенно-карбонатная толща (S_1-D_{1tc}) выделяется в Пахтусовском районе Северо-Карской подзоны, по объему соответствует совокупности басовской, ненецкой толщ, храмченской, пятипальцевской, оговской, куцыйской свит, а также самым низам(?) пахтусовской свиты. Представлена известняками (в т. ч. доломитизированными), доломитами, реже песчаниками с прослоями известковисто-глинистых сланцев. Мощность толщи – 2290–2650 м.

Паньковская свита (S_2-D_{1pn}) названа по оз. Паньково; первоначально (при ГС-200 [Павлов, 1986ф]) выделена как одноименная толща, впоследствии переведена в ранг свиты [Красножен, 1990; Труфанов, 1990]. На изученной площади широко развита в Северо-Новоземельском антиклинории на крыльях складок второго порядка, принадлежит к Митюшихинскому и Гольцовскому районам Маточкиношарской подзоны Центрально-Новоземельской СФЗ. В стратотипическом разрезе, расположенном в верхнем течении р. Панькова (опорн. 37) [Павлов, 1986ф], характерными породами являются серые и светло-серые кварцитопесчаники, а также серые и зеленовато-серые, реже красноцветные кварцевые песчаники, чередующиеся с зеленовато-серыми или черными глинистыми сланцами и серо-зелеными алевролитами. В виде прослоев и линз встречаются кварцевые конгломераты и гравелиты, доломитизированные известняки, доломиты. Стратон согласно залегает на карбонатных породах гольцовской свиты.

Нижняя и средняя части свиты охарактеризованы лудловско-пржидольскими кораллами *Favosites pseudoforbesi* Sok., брахиоподами *Collarothyris canaliculata* (Wen.), *Hemitoechia distincta* Nik., остракодами *Eokloedenella* cf. *bacata* Abush. и др., верхняя – нижнелохковскими кораллами *Favosites socialis* Sok. et Tes., брахиоподами *Howellella* ex gr. *angustiplicata* Kozl., *Protathyris praecursor* Kozl. [Павлов, 1986ф; Красножен, 1990]. На основании этих находок и определяется возрастной диапазон подразделения, которое сопоставляется с верхней половиной егоровской свиты на востоке Западнобережной СФЗ; в Северо-Карской подзоне ему отвечают ненецкая толща, храмченская и нижняя часть пятипальцевской свит. Мощность паньковской свиты в центральной части ареала распространения – 350–600 м, в районе прол. Маточкин Шар – р. Митюшиха увеличивается до 1000 м, а на западе, вблизи губы Крестовая уменьшается до 260 м.

Сейсмокомплекс IV–Ш₂ (⁸S₂-D₂), отвечающий стратиграфическому интервалу от лудлова по живет, выделяется в Предновоземельской СФЗ. Наиболее вероятный его состав – континентальные или мелководно-морские терригенные и карбонатно-терригенные накопления. Коррелятивные для низов сейсмокомплекса силурийско-нижнедевонские отложения на арх. Новая Земля представлены кварцитопесчаниками, алевролитами с прослоями и линзами конгломератов, известняков, доломитов максимальной мощностью до 550 м. Нижне-среднедевонские образования также выполнены известняками, доломитами (в нижней части разреза), а в верхней – глинистыми сланцами, глинистыми известняками, аргиллитами. Мощность сейсмокомплекса – от 150 до 800 м.

Карбонатно-терригенная толща (S₂-D₂ct) выделена на западном фланге Крестовской подзоны Западнобережной СФЗ. По объему соответствует егоровской (лудлов, пржидол), грибовской и тайнинской (нижний девон) свитам, развитым восточнее; отображается только на разрезе. Представлена песчаниками, алевролитами, известняками и известковистыми парасланцами; мощность толщи – от 1100 до 1700 м.

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

Девонские отложения широко развиты в чехле Баренцевской плиты, на архипелаге слагают крылья положительных структурных форм Северо-Новоземельского антиклинория, а также фиксируются в ядре Литкенской антиклинали. В их строении участвуют породы самого различного генезиса: в нижнем девоне преобладают карбонатные, в среднем – терригенные и кремнистые отложения, в верхнедевонских свитах наиболее восточных таксонов районирования заметную роль играют вулканогенные и вулканокласто-терригенные образования. На изученной территории девонские стратоны подвержены значительной фациальной изменчивости, причем более всего в верхнем девоне.

Грибовская свита (D₂gr) выделена в 1975 г. В. И. Бондаревым и др. по берегам губы Грибовая, от которой образовано название [Андреева, Бондарев, 1979; Бондарев, Андреева, 1981]; закартирована при ГС-200 [Павлов, 1986ф; Красножен, 1990; Труфанов, 1990]. На рассматриваемой территории стратон широко распространен и слагает узкие грабен-синклинали в сводовой части и на крыльях Северо-Новоземельского антиклинория, развит в Западнобережной СФЗ и Маточкиношарской подзоне Центрально-Новоземельской СФЗ. Наиболее полный разрез, расположенный на р. Панькова (опорн. 35) [Павлов, 1986ф; Красножен, 1990], выполнен серыми органогенными (иногда строматолитовыми), органогенно-обломочными или зернистыми известняками, в той или иной степени доломитизированными – вплоть до вторичных доломитов. Породы в названном разрезе содержат многочисленную фауну, главным образом кораллов *Favosites rupestris* Smirn., *Thamnopora arctata* Smirn. и др. [Павлов, 1986ф].

В западных разрезах (губы Грибовая, Крестовая и Южная Сульменова) в основании свиты залегают седиментационные доломиты с прослоями доломитизированных известняков (мощность пачки – от 60 до 200 м), при крупно-

масштабных исследованиях картируются в качестве ее нижней подсвиты; на северо-западе территории в низах стратона доломиты отсутствуют. К северу (на нунатаках восточнее бух. Катерная) в верхах подразделения существенную роль в переслаивании играют песчаники, кварцитопесчаники и аргиллиты. Грибовская свита согласно залегает в восточных районах на паньковской свите, западнее – на егоровской свите; перекрывается она с нормальным контактом сланцами и известняками тайнинской свиты.

В низах описываемого таксона (верховьях р. Крестовая) обнаружены кораллы лоховского яруса: *Favosites tomendis* Mir., *Squamiofavosites stellaris* Tchern. и др. [Труфанов, 1990]. На большей же части территории преобладает (вплоть до верхов свиты) пражская фауна – кораллы *Favosites multiplicatus* Yan., *Squamiofavosites uralensis* Yan., *S. bohemicus* Роџа, брахиоподы *Nordotoechia tumida* Tcherk. и др. [Павлов, 1986ф]. Западнее в прикровельной части фиксируются эмские кораллы *Favosites goldfussi* Orb., *Squamiofavosites delicatiformis* Smirn. и др. [Павлов, 1986ф]. Таким образом, полный стратиграфический объем грибовской свиты соответствует почти всему нижнему девону, однако ее верхняя граница скорее всего является скользящей и на большей части архипелага примерно отвечает рубежу пражского и эмского ярусов. Стратон коррелируется с верхами пятипальцевской, оговской и куцыйской свитами, распространенными в Северо-Карской подзоне. Мощность свиты обычно – 300–450 м, но там, где в верхах разреза существенную роль играют терригенные породы, она увеличивается до 800 м.

Пятипальцевская, оговская и куцыйская свиты объединенные (D_{pp+kc}) как картируемый таксон выделяются в Северо-Карской подзоне, представлены органогенно-детритовыми (часто доломитизированными) известняками и водорослевыми биогермами общей мощностью 650–700 м. На отдельных участках имеется возможность более подробно расчленения (см. ниже), что и отображено на карте.

Пятипальцевская свита (D_{pp}) распространена на побережье заливов Храмченко, Басова и на о. Цивольки. Выделена Л. В. Нехорошевой и Д. К. Патруновым в 1975 г. на побережье зал. Медвежий [Геология, 1979]; принадлежит к Пахтусовскому району Северо-Карской подзоны. Стратотип находится на южном берегу п-ова Пять Пальцев (опорн. 25), по которому и названа свита [Павлов, 1986ф]. Сложена серыми, желтовато-серыми белесыми с поверхности выветривания доломитизированными известняками, среди которых преобладают водорослевые разновидности. Граница с залегающей ниже храмченской свитой согласная, проводится по появлению вышеназванных пород и доломитов. Хороших разрезов в пределах данного района нет; значительная фациальная изменчивость и колебания мощности не отмечены. Органические остатки не установлены; раннедевонский возраст определен условно – по положению в разрезе между позднесилурийской (пржидольской) храмченской свитой и известняками вышележащей оговской свиты, содержащих фауну нижнего девона (не исключается, что время накопления свиты может быть и позднепржидольским). По региональной шкале она соответствует большей части горизонта губы Каменка. Мощность свиты – более 100 м.

Оговская и куцыйская свиты объединенные (D_{og+kc}) представлены в низах доломитами, доломитизированными известняками

с прослоями известково-глинистых сланцев, а в верхах – известняками с пачками седиментационных брекчий и (в кровле) с прослоями доломитов. Общая мощность – 550–600 м.

Оговская свита развита на побережьях заливов Храмченко, Шамардина, Басова и на о. Цивольки. Названа по зал. Ога, выделена Г. Н. Нехорошевой и Д. К. Патруновым [Геология, 1979]; стратотип расположен на южном берегу зал. Храмченко (опорн. 25). Разрез делится на две части: нижняя представлена темно-серыми пелитоморфными известняками с прослоями органогенных разностей, линзами остракодовых ракушников и черных известково-глинистых сланцев, верхняя – преимущественно серыми, темно-серыми доломитами и доломитизированными известняками – массивными или горизонтальнослоистыми [Павлов, 1986ф; Труфанов, 1990]. Свита залегает согласно на карбонатных породах пятипальцевской свиты; нижняя граница проводится в подошве пачки темно-серых плитчатых известняков с прослоями аргиллитов. Фациальные изменения и значительные колебания мощности не установлены. Фауна (кораллы *Favosites socialis heterostila* Dubat., трилобиты *Warburgella* sp., брахиоподы *Howellella* sp., *Mesodouvillina* sp., остракоды *Herrmannina* sp.), обнаруженная в нижней части стратотипического разреза [Павлов, 1986ф], позволяет говорить о раннедевонском (лохковском) возрасте оговской свиты. В Западнобережной зоне и Маточкиношарской подзоне коррелятной ей является нижняя часть грибовской свиты. Мощность оговской свиты – до 280 м.

Куцыйская свита распространена по берегам заливов Храмченко, Басова, Шамардина и на островах в заливах Цивольки и Ога. Выделена Л. В. Нехорошевой и Д. К. Патруновым на северном побережье зал. Медвежий [Геология, 1979]; стратотип расположен вблизи мыса Куцый, от которого свита получила свое название (опорн. 25). Сложена она серыми, белесыми, темно-серыми до черных доломитизированными известняками (зернистыми, пелитоморфными, органогенно-детритовыми) и доломитами. В средней части присутствуют биостромы, в верхней – карбонатные брекчии. Вследствие чередования окраски известняков свита зачастую имеет «полосчатый облик» [Павлов, 1986ф; Труфанов, 1990]. Граница с залегающей ниже оговской свитой согласная, проводится по появлению пластов с многочисленными амфипоридами. Существенные фациальные изменения и колебания мощности свита не испытывает. В стратотипе установлены кораллы *Squameofavosites aff. cribratus* Smirn., а также брахиоподы *Pseudoglossinotoechia atalanta* Tcherk. и др., наиболее характерные для нижней и средней частей свиты; в разрезе на о. Пахтусова найдены кораллы *Alveolites cf. adiposus* Smirn., *Squameofavosites bohemicus* Roota и др., типичные для верхов стратона [Павлов, 1986ф]. Перечисленная фауна свидетельствует о принадлежности свиты к пражскому ярусу нижнего девона. В Западнобережной СФЗ и Маточкиношарской подзоне куцыйской свиты соответствует верхняя часть грибовской свиты. Мощность куцыйской свиты оценивается в 300–350 м.

Тайнинская свита (D_{1-2tn}) названа по р. Тайная, выделена А. С. Красножен на побережье губы Тайная [Бурский, Красножен, 1981]. Стратотип находится за пределами территории листа на руч. Пестрый (левый приток р. Северная Тайная, Южный остров арх. Новая Земля). Литолого-петрографи-

ческое описание и возрастная характеристика приведены в указанной выше работе, а также в материалах Л. Г. Павлова, А. С. Красножен, Г. В. Труфанова и др. [Павлов, 1986ф; Красножен, 1990; Труфанов, 1990 и др.]. На изученной площади стратон распространен в Западнорезной СФЗ и Маточкиношарской подзоне, слагает крылья Северо-Новоземельского антиклинория, иногда фиксируется в ядрах синклиналей второго и более высоких порядков в пределах его свода. Представлена темно-серыми до черных аргиллитами (нередко известковистыми), темно-серыми глинистыми или алевритистыми известняками, а также (в подчиненном количестве) темно-серыми алевролитами. Известняки, как правило, приурочены к нижней части свиты, а в верхней обычны серые мелкозернистые кварцевые песчаники. В восточной части территории тайнинская свита некоторыми исследователями расчленяется на две подсвиты, нижняя из которых сложена аргиллитами и известняками, а верхняя – аргиллитами и песчаниками; в том же направлении в целом увеличиваются количество глинистого материала и мощность. В Западнорезной СФЗ наиболее полный разрез, расположенный на северном берегу губы Грибовая (опорн. 38) [Павлов, 1986ф], представлен известково-глинистыми сланцами, переслаивающимися в нижней части разреза с известняками, содержащими конодонты *Polygnathus serotinus* (Telf.), *P. angustipennatus* (Will.), *P. costatus partitus* Klapp., Ziel. et Mashk. В верхах свиты наблюдаются темно-серые и черные тонкозернистые или глинистые известняки, чередующиеся с известково-глинистыми сланцами, в которых найдены конодонты *Polygnathus costatus costatus* Klapp. Мощность разреза – около 75 м.

Для опорного разреза тайнинской свиты Маточкиношарской подзоны в районе зал. Тыртова (опорн. 32) [Красножен, 1990] характерны темно-серые до черных аргиллиты (нередко известковистые), а также глинистые известняки с тентакулитами *Styliolina* sp. (низы разреза); реже фиксируются их алевритистые разности с подчиненным количеством темно-серых алевролитов. В верхней части встречены кварцевые песчаники. Мощность стратона в этом опорном разрезе достигает 550 м. Он согласно залегает на грибовской свите. Граница проводится по смене серых органогенных и органогенно-обломочных известняков темно-серыми и черными известково-глинистыми сланцами с прослоями алевритистых и глинистых известняков, часто с обильными остатками дакриоконарида. Так, в разрезах центральной части антиклинория присутствуют дакриоконариды *Nowakia* cf. *zlichovensis* Bouc., *N. cf. acuaria* Richt., а также конодонты *Polygnathus* aff. *inversus* Kl. et John., *P. serotinus* Telf. [Павлов, 1986ф], характерные для верхов нижнего девона. В более высоких уровнях свиты, образующих центральную часть антиклинория, и во всех ее разрезах на западном крыле встречены среднедевонские тентакулиты *Viriatellina* aff. *afoniana* Ljasch., *V. aff. procera* Maur., дакриоконариды *Nowakia* aff. *otomari* Bouc. et Prantl, конодонты *Polygnathus linguliformis linguiformis* (Hinde) [Павлов, 1986ф]. Таким образом, устанавливается возрастное скольжение нижней границы тайнинской свиты от основания эмского яруса почти до его кровли. Верхняя граница близка к рубежу среднего и верхнего девона. Тайнинская свита коррелируется с пахтусовской свитой, развитой в Северо-Карской подзоне. Мощность – 300–600 м.

Пахтусовская свита (D_{1-2ph}) выделена Л. В. Нехорошевой и Д. К. Патруновым на северном побережье зал. Медвежий, там у мыса Куцый расположен о. Пахтусова, где находится ее стратотип [Геология, 1979; Павлов, 1986ф; Труфанов, 1990]. В Пахтусовском районе Северо-Карской подзоны стратон прослеживается от зал. Медвежий до зал. Цивольки, на островах Промысловый и Пахтусова. Он сложен темно-серыми (до черных) углеродистыми и известково-глинистыми сланцами, глинистыми известняками и фтанидами.

В «основном» разрезе стратотипа обнажена только верхняя часть свиты, где снизу вверх залегают отложения.

1. Черные углеродисто-кремнистые сланцы	5 м
2. Кремнистые породы зеленовато-серые тонкоплитчатые, содержащие остатки конодонтов <i>Polygnathus linguiformis linguiformis</i> (Hinde), <i>P. ex gr. varcus</i> Stanf., а также рыб и дакриоконарид	6 м
3. Черные алевритистые кремнистые сланцы, переслаивающиеся с алевропесчаниками	14 м

Видимая мощность – 93 м.

Нижняя и средняя части свиты наиболее полно обнажены на о. Пахтусова в районе мыса Продольный (опорн. 14). Здесь на серых органогенно-детритовых известняках куцыйской свиты залегают отложения.

1. Известково-глинистые сланцы черные с многочисленными дакриоконаридами <i>Nowakia aff. barrandei</i> Bouček et Prantl	10 м
2. Известняки темно-серые тонкоплитчатые, переслаивающиеся с черными глинистыми сланцами; прослой известняков с дакриоконаридами <i>Nowakia sp.</i> и фтанидов в верхней части	100 м
3. Черные углеродисто-кремнистые сланцы и фтаниды в переслаивании с темно-серыми глинистыми сланцами	70 м

Видимая мощность – 180 м.

На подстилающей куцыйской свите стратон залегают согласно; нижняя граница проводится по появлению темно-серых глинистых известняков с прослоями известково-глинистых сланцев, верхняя фиксируется в подошве пачки кварцитопесчаников чайкинской свиты. Существенные фациальные изменения и колебания мощности не установлены.

По гониатитам *Mimogoniatites cf. fecundus* Barr., конодонтам *Polygnathus dehiscens* Phil. et Jack., *P. inversus* Kl. et John., *P. serotinus* Telf., *P. linguiformis linguiformis* Hinde и дакриоконаридам *Nowakia aff. barrandei* Bouček et Prantl. [Павлов, 1986ф; Труфанов, 1990], возраст пахтусовской свиты определяется как ранний–средний девон. При этом ее подошва сопоставляется с границей между вальневским и синельнинским горизонтами региональной стратиграфической схемы (что примерно соответствует рубежу между пражским и эмским ярусами общей шкалы), а кровля (контакт пахтусовской и чайкинской свит) соответствует границе среднего и верхнего отделов девонской системы. Отложения коррелируются с тайнинской свитой, развитой в западных подзонах Новоземельской СФМЗ. Мощность пахтусовской свиты – 130–200 м.

Верхняя часть сейсмокомплекса IV–III₂, выделенная в Восточно-Баренцевской СФО, отождествляется с нижним–средним девоном (^sD₁₋₂). Кровля сеймостратона – отражающий горизонт III₂ – соответствует поверхности предфранского несогласия. Предполагается, что область его распространения ограничена бортами Восточно-Баренцевского мегапрогиба, где вследствие размыва верхнесилурийская часть отложений данного сейсмокомплекса отсутствует. Состав нижнедевонской части подразделения предполагается карбонатно-терригенным с увеличением количества карбонатной составляющей в восточном направлении. Среднедевонская часть представлена, вероятно, пестроцветными песчано-глинистыми породами. Мощность сейсмокомплекса в пределах площади листа составляет 500–2000 м.

Рейская свита (D₃fS) названа А. С. Красножен по тригопункту Рея на южном побережье губы Тайная (п-ов Нюдяку-Пырн-Рез) в пределах Южно-Новоземельского антиклинория; описана впервые в 1976 г. как толща [Бурский, Красножен, 1981], в процессе ГС-200 в 1977–1981 гг. переведена в ранг свиты [Павлов, 1986ф]. Стратотип расположен на р. Гусиная (за пределами территории листа). Литолого-петрографическое описание и возрастная характеристика приведены в вышеуказанных работах, а также в материалах А. С. Красножен и др. [Красножен, 1988; Красножен, 1990]. На рассматриваемой территории стратон довольно широко распространен на крыльях, а также южном и северном замыкании Северо-Новоземельского антиклинория. Опорный разрез описан в куту зал. Незнаемый (опорн. 28) [Красножен, 1990]; там он представлен базальтами, туфами основного и среднего составов, а также туффитами, туфопесчаниками, туфоалевролитами, реже тефроидами среднего состава, полимиктовыми песчаниками, известняками, аргиллитами, алевролитами, гравелитами и силицитами. В кровле опорного разреза в известняках найдены конодонты *Ancyrodella binodosa* (Uyeno), *Polygnatus xylus* Stauf. и др. [Красножен, 1990]. В западной части района в основании свиты обычны прослой и линзы конгломератов; на востоке территории также присутствуют аргиллиты, иногда углеродисто-кремнистые их разновидности.

Рейская свита залегает на кварцитопесчаниках и аргиллитах тайнинской свиты в восточных районах согласно, а на западе – с размывом. Амплитуда размыва увеличивается по направлению к побережью Баренцева моря, и в районе губы Грибовая стратон залегает на грибовской свите. При прослеживании рейской свиты с юга на север устанавливается постепенное уменьшение ее мощности (от 1000 до 550 м), увеличение содержания карбонатного и грубообломочного терригенного материала к верхам разреза. Характерной особенностью является изменение состава вулканогенных пород в зависимости от расположения их по отношению к центрам извержений.

Стратон расчленяется на две подсвиты. Нижняя подсвита (D₃fS₁) существенно вулканогенная, характеризуется широким развитием лав и туфов, базальтов, а также туффитов, туфопесчаников, туфоалевролитов и тефроидов. Самые низы ее представлены пачкой, состоящей из валунно-галечных конгломератов, серых и темно-серых песчаников, алевролитов и аргиллитов; гальки и валуны в конгломератах состоят преимущественно из кварцитопесчаников. В существенно терригенной верхней подсвите (D₃fS₂), вулканогенно-осадочные породы отсутствуют; здесь широко развиты серо-зеленые

алевролиты, переслаивающиеся с тонко- и мелкозернистыми песчаниками, а также серыми (сиреневатыми и зеленоватыми) кварцитопесчаниками. Среди них встречаются маломощные прослои и пачки известняков с битой ракушей.

Рейская свита относительно бедна органическими остатками. Они представлены брахиоподами, кораллами, наутилоидеями, гастроподами, реже встречаются конодонты, редко – флора; при этом остатки фауны обычно приурочены к верхам разреза, а флоры – к низам. Конодонты, найденные в верхнерейской подсвите: *Ancyrodella* cf. *gigas* Young, *Polygnathus asymmetricus* Bisch. et Ziegl., *P. asymmetricus ovalis* Ziegl. et Klap. (сборы Н. Н. Соболева) [Павлов, 1986ф], указывают на ее франкий возраст, что соответствует верхнежандровскому подгоризонту. По конодонтам, обнаруженным в средней части – *Ancyrodella rotundiloba* (Bryant), *A. binodosa* Uyeno, *Icriodus* cf. *eslaensis latecarinatus* Bult., *Polygnathus xylus* Stauf. [Павлов, 1986ф; Красножен, 1990] – возраст отложений определяется как начало позднего девона. Верхняя возрастная граница является скользкой: в Западнобережной СФЗ рейская свита захватывает почти весь нижний фран (жандровский горизонт), а в Центрально-Новоземельской СФЗ она по объему соответствует лишь нижней половине этого горизонта. В Северо-Карской подзоне рейской свите сопоставляется чайкинская свита.

Мощность нижнерейской подсвиты – 250–500 м, верхнерейской – 300–500 м. Общая мощность рейской свиты обычно – 500–600 м, в районе губы Машигина увеличивается до 1000 м (главным образом, за счет большой мощности пачек туфов и туффитов) и уменьшается до 150 м на востоке района ее развития.

Чайкинская свита (D₃ĉk) выделена Б. С. Романовичем в 1959 г. [Государственная ... , листы S-39–42, 1959]; названа по оз. Чайка, в районе которого она выходит на дневную поверхность, и была первично изучена [Павлов, 1981ф], распространена на востоке Северного острова в пределах Пахтусовской антиклинали. Нижняя часть свиты описана в опорном разрезе на левом берегу безымянной реки, впадающей в бух. Вершина зал. Басова (опорн. 18) [Павлов, 1986ф]. Там она представлена кварцитопесчаниками, гравелитами, углисто-кремнистыми аргиллитами, силицитами, известняками, базальтами мощностью до 65 м. Верхняя часть разреза имеет более однородный состав: аргиллиты, углеродисто-кремнистые аргиллиты с прослоями силицитов. В районе кута зал. Храмченко верхи свиты сложены базальтовыми покровами с прослоями и линзами силицитов, туфопесчаников и (углеродисто)-кремнистых аргиллитов. Нижний контакт с пахтусовской свитой согласный, резкий, проводится по подошве пачки переслаивания кварцитопесчаников или кварцевых гравелитов с аргиллитами. В силу небольшого площадного распространения заметные фациальные изменения в составе свиты не отмечаются.

Органические остатки представлены конодонтами, в силицитах встречены радиолярии, спикулы кремниевых губок. В нижней части опорного разреза найдены конодонты *Ancyrodella binodosa* Uyeno [Павлов, 1986ф], датирующие этот уровень основанием позднего девона. В связи с этими определениями возраст чайкинской свиты принимается нижефранским, однако учитываемая наличие раннефранских конодонтов и в вышележащей клоковской свите,

предполагается, что чайкинская свита включает в себя неполный объем франского яруса.

Мощность чайкинской свиты – более 100 м.

Клоковская свита (D_3kl) названа по зал. Клокова, где была выделена в 1981 г. в процессе ГС-200 [Павлов, 1986ф; Красножен, 1990]; развита на восточном крыле и южном замыкании Северо-Новоземельского антиклинория, а также на крыльях Пахтусовской и Литкенской антиклиналей. Стратотипический разрез описан на безымянном левом притоке р. Есипова (опорн. 40), где на базальтах рейской свиты лежат (снизу вверх) отложения.

1. Пачка тонкого переслаивания аргиллитов, углеродисто-кремнистых аргиллитов и фтанитов. В основании пачки прослой известняков мощностью 0,7 м, содержащих франские конодонты *Polygnathus asymmetricus ovalis* Ziegl. et Klap 35 м

2. Известняки темно-серые до черных с буроватой коркой выветривания, с прослоями аргиллитов и фтанитов с позднефранскими фораминиферами *Septaglomospiranella nana* Reitl., *Quasiendothyra bella* (Tchern.) и др 40 м

Мощность свиты в стратотипе – 75 м.

Стратон согласно залегает на рейской или чайкинской свитах. При наличии в их кровле базальтов или туфов контакт резкий, в других случаях переход между клоковской и нижележащими свитами постепенный, а нижняя граница проводится по исчезновению прослоев кварцитовидных песчаников, характерных для подстилающего разреза. В верховье р. Безымянная нижняя граница совпадает с кровлей пачки туфопесчаников. Фациальные изменения и колебания мощности проявляются в меридиональном направлении. Двучленное строение свиты (нижняя часть – аргиллиты и фтаниты, верхняя – существенно карбонатная), хорошо выраженное на крыльях южного погружения Северо-Новоземельского антиклинория и Литкенской антиклинали на востоке, в Пахтусовской антиклинали стирается, строение разреза становится более сложным, но по литологическому «набору» более однородным.

Кроме приведенной выше фауны, в разрезе найдены конодонты *Palmatolepis triangularis* Sann., *P. gracilis gonioclymeniae* Mull., *P. quadrantinodosa inflexa* Mull., *P. glabra pectinata* Ziegl., а также дакриоконариды, реликты радиолярий и др. [Павлов, 1986ф]. Все органические остатки свидетельствуют о позднедевонском возрасте клоковской свиты: от конца раннего франа до конца фамена включительно. В Западнорезной СФЗ сопоставимы с описываемым стратоном нижняя и средняя части вальковской толщи, воронинская и карбасниковская свиты. Мощность клоковской свиты колеблется от 80 до 120 м на большей части территории листа, увеличиваясь до 350 м на севере.

Воронинская и карбасниковская свиты объединенные (D_3vr+kr) пользуются ограниченным распространением в пределах Западнорезной СФЗ – от п-ова Панькова Земля до зал. Северная Сульменева западнее Главного Новоземельского разлома. Подразделение представлено известняками зернистыми, органогенно-обломочными, пелитоморфными, иногда водорослевыми, в различной степени доломитизированными (до доломитов), а также аргиллитами. Мощность – 650–850 м.

Воронинская свита выделена В. И. Бондаревым и др. при проведении стратиграфических исследований в районе зал. Русская Гавань в 1973 г. [Красиков, 1974ф]. Стратотип, расположенный в бух. Воронина (за пределами площади листа), давшей название свите, был описан в ходе тематических работ И. А. Андреевой и др. [Андреева, Бондарев, 1979; Бондарев, Андреева, 1981]. Литолого-петрографическая и биостратиграфическая характеристики приведены в вышеуказанных источниках, а также в материалах Л. Г. Павлова, Г. В. Труфанова и др. [Павлов, 1986ф; Труфанов, 1990]. На рассматриваемой территории стратон развит в Западнобережной СФЗ, слагая западное крыло Северо-Новоземельского антиклинория, севернее губы Митюшиха.

Опорный разрез нижней части свиты, описанный на безымянном ручье к югу от губы Крестовая (опорн. 21) [Павлов, 1986ф], сложен серыми и светло-серыми известняками зернистыми, пелитоморфными, органогенно-обломочными, иногда водорослевыми, с прослоями черных аргиллитов, известняков, доломитов в самых низах; общая мощность нижней части свиты в данном разрезе – 213 м. Южнее, на левом безымянном притоке р. Мелкая (опорн. 27) [Павлов, 1986ф] расположен опорный разрез верхней ее части, представленный монотонной пачкой (мощностью более 200 м) темно-серых тонкослоистых глинистых известняков, содержащих (в самых верхах) линзы массивных разностей. Эта пачка согласно перекрывается массивными вторичными доломитами карбасниковской свиты. Контакт с подстилающей рейской свитой согласный, отчетливо фиксируется по резкой смене терригенных пород известняками.

На севере (район губы Архангельская) стратон сложен исключительно органогенными, органогенно-обломочными, реже пелитоморфными известняками с многочисленными кораллами, брахиоподами и другими органическими остатками. Столь богатый и разнообразный комплекс макрофауны в целом равномерно распределен по всему разрезу воронинской свиты, лишь в самых ее верхах происходит значительное сокращение форм. Наиболее обильны и разнообразны кораллы: *Disphyllum densum* Hill, *Tabulophyllum normale* Walt., *T. gorskyi* Bulv.; в меньшей степени – конодонты: *Palmatolepis subrecta* Mill, et Jong., P. aff. *gigas* Mill. et Jong., *Ancyrodella ioides* Ziegi.; кроме того, встречаются брахиоподы, пелециподы, гастроподы (часто в значительных скоплениях) и криноидеи [Павлов, 1986ф; Труфанов, 1990], указывающие на позднефранский возраст вмещающих отложений. Мощность свиты – 300–400 м. В Централно-Новоземельской СФЗ ей соответствует нижняя часть клоковской свиты.

Карбасниковская свита выделена в 1973 г. В. И. Бондаревым и др. в районе зал. Русская Гавань [Красиков, 1974ф]. Стратотип, расположенный в бух. Карбасникова (за пределами площади листа), по которой названа свита, изучен И. А. Андреевой и др. в ходе тематических исследований [Андреева, Бондарев, 1979; Бондарев, Андреева, 1981]. Литолого-петрографическое описание и возрастная характеристика подробно приведены в вышеуказанных источниках, а также материалах геологосъемочных работ и открытых публикациях [Павлов, 1986ф; Красножен, 1990; Труфанов, 1990]. Стратон распространен в Западнобережной СФЗ, слагает западное крыло Северо-Новоземельского антиклинория; на п-ове Панькова Земля (в районе мыса

Долгий) и севернее губы Митюшиха до губы Северная Сульменева. Наиболее полный разрез находится в верхнем течении безымянной реки, впадающей в бух. Открытая губы Митюшиха у абс. отм. +123 м (опорн. 3) [Павлов, 1986ф]. Сложен он темно-серыми зернистыми, сильно доломитизированными (вплоть до вторичных доломитов) известняками с прослоями черных глинистых, реже водорослевых известняков суммарной мощностью 405 м. Контакт с подстилающей воронинской свитой согласный, с постепенным переходом и проводится по появлению вторичных доломитов, часто кавернозных. Вблизи западной границы Центрально-Новоземельской СФЗ происходит замещение описываемого таксона верхами клоковской свиты, выраженное сокращением в разрезе доломитизированных известняков, а также появлением черных аргиллитов и кремнистых аргиллитов. Карбасниковская свита бедна органическими остатками, причем в низах фауна отсутствует. В верхней части опорного разреза содержатся редкие строматопораты, брахиоподы и довольно многочисленные фораминиферы: *Septaglomospiaeanella primaeva* (Raus.), *Quasiendothyra communis delicata* Durk., *Q. communis turbida* Durk. и др. [Павлов, 1986ф]. По комплексу ископаемых остатков возраст верхней части свиты оценивается как позднефаменский. В связи с тем, что в подстилающих отложениях содержится позднефранская фауна, карбасниковская свита в целом сопоставляется с полным объемом фаменского яруса. Мощность свиты – 350–450 м.

ДЕВОНСКАЯ–КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМЫ

Подразделения соответствующего возрастного интервала установлены в трех СФЗ: Предновоземельской, Западнобережной и Центрально-Новоземельской.

Вальковская толща (D₃-C₁M) названа по п-ову Валькова на о. Междушарский, где расположен ее опорный разрез (за пределами площади листа). Выделена в процессе ГС-200 в 1977–1981 гг. [Бурский, Красножен, 1981; Павлов, 1981ф; Павлов, 1986ф; Красножен, 1988; Красножен, 1990; Труфанов, 1990]. На изученной территории стратон приурочен к восточной части Западнобережной СФЗ (Глазовская подзона) и занимает наибольшие площади в районах губ Северная Сульменева, Машигина, Глазова, заливов Мурман и Норденшельда. Толща сложена черными плитчатыми или массивными пелитоморфными и глинистыми известняками (с редкими протяженными линзами кремней), а также черными аргиллитами с прослоями фтанитов и органогенно-обломочных известняков (среди последних наиболее характерны гониатитовые разности). Представительный опорный разрез расположен в верхнем течении безымянной реки к северо-западу от ледника Глазова (опорн. 1) [Павлов, 1986ф]. В его строении выделяются две подтолщи: нижняя представлена известняками, аргиллитами и фтанитами, а в верхней появляются кремнистые аргиллиты и резко сокращается роль известняков. В низах разреза найдена фауна фаменского яруса: головоногие *Manticoceras intumescens* (Beur.), конодонты *Palmatolepis gigas* Mill. et Joung., *P. subrecta* Mill. et Joung., *Polygnathus asymmetricus ovalis* Ziegl. et Klar., брахиоподы и др. [Павлов, 1986ф]. На под-

стилающей рейской свите вальковская толща залегает согласно; контакт между ними постепенный, выраженный в исчезновении песчаников и алевролитов с замещением их темно-серыми (до черных) аргиллитами и глинистыми известняками. Мощность толщи в опорном разрезе составляет 119 м; западнее она возрастает до 380 м, там увеличивается количество и мощность прослоев известняков, отмечается обилие и разнообразие органических остатков, особенно в низах. Общая мощность вальковской толщи – 240–580 м.

Кроме перечисленной выше фауны толща охарактеризована остатками фаменских форм: амmonoидей *Crickites holzapfeli* Wed., *Manticoceras ammon* (Keys.), конодонтов *Gnathodus comutatus* Bran. et Mehl., *Palmatolepis glabra pectinata* Ziegl., *P. marginifera* Helms. и брахиопод *Buchiola angolense* Cl. [Наливкина, 1936; Труфанов, 1986; Государственная ... , листы Т-41-44, 2013]. Франские брахиоподы обнаружены в разрезах р. Безымянная – *Canavirila* aff. *karaensis* Tcherk. и п-ова Панькова Земля – *Hypothyridina petrenkoi* Tcherk. [Новая Земля, 2004]. По комплексу органических остатков и положению в разрезе возраст толщи определяется диапазоном от начала франа по визе. В Крестовской подзоне с вальковской толщей сопоставляются близнецовская, воронинская и карбасниковская свиты, в Маточкиношарской подзоне – клоковская и рогачевская свиты.

Осадочная толща (D₃-C₁) выделена в Пахтусовском районе Северо-Карской подзоны. По объему она соответствует пахтусовской, чайкинской, клоковской, рогачевской и милинской свитам в диапазоне – эмский–серпуховский века. Представлена известняками, углеродисто-кремнистыми сланцами, аргиллитами и песчаниками. Мощность толщи – от 410 до 950 м.

Сейсмоподкомплекс Ш₂-Ш₁ объединяет отложения верхнего девона–нижнего карбона (^sD₃-C₁), распространенные в Предновоземельской СФЗ. Таксон залегает трансгрессивно (почти везде с перерывом), на верхнесилурийско-среднедевонских породах (сейсмоподкомплекс IV–Ш₂). Разрез «коррелятных» верхнедевонских отложений описан в скважинах на о. Колгуев [Бро, 1988; Преображенская, 1995]. «Франская часть» общей мощностью 300–1000 м сложена в низах грубозернистыми терригенными породами, включающими покров миндалекаменных базальтов, прослой туфов и сероцветных аргиллитов, а также кварцевыми и полимиктовыми песчаниками, алевролитами с редкими прослоями известняков в верхах. Отложения фаменского яруса представлены двумя трансгрессивно-регрессивными циклами, в которых нижние части каждого цикла сложены морскими органогенными известняками, а верхние – преимущественно лагунными и континентальными терригенными породами. Мощность «фаменской части» отложений – 50–340 м, а всего верхнего девона на севере Колгуева – 560–1040 м. Близкие значения мощности верхнего девона (в среднем 500–1000 м,) ожидаются и в восточной части шельфа. Предполагаемый генезис отложений – континентальный и мелководно-морской, состав – карбонатно-терригенный.

Нижнекаменноугольные отложения на юго-востоке Баренцевского шельфа наиболее разнообразны по составу, предполагается их формирование в континентально-лагунных и мелководно-морских (литоральных) обстановках на фоне аридного климата. На о. Колгуев турнейский разрез сложен в основании карбонатно-терригенными пестроцветными образованиями, выше они сме-

няются серыми и темно-серыми известняками, реже доломитами с прослоями терригенных пород; мощность турнейских отложений там составляет 120 м. Нижнему визе в разрезе соответствует перерыв, верхневизейские отложения (мощностью 20–60 м) представлены светлыми фораминиферо-криноидными известняками, коричневатыми доломитами с прослоями белых ангидритов и темно-серых аргиллитов, обогащенных органическим веществом. Серпуховские образования в основном состоят из белых, голубовато-серых и розовых ангидритов, темно-бурых доломитов с целестином и прослоями разноокрашенных аргиллитов и песчаников; мощность их – 30–120 м.

В восточной части Баренцевского шельфа предполагается преимущественно морской тип разреза. Мощность сейсмоподкомплекса составляет 200–1100 м, редко до 1700 м.

Известняково-песчаниковая толща (D₃-C₁p) выделена в пределах Крестовской подзоны Западнорбережной СФЗ. Соответствует по объему более восточным рейской, воронинской, карбасниковской, близнецовской и моисеевской свитам в возрастном диапазоне от франского по серпуховской века. Толща представлена песчаниками, кварцитопесчаниками, известняками с прослоями аргиллитов и туфов; мощность ее – от 1570 до 2850 м.

ДЕВОНСКАЯ–ПЕРМСКАЯ СИСТЕМЫ

Сейсмокомплекс Ш₂-Ia выделен в Восточно-Баренцевской СФО, где он отождествляется с нерасчлененными верхнедевонско-нижнепермскими отложениями (^SD₃-P₁). Вследствие высокой насыщенности разреза магматическими образованиями здесь этот интервал на подкомплексы не расчленяется. Отражающий горизонт Ia в кровле комплекса является опорным и отличается значительными колебаниями амплитудных характеристик: от высокоамплитудных на западном склоне Адмиралтейского мегавала до слабоамплитудных (невыразительных) отражений в южной части Восточно-Баренцевской СФО. Высокоамплитудные параметры обусловлены изменением акустических свойств на границе терригенных и карбонатных пород. Отложения комплекса, судя по наличию в бортовых зонах Южно-Баренцевской впадины пермских клиноформ на сейсмических разрезах [Павлов, 2011ф], а также по палеофациальным исследованиям [Вискунова, 2002ф] представлены относительно глубоководными (карбонатно-кремнисто-глинистыми) дистальными фациями, возможно, обогащенными «органикой»: глинистыми сланцами, глинистыми известняками. Скважинами эти отложения не вскрыты. Мощность сейсмоподкомплекса 1500–3400 м. В пределах листов S-39,40 глубина залегания ОГ Ia изменяется от 3,8 км (Адмиралтейский мегавал) до 12 км во впадинах Восточно-Баренцевского мегапрогиба.

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА

Обособленные каменноугольные стратоны залегают на крыльях и южном замыкании Северо-Новоземельского антиклинория, а также на крыльях Литкенской и Пахтусовской антиклиналей. В Западнорбережной СФЗ они

представлены в основном карбонатными образованиями, в Центрально-Новоземельской СФЗ в их составе преобладают терригенные породы. Общая мощность каменноугольных отложений – 500–1200 м.

Близнецовская свита (*C₇bl*) названа по бухтам Близнецы, расположенным на южном берегу зал. Мелкий. Выделена в ходе подготовки к изданию листов Госгеолкарты-200 первого поколения [Красножен, 1990; Труфанов, 1990]. На изученной площади отложения свиты известны на северной оконечности п-ова Панькова Земля, на севере губы Митюшиха и в районе губ Крестовая и Южная Сульменева. Стратотип расположен на водоразделе между губой Митюшиха и зал. Мелкий (опорн. 29) [Красножен, 1990]. Там это серые зернистые, иногда глинистые известняки с прослоями серых силицитов и линзами кремней; в верхней части известняки обычно окремненные, с пластами светло-серых или светло-желтых силицитов и прослоями органогенных известняков, содержащих брахиоподы *Eudoxina media* Leb. и кораллы *Calmiussiphyllum calmiussi* Vas. [Красножен, 1990]. Описываемый стратон согласно залегает на карбасниковской свите. Нижняя граница четкая и проводится по кровле белесых доломитизированных известняков; выше залегают органогенно-обломочные известняки моисеевской свиты. В нижней и средней частях разреза найдены турнейско-визейские фораминиферы зон *Eoparastafella simplex* – *Eoendothyranopsis*: *Bisphaera malevkensis* Bir., *Spinoendothyra spinosa* (Lip.), *Tournayella moelleri* Malakh., *Eoparastaffella lata* (Vdov.), брахиоподы: *Eudoxina media* Leb., *Unispirifer ex gr. tornacensis* (Kon.) и др. [Красножен, 1990]. Мощность близнецовской свиты – 200–500 м.

Моисеевская свита (*C₇ms*) названа по мысу Моисеева, находящемуся на южном берегу губы Крестовая; выделена при ГС-200 в 1981–1985 гг. [Павлов, 1986ф]. На территории архипелага отложения присутствуют только на западном крыле Северо-Новоземельского антиклинория: в нижнем течении р. Панькова и между губой Митюшиха и зал. Норденшельда на севере, а также вдоль всего Баренцевского побережья. В стратотипе, расположенном на южном берегу зал. Мурман на п-ове Красных Партизан (опорн. 6) [Павлов, 1986ф; Труфанов, 1990], преобладают светло-серые зернистые известняки с прослоями биокалькаренинов, органогенно-обломочных известняков (с фораминиферами); иногда в породах отмечается окремнение, чаще доломитизация. Стратон согласно залегает на вальковской толще, а южнее, в районе губ Крестовая и Южная Сульменева – на близнецовской свите.

Мощность и состав пород меняются с запада на восток. Так, мощность свиты в стратотипе – 250 м, максимальные ее значения отмечены на юго-западе (в губе Митюшиха) – более 400 м, минимальные (170 м) – на северо-востоке, в районе губы Глазова. В отличие от стратотипа, северо-восточнее его нижняя часть стратона представлена переслаиванием среднеплитчатых известняков (с линзами черных кремней) и аргиллитов, в средней части появляются конглобрекции оползневоего происхождения, интенсивно проявлена доломитизация известняков; в верхах свиты присутствуют линзообразные тела черных кремней. Общая мощность моисеевской свиты – 170–500 м.

В нижней части стратона найдены поздневизейские фораминиферы *Endothyranopsis paraconvexus* (Brazhn. et Rost.), *Eostaffella ikensis* Viss. и др., в верхах – серпуховские фораминиферы *Neoarchaediscus postrugosus* (Reitl.),

Eostaffellina subsphaeroidea (Meln.) и др. [Красножен, 1990]. Серпуховские амmonoидеи установлены в разрезах – о. Берха: *Cravenoceras septentrionale* Libr., *Dombarites applanatus* Libr. и др.; мыса Горского, губы Грибовая: *Stenopronorites uralensis* (Карп.), *Cravenoceras arcticum* Libr., *S. petrenkoi* Libr. и др. [Кузина, 1999]. Найденная фауна обосновывает поздневизейско-серпуховский возраст подразделения. В Центрально-Новоземельской СФЗ, «коррелятной» моисеевской свите, является милинская свита.

Рогачевская и милинская свиты объединенные (C_{1rg+ml}) распространены в Центрально-Новоземельской СФЗ, но, ввиду малой мощности каждой, картографируются совместно. Они служат своеобразным маркирующим горизонтом, слагая там крылья и замыкания множества антиклинальных форм. Общая мощность стратотипа – 100–300 м.

Рогачевская свита названа по р. Рогачева, где расположен ее стратотип (за пределами площади листа); выделена при ГС-200 в 1977–1981 гг., впоследствии ее состав детализировался [Павлов, 1981ф; Павлов, 1986ф; Красножен, 1988; Красножен, 1990; Труфанов, 1990]. Свита сложена темно-серыми (до черных) фтанитами, углеродисто-кремнистыми и кремнистыми аргиллитами с прослоями и линзами черных или серых мелкозернистых известняков и радиоляритов. В опорном разрезе в куту зал. Клокова (опорн. 36) [Павлов, 1986ф; Красножен, 1990] преобладают силициты: фтаниты, (углеродисто)-кремнистые аргиллиты с конодонтами *Gnathodus delicatus* Br. et Mehl. и др., а также яшмоиды в виде единичных прослоев калькаренитов; мощность свиты в разрезе – около 90 м. Фациальная ее изменчивость выражается в уменьшении мощности с юга на север до 25 м и возрастании роли глинистого материала; в районе заливов Клокова и Брандта существенно увеличивается количество прослоев калькаренитов. Стратон согласно залегают на клоковской свите, граница проводится в подошве пачки черных фтанитов. Фауна (на описываемой территории и несколько южнее) – конодонты *Scaliognathus anchoralis* Br. et Mehl. и др., фораминиферы *Eoforshia moelleri* (Mal.) [Труфанов, 1990] позволяют относить ее к турнейскому ярусу – низам среднего визе. Мощность рогачевской свиты – 25–90 м.

Милинская свита названа по руч. Милин (крупный левый приток р. Рогачева), где расположен ее стратотип (за пределами территории листа); выделена при ГС-200 в 1977–1981 гг. [Павлов, 1981ф; Павлов, 1986ф; Красножен, 1990], на рассматриваемой территории распространена незначительно. Опорный разрез мощностью 150 м, расположенный севернее кута зал. Медвежий (опорн. 17) [Павлов, 1986ф; Труфанов, 1990], сложен серыми зернистыми известняками и доломитами (нередко окремненными или мраморизованными) с линзами светло-серых и черных кремней. В верхней части в известняках обнаружены конодонты *Gnathodus bilineatus bilineatus* (Roundy). На замыкании Пахтусовской антиклиналы (вблизи горы Чёрная) в составе свиты присутствует значительное количество конглобрекчий и конгломератов, а мощность ее не превышает 10–15 м. Нижняя граница с рогачевской свитой согласная, проводится по смене кремнистых аргиллитов известняками. В Грибовском и Митюшихинском районах на милинских образованиях залегают алевролиты захаровской свиты, в Гольцовском районе – песчаники и аргиллиты есипов-

ской свиты; в Пахтусовской подзоне милинские известняки перекрываются кремнисто-аргиллитовыми породами кругловской толщи.

В разрезах милинской свиты найдены позднетурнейские–серпуховские конодонты *Paragnathodus symmutatus* (Rhodes, Aust. et Druce), *Lochriea commutata* (Bran. et Mehl), турнейские брахиоподы *Spirifer medius* Leb. [Никифорова, 1936]. На р. Есипова установлен комплекс визейских аммоноидей: *Beyrichoceras constans* Kus., *Girtoceras boreale* Kus., *Nomismoceras vittiger* Phill., на руч. Малютка у южной границы изученной территории – позднетурнейские–раневизейские аммоноидеи *Torulites septentrionalis* Kus. et Yatsk. [Кузина, 1999]. По положению в разрезе и по найденной фауне возраст свиты определяется как позднетурнейский–серпуховский. Мощность описываемого стратона – 50–150 м.

Есиповская свита (C_{2es}) развита в Гольцовском районе Маточкино-шарской подзоны; названа по р. Есипова, где расположен ее парастратотип. Стратотип описан в верховьях р. Красная при ГС-200 (опорн. 49) [Геология Южного, 1982; Павлов, 1986ф; Красножен, 1988]; там же свита представлена чередованием песчаников, алевролитов, кварцитопесчаников с прослоями аргиллитов и алевролитистых известняков. Наиболее полно она обнажается на южном замыкании Северо-Новоземельского антиклинория (восточнее верховьев р. Безымянная) и на его восточном крыле – севернее зал. Клокова в среднем течении р. Есипова (опорн. 41) [Красножен, 1990]. Здесь преобладают серые песчаники и кварцитопесчаники с прослоями известняков, аргиллитов, алевролитов и фтанитов; в породах увеличивается количество глинистого материала, возрастает количество прослоев алевролитов, мощность отложений – более 200 м. Севернее – в районе заливов Медвежий, Храмченко, Басова и на северном побережье зал. Ога свита распространена незначительно и сложена серыми и светло-серыми кварцитопесчаниками и песчаниками с подчиненными известняками и довольно редкими прослоями аргиллитов, алевролитов, фтанитов и доломитов; мощность сокращается до 20 м. Стратон согласно залегает на милинской свите, нижняя граница проводится в подоше мощной пачки кварцевых песчаников; мощность есиповской свиты – 20–300 м.

Остатки фауны очень редки; найдены фораминиферы *Palaeotextularia diversa* Tchern., *Neoarchaediscus parvus* Raus. [Геология Южного ... , 1982; Красножен, 1988]; вблизи зал. Тыртова в верхах свиты в обломочных известняках встречаются позднесерпуховские конодонты *Gnathodus bilineatus bollandensis* Higg. et Bouck., *G. semiglaber* (Bisch.), *Declinognathodus noduliferus* (Ellis. et Grav.), *Paragnathodus commutatus* (Brans. et Mehl) [Красножен, 1990], считающиеся переотложенными, поэтому по положению в разрезе есиповскую свиту относят к самым низам среднего карбона.

Лавровская свита (C_{2-3lv}) относится к Западнобережной СФЗ; названа по мысу Лаврова, расположенному на южном берегу зал. Мелкий; выделена при ГС-200 [Павлов, 1986ф; Красножен, 1990]. Свита распространена на западе п-ова Панькова Земля и севернее – вдоль баренцевоморского побережья арх. Новая Земля от губы Крестовая до зал. Норденшельда, участвуя в строении крыльев и ядер складок второго порядка. В составе преобладают известняки (зернистые, органогенные, органогенно-обломочные), иногда окремненные или доломитизированные с прослоями биокалькаренитов и

линзами кремней. В наиболее восточных выходах в строении свиты существенную роль играют известняковые конгломератобрекчии, калькарениты, кальцирудиты и аргиллиты.

Стратотипический разрез мощностью 270 м, расположенный на безымянном полуострове между зал. Мелкий и губы Крестовая (опорн. 23) [Павлов, 1986ф], представлен серыми известняками (преимущественно тонкозернистыми) с частыми линзами кремней и многочисленными остатками фораминифер: *Eostaffella parastruvei chusovensis* Kir., *Pseudostaffella paradoxa* Dutk., *Endothyra donetziana* Pot. и др., брахиопод: *Choristites priscus* Eichw., *S. mosquensis* Fisch., кораллов мощностью 270 м [Павлов, 1986ф]. Граница с подстилающей моисеевской свитой согласная, проводится по смене светло-серых массивных известняков серыми их разностями, часто включающими линзы черных кремней.

Кроме отмеченной выше фауны, в других районах площади в свите установлены конодонты, отнесенные [Sobolev, 1996] к нескольким зонам:

– зона *Declinognathodus*–*Idiognathoides* башкирского и московского яруса представлена *Declinognathodus lateralis* (Higg. et Bouck.), *D. noduliferus noduliferus* (Ellis. et Grav.) и др.;

– зона *Neognathodus medadultimus* московского яруса, содержащая *Adetognathus lautus* (Gunn, *Neognathodus bothrops* Merr., *N. medadultimus* Merr. и др. (мыс Борисова в бух. Машигина),

– зона *Streptognathodus expansus*–*S. suberectus* башкирского–московского ярусов: *Streptognathodus expansus* Igo et Koike, *S. parvus* Dunn. и др.

Вышеприведенная фауна свидетельствует о том, что лавровская свита соответствует полному объему среднего и верхнего отделов карбона. Мощность лавровской свиты – 300–400 м, но восточнее, где в ее составе присутствуют конгломерато-брекчии и аргиллиты, она уменьшается до 30–120 м.

Степовская свита (C_{2-3st}) развита в Гольцовском районе; названа по зал. Степового, выделена при ГС-200 в 1977–1981 гг. [Павлов, 1981ф; Павлов, 1986ф; Красножен, 1988; Красножен, 1990]. Выходы ее известны на южном замыкании Северо-Новоземельского антиклинория (восточнее верховьев р. Безымянная), на его восточном крыле (севернее зал. Шуберта, в бассейнах рек Красная, Лиственничная и др.), а также на крыльях Литкенской антиклинали. В стратотипическом разрезе, расположенном на левом притоке р. Красная (опорн. 48) [Красножен, 1988], обнажаются темно-серые аргиллиты (иногда кремнистые) с прослоями глинистых силицитов, а также известковистые алевролиты и песчаники, обломочные известняки, а в верхней части и кремнисто-родохрозитовые породы с фораминиферами *Pseudostaffella paradoxa* Dutk., *Triticites (Montiparus) paramontiparus* Ros. и др.; мощность отложений – до 85 м. Характерный и полный разрез свиты, описанный в зал. Брандта (опорн. 42) [Павлов, 1986ф], представлен сходными (карбонатно-кремнисто-терригенными) образованиями с фораминиферами *Schubertella pseudoglobosa* Saf., *Pseudostaffella sphaeroidea* Ehr. и др., но отличается большей протяженностью (около 255 м), полнотой и лучшей обнаженностью. Существенных фациальных изменений в есиповской свите не наблюдается. На подстилающей есиповской свите этот стратон залегает согласно и прерывается толбе-

яхской свитой; нижняя граница проводится в кровле самой верхней пачки кварцитовидных песчаников.

Кроме вышеотмеченных комплексов фораминифер, в других районах площади, в свите установлены конодонты [Sobolev, 1996], принадлежащие к двум комплексам и отождествляемые с четырьмя биоэонами:

– комплекс конодонтов башкирского яруса: *Declinognathodus noduliferus* (Ellis. et Grav.), *D. lateralis* Higg;

– комплекс конодонтов гжельского яруса: *Streptognathodus elongatus* Gunn., *S. simplex* Gunn. и др.;

– зона *Neognathodus roundyi* представлена конодонтами московского яруса: *Condolella* cf. *laevis* Kos. et Koz., *Neognathodus dilatus* (Stauff. et Plumm.), *N. roundyi* (Gunn.) и др., установленными в разрезах устья р. Красная;

– зона *Streptognathodus oppletus*-*S. excelsus* выделена в средней части степовской свиты в разрезах устья р. Красная и верхнего течения р. Безымьянная, а также на п-ове Адмиралтейства, представлена конодонтами касимовского яруса: *Idiognathodus bachmuticus* Koz., *I. toretzianus* Koz., *Streptognathodus elegantulus* Stauff. et Plumm., а в «подошве» этой части сводного разреза – *Neogondolella donbassiea* (Kos.), *Idiognathodus delicatus* Gunn., и др.;

– зона *Streptognathodus alekseevi* установлена в верхней части степовской свиты в бассейне р. Красная и представлена конодонтами гжельского яруса: *Streptognathodus alekseevi* Barsk., Isak. et Schast., *S. eccentricus* Ellis. и др., а также *Streptognathodus firmus* Koz., *S. gracilis* Stauff. et Plumm. и др.;

– зона *Streptognathodus elongatus*, представленная: *Streptognathodus alekseevi* Barsk., Isak. et Schast., *S. elegantulus* Stauff. et Plumm., и др., сходная с комплексом конодонтов гжельского яруса Московской синеклизы [Новая Земля, 2004; Sobolev, 1996].

Отложения прикровельной части свиты коррелируются с подзоной *Streptognathodus simulator* зоны *Streptognathodus alekseevi* гжельского яруса Русской платформы (нижняя часть добротининского яруса) [Sobolev, 1996]. Таким образом, стратиграфический объем степовской свиты определяется в пределах башкирского – гжельского ярусов; мощность, увеличивающаяся в северном направлении, колеблется от 90 до 200 м; мощность, увеличивающаяся в северном направлении, колеблется от 90 до 200 м. Мощность степовской свиты, увеличивающаяся в северном направлении, колеблется от 90 до 200 м.

Кругловская толща (С₂₋₃kg) названа по бух. Круглая в зал. Ога, где расположен ее опорный разрез (опорн. 11); выделена в процессе ГС-200 в 1981–1986 гг. [Павлов, 1986ф; Труфанов, 1990; Красножен, 1990]. Стратон принадлежит к Северо-Карской подзоне Центрально-Новоземельской СФЗ, обнажается на северном погружении Пахтусовской антиклинали и ее западном крыле (восточная часть архипелага: от зал. Медвежий до ледника Серп и Молот и от зал. Басова до зал. Ога). Опорный разрез сложен аргиллитами (нередко кремнистыми), подчиненными им алевролитами и песчаниками; в виде прослоев фиксируются известняки, калькарениты, доломиты, силициты, глинисто-родохрозитовые породы [Павлов, 1986ф].

Севернее зал. Цивольки стратон расчленяется на две подтолщи. Для н и ж н е й (С₂kg₁) характерны малочисленные пласты песчаников, редкие про-

слои доломитов и отсутствие глинисто-родохрозитовых пород; в верхней (C_2 - kg_2) преобладают песчаники, появляются доломиты, невыдержанные по простиранию прослои глинисто-родохрозитовых образований и олистолиты карбонатных пород размером от метров до нескольких километров. В олистолитах найдены брахиоподы и конодонты [Павлов, 1986ф] поздневизейско-серпуховского возраста.

В северном направлении возрастает мощность толщи: от 150 м (кут зал. Медвежий) до 1150 м (зал. Ога); увеличивается роль кремнистых пород, количество кварцевого материала в алевро-псаммитах, мощность пачек которых (зал. Цивольки) варьирует от нескольких метров до первых сотен метров. Южнее зал. Цивольки, ввиду резкого сокращения мощности и плохой обнаженности, кругловская толща на подтолщи не разделяется и показана на геологической карте единым полем. Граница с подстилающей милинской свитой согласная, проводится по смене доломитизированных известняков аргиллитами.

Мощность нижней подтолщи – 30–450 м, верхней – 120–700 м.

Органические остатки представлены фораминиферами: *Globivalvulina* aff. *parva* Tchern., *Neostaffella* cf. *paradoxa* (Dutk.) и конодонтами *Declinognathodus lateralis* Higg. et Bouck., которые свидетельствуют о принадлежности толщи к башкирскому ярусу среднего карбона. В отложениях Новой Земли установлены генозоны *Beyrichoceras*–*Bollandoceras*: аммоноидеи визейского яруса европейской генозоны *Bollandites*–*Bollandoceras* и аммоноидеи зоны *Gglobostriatus* (слои с *Beyrichoceras constans*, *Nomismoceras vittiger*, *Lusitanoceras* sp.) до верхней части бригантского яруса Великобритании или подъяруса С Германии (слои с фауной аммоноидеи генозоны *Huregoniatites*–*Ferganoceras*) [Коновалова, 2006]. Исходя из этих определений, а также учитывая согласное залегание на милинской свите, возраст кругловской толщи определяется как средне-позднекаменноугольный. В Маточкиношарской подзоне с ней сопоставляется есиповская свита и нижняя часть степовской свиты. Мощность толщи – 150–1150 м.

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ–ПЕРМСКАЯ СИСТЕМЫ

Интервал представлен несколькими подразделениями, присутствующими в Предновоземельской; Западнобережной и Центрально-Новоземельской СФЗ. Нижний их возрастной предел ограничивается карбоном, верхний – ранней пермью.

Соколовская серия (C_2 - P_1sk), выделенная впервые в качестве свиты В. И. Устрицким, названа по мысу Соколова, где описан стратотип [Устрицкий, 1977; Павлов, 1981ф], впоследствии переведена в ранг серии [Государственная ... , листы R-39,40, 2014]. Стратон относится к Рогачевской подзоне, широко распространен южнее границы площади листа (в бассейнах рек Рогачева, Северная Тайная и др.). Сложен он преимущественно темно-серыми и черными аргиллитами, в меньшей степени серыми и темно-серыми алевролитами. Для нижней части характерны прослои фтанитов и серых тонкозернистых (часто глинистых) известняков с единичными прослоями желтовато-серых мелкозернистых доломитов. К средней части приурочены прослои

кремнисто-родохрозитовых пород, которые в западном и восточном направлениях довольно быстро выклиниваются. В верхней части присутствуют редкие прослои темно-серых мелкозернистых полимиктовых песчаников и пачки хлидолитов с оползневыми текстурами, со следами внедрения и волочения ранее литифицированного осадка. Граница с подстилающей милинской свитой, предположительно, согласная, проводится по подошве пачки аргиллитов с прослоями известняков.

В ней установлены фораминиферы *Pseudostaffella antiqua* (Dutk.), *Hyperammia borealis* Gerke, *Orthovertella verchojanica* Sossip. и др., конодонты *Declinognathodus noduliferus* (Ellis. et Grav.), *Idiognathoides sinuatus* Hart. et Holl., *Streptognathodus wabaunsensis* Gunn. и др., брахиоподы *Achunoproductus achunovens* Step., двустворчатые моллюски *Arviculopecten artiensis* (Krot.) [Пермские ... , 1981; Сухов, 2007]. Возраст нижней части серии скорее всего ассельско-сакмарский [Сухов, 2007]. В средней части выявлен обширный комплекс фораминифер: *Hyperammia borealis* Gerke, *Ammobaculites permicus* Sossip., *Orthovertella verchojanica* Sossip. и др. [Сухов, 2007]. Соколовская серия содержит аммоноидеи *Glaphyrites* sp., *Agothicer* sp. [Новая Земля, 2004], а также (разрез горы Видная) *Graphyrites librovichi* Pop. et Kus., *G. consuetus* Pop. et Kus., *Busatoceras vidnayense* Pop. et Kus. башкирского яруса [Кузина, 1999]. Возрастной диапазон формирования соколовской серии принимается в пределах башкирского–сакмарского веков. Мощность соколовской серии – до 200 м.

Захаровская свита (C₂-P_{1zh}) названа по куту Захара, выделена В. С. Непомилуевым при ГС-200 в 1977–1981 гг. [Павлов, 1981ф; Павлов, 1986ф], уточнена при картосоставительских работах [Красножен, 1990]. Свита характерна для Грибовского и Митюшихинского районов, распространена на южном замыкании Северо-Новоземельского антиклинория, в истоках р. Безымянная. Наиболее полный разрез, описанный на левом притоке этой реки [Павлов, 1981ф], сложен аргиллитами и силицитами с прослоями известняков (обычно обломочных), содержащих фораминиферы *Pseudoendothyra* cf. *umbonata* Raus. В нижней части нередки маломощные прослои и линзы кремнисто-родохрозитовых пород, в верхах встречаются линзовидные прослои косослоистых алевролитов. Подразделение согласно залегает на милинской свите, граница проводится в кровле массивных известняков; перекрывается стратон аргиллитами краснореченской свиты. Кроме указанной выше фауны в ней найдены (при ГК-200/1) фораминиферы *Pseudostaffella antiqua* Dutk., *Ozawainella* cf. *kurakhovensis* Man. и конодонты *Idiognathoides sulcatus* Higg. et Bouck., *Omoloniella* cf. *prima* (Gerke) [Красножен, 1990]. По этим данным и положению в разрезе, стратиграфический объем свиты соответствует башкирскому ярусу среднего карбона – сакмарскому ярусу приуральского отдела ранней перми. Мощность захаровской свиты – 100–150 м.

Се́йсмоподко́мплекс П₁–Ia (⁸C₂-P₁) выделяется в средней части разреза Баренцево-морской плиты, относится к Предновоземельской СФЗ. В юго-восточной периферии современного Баренцевого шельфа среднекаменноугольные отложения мощностью до 170 м представлены в полном объеме: вскрыты глубокими скважинами в Печорском море и обнажены на побережье Северного Прилимана; на известняках нижнего карбона они залегают со

стратиграфическим перерывом. Соответствующая часть разреза сложена там органогенными и пелитоморфными, изредка глинистыми или кремнистыми известняками с разнообразной морской фауной. Верхнекаменноугольные осадки широко распространены в регионе и почти везде образуют единый мелководно-морской карбонатный комплекс. «Нижнепермская» часть разреза представлена карбонатно-терригенными породами; при этом повсеместно (регионально) выдержанным является ассельско-артинский(?) ее интервал, преимущественно карбонатного сложения [Бро, 1988; Пovyшева, 1996]. На суше (за пределами рассматриваемой площади) полный разрез ассельско-артинских(?) отложений описан на о. Колгуев, где выделены три фациальные зоны: в северо-западном направлении наблюдается переход от лагунно-прибрежных образований к полосе рифов (или продуктов их разрушения) и далее – к мелководным фациям открытого моря.

Непосредственно на площади листа скв. Адмиралтейская-1 (рис. 4) в интервале от –3736,0 до –3755,0 вскрыты отложения нижнего?–среднего карбона: известняки (тонкозернистые, мелкозернистые органогенно-обломочные), нередко окремненные, доломитизированные и перекристаллизованные, включающие мелкий детрит мшанок, криноидей, водорослей, кораллов. Возраст определен по находкам кораллов *Multithecopora* sp., характерных для визейско-московского интервала (заключение О. Л. Коссовой) [Киреев, 2009ф]. Залегающая выше пачка серых органогенно-детритовых (местами окремненных) известняков мощностью 41 м условно отнесена к верхнему карбону – нижней перми. Из органических остатков здесь определены мшанки *Fenestrella* sp., *Polyporella* sp., а также мшанки из отряда *Cystoporata*, распространенные в широком возрастном интервале от среднего до позднего палеозоя. Присутствие нижнепермских «слоев» предполагается на основании определения в шламе (инт. 3720–3740 м) мшанок *Rhombotrypella* sp. (заключение Л. В. Нехорошевой) [Киреев, 2009ф; Вискунова, 2002ф]. Мощность данного сейсмоподкомплекса – от 150 до 1800 м.

Аргиллито-известняковая толща (C₂-P₁ai) развита на западе Крестовской подзоны Западнобережной СФЗ. Представлена она чередованием органогенных и органогенно-обломочных известняков, а также известковистых аргиллитов. Мощность толщи – 400–550 м. Предполагается, что в возрастном отношении она субсинхронна вышеописанным захаровской свите и соколовской серии.

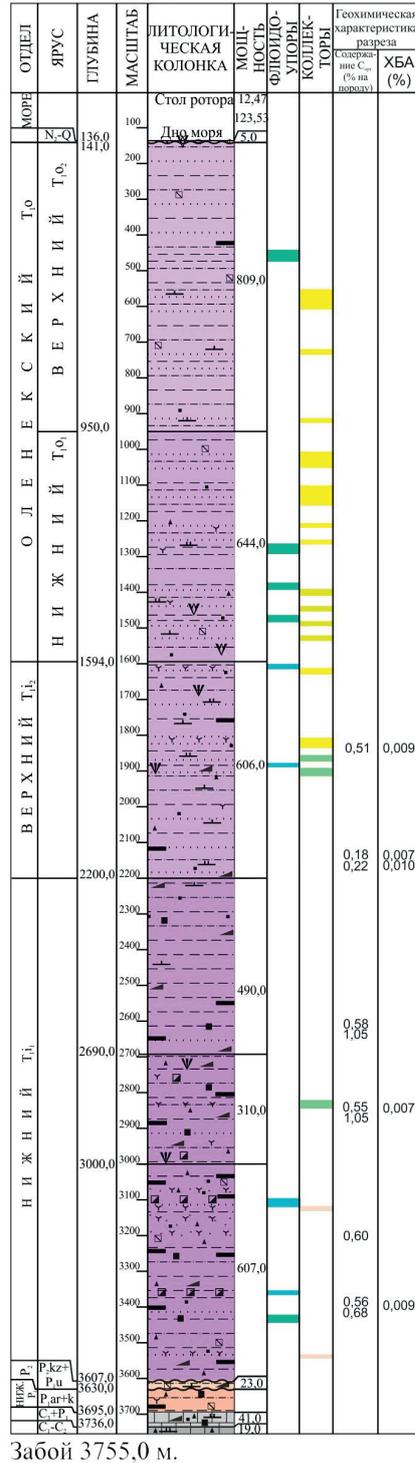
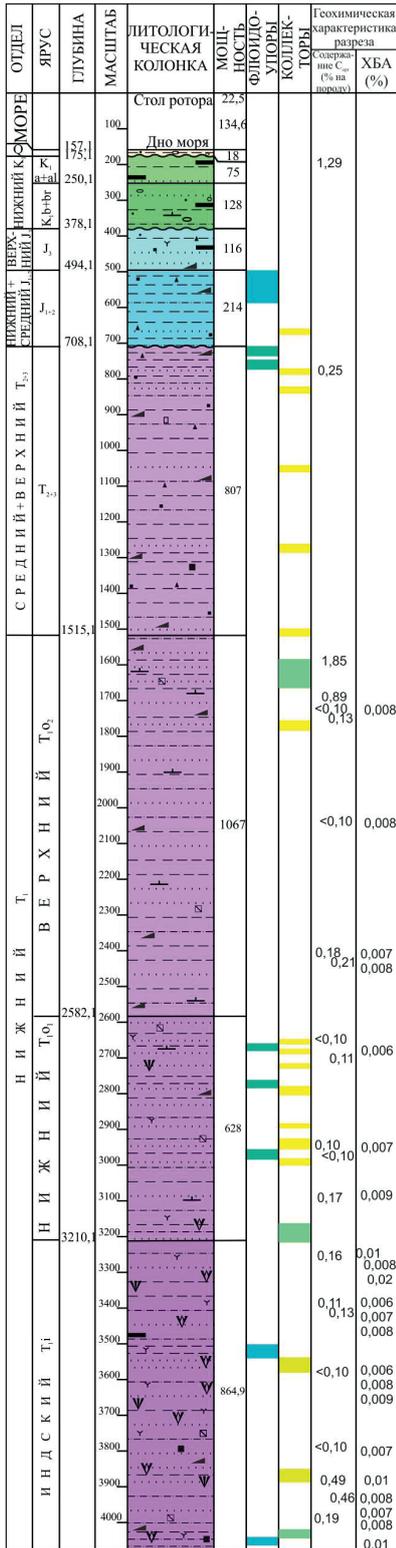
Песчано-аргиллитовая толща (C₂-P₁pa) развита на крайнем востоке Центрально-Новоземельской СФЗ – в Пахтусовском районе Северо-Карской подзоны. Представлена она в основном аргиллитами и песчаниками с прослоями алевролитов и линзами силицитов. По объему сопоставляется с последовательно залегающими кругловской, медвежинской толщами и циволькинской свитой на западе упомянутого района. Мощность стратона – 850–2300 м.

Медвежинская толща (C₃-P₁md) выделена при ГС-200 в 1981–1986 гг., названа по зал. Медвежий [Павлов, 1986ф], относится к Пахтусовскому району Северо-Карской подзоны; распространена от кута зал. Медвежий до ледника Серп и Молот, а также в районе заливов Цивольки и Ога, слагая крылья Пахтусовской антиклинали и западное крыло Карского син-

Скважина Крестовая-1
(а.р. 22,5 м)

Скважина Адмиралтейская-1
(а.р. 12,47 м)

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ



- | | | | |
|--|----|--|----|
| | 1 | | 15 |
| | 2 | | 16 |
| | 3 | | 17 |
| | 4 | | 18 |
| | 5 | | 19 |
| | 6 | | 20 |
| | 7 | | 21 |
| | 8 | | 22 |
| | 9 | | 23 |
| | 10 | | 24 |
| | 11 | | 25 |
| | 12 | | 26 |
| | 13 | | 27 |
| | 14 | | 28 |

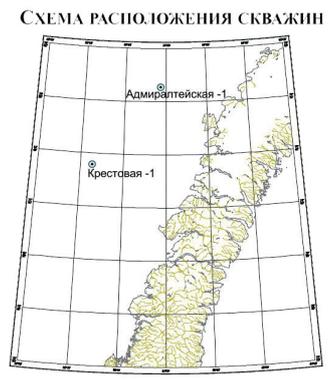


Рис. 4. Литолого-стратиграфические разрезы скважин Адмиралтейская-1 и Крестовая-1.

Литологический состав: 1 – валуны, 2 – галька, 3 – гравий, гравелиты, 4 – пески, песчаники, 5 – алевриты, алевrolиты, 6 – глины, аргиллиты, 7 – конгломераты, 8 – известняки, 9 – известковистость, 10 – доломитизированность, 11 – угли прослой, 12 – туфы, туффиты. Включения: 13 – сидерит, 14 – кремь, 15 – гипс, 16 – кварц, кварцит, 17 – пирит, 18 – слюда, 19 – глауконит, 20 – ожелезнение. Прочие обозначения: 21 – углефицированное органическое вещество, 22 – несогласное залегание пород, 23 – с высокими изолирующими свойствами, 24 – с низкими изолирующими свойствами. Коллекторы: 25 – высокоемкие, 26 – ингрессионного генезиса, 27 – морского генезиса, 28 – трещинные.

клинория. Толща образована черными аргиллитами (иногда кремнистыми) с подчиненными им темно-серыми алевролитами и редкими прослоями песчаников, силицитов, известняков, а сверху – линзами глинисто-родохрозитовых пород. Подобные отложения (мощностью до 200 м) фиксируются в опорном разрезе в верховьях р. Широкая (опорн. 10) [Павлов, 1986ф]. Нижний контакт с кругловской толщей согласный, проводится в кровле пачки переслаивания аргиллитов и известковистых песчаников, принадлежащей к последней. Перекрывается описываемый стратон кварцитовидными песчаниками и аргиллитами циволькинской свиты.

Толща бедна органическими остатками. На западном крыле Карского синклинория в средней ее части в прослое кварцевых известковистых песчаников обнаружены, предположительно, гжелские фораминиферы *Archaeodiscus* sp., *Endothyra* sp., *Protonodosaria* sp. и др. [Павлов, 1986ф]. В пачке, непосредственно подстилающей медвежинскую толщу (в 15 м ниже подошвы), найдены фораминиферы позднекаменноугольного возраста. Исходя из этого, а также учитывая наличие Mn-оруденения в верхней половине стратона (которое на Северном острове датируется ассельским веком) и положение толщи в разрезе, возраст ее определяется диапазоном от конца позднего карбона по начало ранней перми.

Мощность медвежинской толщи возрастает к северу, изменяясь от 100 м в районе зал. Медвежий до 350 м в районе зал. Ога.

ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА

Собственно пермские (без учета «переходных») образования присутствуют во всех структурно-формационных таксонах; при этом в «новоземельской» части площади листа они принадлежат к двум смежным возрастным интервалам районирования. Названия конкретных мегазон (мегаобластей), зон (областей) и т. д. приводятся ниже, по ходу описания картографируемых подразделений.

Толбеяхская свита (P_1tl) названа по р. Толбей-Яха, выделена на этапе ГС-200 в 1977–1981 гг. [Павлов, 1981ф; Павлов, 1986ф; Красножен, 1988; Красножен, 1990]; относится к Гольцовскому району Маточкиношарской подзоны Центрально-Новоземельской СФЗ кембрия – ранней перми. Распространена на южном погружении Северо-Новоземельского антиклинория, на крыльях Литкенской антиклинали и на западном крыле Карского синклинория южнее зал. Незнаемый. Стратотипический разрез протяженностью более 450 м описан на левом притоке р. Красная (опорн. 46); он сложен преимущественно серыми известковистыми песчаниками с конодонтами *Streptognathodus wabaunsensis* Gunn., *Neogondolella dentiseparata* Chern. et Resb. и др., а также фораминиферами [Красножен, 1988]. Наиболее полный разрез (мощностью 200 м) наблюдается в верховьях р. Латваяха (опорн. 45) [Павлов, 1986ф; Красножен, 1990]; там обнажаются темно-серые (до черных) аргиллиты (с фораминиферами *Ichtyolaria amygdaleformis* (Gerke), *Hyperamminoides* cf. *effectus* Vor., *Nodosaria* cf. *longissima* Sul.), кварцевые алевролиты и песчаники с прослоями косо- и перекрестнослоистых известковистых песчаников,

алевролитов, известняков, а также силицитов с конодонтами: *Neosteptognathus pequopensis* Bohr., *Neogondolella bisseli* (Cl. et Beh.). Стратон согласно залегает на степовской свите, граница проводится в подошве пачки косо- и перекрестнослоистых известняковых песчаников, перекрывается он аргиллитами краснореченской свиты. По мере удаления от Литкенской антиклинали к северу в свите уменьшается количество косослоистых «известковистых» прослоев, и они выклиниваются, замещаясь монотонными неяснослоистыми аргиллитами. Максимальная мощность на юге – до 200 м (в опорном разрезе на р. Латваяха), севернее она уменьшается до 150 м, а уже вблизи зал. Тыртова свита выделяется условно.

Помимо вышеотмеченной фауны в свите найдены редкие здесь виды фораминифер – *Mesogondolella dentiseparata* (Chern. et Resb.), *M. bisselli* (Clark et Behn.) ассельского–артинского ярусов [Труфанов, 1990]. В низах стратона в известковистых песчаниках иногда встречаются переотложенные каменноугольные фораминиферы. Возраст по органическим остаткам и положению в разрезе принимается ассельско-сакмарским. В Северо-Карской подзоне той же самой СФЗ кембрия – нижней перми возрастным аналогом данного подразделения является циволькинская свита.

Циволькинская свита (P_{7cv}), развитая в Пахтусовском районе упомянутой подзоны, выделена при ГС-200 в 1982 г. в районе зал. Хитрова; названа по зал. Цивольки, где у мыса Поворотный описан ее стратотип (опорн. 12) [Павлов, 1986ф]. Свита слагает крылья Карского синклиория и Пахтусовской антиклинали, прослеживается от кута зал. Медвежий до ледника Серп и Молот и от средней части зал. Медвежий в район заливов Цивольки и Ога. Выполнена переслаиванием серых кварцитопесчаников и средне-мелкозернистых кварцевых песчаников, а также черных аргиллитов. Стратон согласно залегает на медвежинской толще, нижняя граница проводится в подошве пачки переслаивающихся песчаников и аргиллитов; перекрывается он аргиллитами краснореченской свиты. В циволькинской свите найдены лишь фораминиферы *Hemigordius* cf. *achlumbergeri* Now. [Павлов, 1986ф; Труфанов, 1990]. По положению в разрезе и сопоставлению средней и верхней частей толбейхской свиты более южных районов арх. Новая Земля она отождествляется с низами сакмарского яруса нижней перми. Мощность увеличивается в северном направлении: от 50 м в районе кута зал. Медвежий до 250 м в районе зал. Ога.

Глазовская свита (P_{7gl}) названа по зал. Глазова, выделена В. И. Устрицким как «серия» [Устрицкий, 1977; Пермские ... , 1981]; при ГС-200 переведена в ранг свиты [Красножен, 1990]. Принадлежит к Западно-Кармакульской подзоне Кармакульской СФЗ перми–триаса. Прослеживается узкой полосой вдоль западного побережья архипелага от п-ова Панькова Земля до зал. Норденшельда. Стратотип расположен в 4 км южнее мыса Лаврова (опорн. 26) [Красножен, 1990]. Свита сложена темно-серыми и черными аргиллитами, подчиненными им серыми алевролитами (иногда глинистыми) с редкими прослоями и линзами песчаников, хлидолитов и кремнисто-родохрозитовых пород. Она стратиграфически несогласно залегает на лавровской свите. Глазовская свита на рассматриваемой территории отличается плохой обнаженностью и отсутствием органических остатков. На Южном

острове она охарактеризована фораминиферами *Schubertella sphaerica* Sul., *Orthovertella* sp., а также двустворками, брахиоподами и конодонтами, указывающими лишь на нижний отдел перми (вплоть до уфимского яруса) [Красножен, 1990]. По положению в разрезе и сопоставлению с развитой восточнее краснореченской свитой она отнесена к верхам сакмарского – низам уфимского ярусов. Мощность стратона – 200–300 м.

Краснореченская свита (P₁ks) выделена на этапе проведения ГС-200 в 1977–1981 гг. с названием по р. Красная [Павлов, 1981ф; Павлов, 1986ф; Красножен, 1988; Красножен, 1990; Труфанов, 1990], распространена в Центрально-Кармакульской и Восточно-Кармакульской подзонах. Стратон развит на южном погружении Северо-Новоземельского антиклинория и в Карском синклинории, прослеживается от зал. Медвежий до ледника Серп и Молот, а также в районе заливов Цивольки и Ога. Стратотип, расположенный на левом притоке р. Красная (опорн. 47), представлен черными и темно-серыми аргиллитами, с прослоями известковистых алевролитов, (редко) полимиктовых песчаников; мощность разреза – около 550 м [Павлов, 1981ф]. Наиболее полный и больший по мощности (730 м) разрез свиты описан севернее зал. Медвежий, на небольшой речке, впадающей в бух. Бурная (опорн. 19) [Труфанов, 1990]. Там преобладают аргиллиты с прослоями кварцевых, иногда доломитистых или известковых алевролитов, реже песчаников, хлидолитов и известняков. Краснореченская свита согласно залегает на захаровской толще (Грибовский район), толбяхской (Митюшихинский район) и циволькинской (Пахтусовский район) свитах (нижняя граница проводится в подошве пачки черных неслоистых аргиллитов). Перекрывается она аргиллитами и песчаниками белушинской свиты, а также аргиллитами мурманской толщи. Некоторые изменения в составе свиты отмечены в направлении с юга на север: выклинивание прослоев полимиктовых песчаников и появление вместо них кварцевых разностей, уменьшение количества конкреций (до полного их исчезновения), появление цикличности в строении – замещение части пачек монотонных аргиллитов на глинистые турбидиты. Отмечается увеличение мощности в западном направлении – от 550 до 1100 м.

Найденные мелкие фораминиферы *Omoloniella* cf. *prima* (Gerke), *Nodosaria* sp., по заключению Г. В. Котляр, характерные для джигдалинского надгоризонта Северо-Востока России, а также формации Cattle Creek Восточной Австралии [Palmieri, 1994] указывают на кунгурский возраст, по крайней мере, части разреза свиты. По положению в разрезе она отнесена к верхам сакмарского – низам уфимского ярусов.

Мурманская толща (P₁mr) выделена при ГС-200 и названа по зал. Мурман на западном побережье Северного острова [Павлов, 1986ф]. На рассматриваемой территории она развита в Западно-Кармакульской подзоне (севернее губы Митюшиха) и в Восточно-Кармакульской подзоне (севернее зал. Незнаемый). Выполнена полимиктовыми песчаниками, аргиллитами, алевролитами, хлидолитами (с олистоклитами известняков и песчаников), глинистыми турбидитами. Опорные разрезы находятся в Западно-Кармакульской подзоне на п-ове Адмиралтейства [Павлов, 1986ф], где толща представлена в полном объеме: в нижней части она имеет песчано-аргиллитовый состав (южная часть губы Глазова), в средней – алевролито-

хлидолитовый (от бух. Глазова до бух. Сирена) (опорн. 3), а в верхней – глинисто-турбидитовый (зал. Гидрографов) (опорн. 5). На западе мурманская толща согласно залегает на глазовской свите, на востоке архипелага – на краснореченской свите. Существенных фациальных изменений толщи в пределах исследуемого района не наблюдается. Органические остатки представлены фораминиферами *Ammodiscus* ex gr. *semiconstrictus* Cush. et Wat. и двустворчатými моллюсками *Atomodesma* cf. *permiana* New. [Красножен, 1990]. Уфимский возраст толщи определяется по сопоставлению с белушинской свитой, чьим фациальным аналогом она является и возраст которой доказан находками фауны и флоры. Мощность стратона – более 550 м в Восточно-Кармакульской подзоне и 1500–1600 м в Западно-Кармакульской подзоне.

Белушинская свита выделена В. И. Устрицким в 1977 г. по результатам тематических исследований, проведенных в 1974 г. Впоследствии ее строение неоднократно уточнялось [Устрицкий, 1977; Пермские ... , 1981; Павлов, 1981ф; Павлов, 1986ф; Красножен, 1988; Красножен, 1990]. Подразделение относится к Центрально-Кармакульской подзоне. Стратотип расположен на восточном побережье зал. Белушья Губа (за пределами площади листа). Здесь же стратон широко развит на юге и востоке района, слагая ядро Карского синклинория и Кармакульскую седловину – блок-синклираль I порядка. Белушинская свита прослеживается от р. Вадега до р. Безымянная на западе острова и вдоль всего восточного побережья до зал. Чекина на севере. Представлена полимиктовыми песчаниками (50–70 % объема), алевролитами, аргиллитами и хлидолитами; характерны турбидиты и олистостромы. Стратон согласно залегает на краснореченской свите (нижняя граница проводится в подошве пласта серых массивных песчаников или в основании пачки переслаивания аргиллитов и песчаников), а перекрывается кочергинской (на западе – гусиноземельской) свитами. Свита подразделяется на три подсвиты.

Нижнебелушинская подсвита (P_1bl_1) характеризуется резким преобладанием песчаников (80 % и более), выходы ее наблюдаются в верховьях р. Вадега и южнее границы территории – от р. Рогачева до р. Южная Тайная. Опорный разрез в зал. Чекина (опорн. 33) представлен чередованием мощных пачек серых мелкозернистых песчаников с редкими прослоями темно-серых алевролитов и пластов темно-серых алевролитов [Павлов, 1986ф]. Мощность подсвиты – 500–800 м (максимальные значения отмечаются в центральной подзоне Карского синклинория).

Среднебелушинская подсвита (P_1bl_2) отличается сравнительно небольшим количеством серых неравномернозернистых полимиктовых песчаников, и, напротив, с довольно широким развитием хлидолитов. В опорном разрезе на р. Кабанова (опорн. 34) установлено ритмичное чередование аргиллитов с песчаниками (изредка – с псаммитовыми турбидитами). Мощность среднебелушинской подсвиты – 650–800 м.

Верхнебелушинская подсвита (P_1bl_3) выделяется примерно равным содержанием песчаников, с одной стороны, и алевролитов с аргиллитами – с другой, а также незначительным присутствием хлидолитов. В опорном разрезе в среднем течении р. Бритвинка (опорн. 44) обнажаются чередующиеся пачки песчаников, турбидитов и аргиллитов. В подсвите встречены фораминиферы *Omoloniella prima* (Gerke), *Ichtyolaria amygdaleformis* (Gerke),

Geinitzina cf. postcarbonica Spand., и др. [Павлов, 1986ф]. Мощность верхне-белушинской подсвиты – 600–800 м.

Фациальная изменчивость свиты в целом проявляется в субмеридиональном направлении: происходит сокращение количества и мощности хлидолитов, практически полное выклинивание олистостромовых тел, появление ритмично построенных пачек проксимальных турбидитов, а также увеличение глинистости терригенных пород. Общая мощность свиты уменьшается в северном направлении от 1750 до 2400 м. По положению в разрезе, палеонтологическим данным предыдущих исследований [Пермские, 1981; Новая Земля, 2004; Sobolev, 1996] и согласно СЛ-1000, возраст свиты условно принимается как уфимский. Детальный анализ найденных органических остатков и обоснование отнесения её к уфимскому ярусу приведены в работе под редакцией В. И. Устрицкого [Пермские, 1981].

Сейсмокомплексу Ia–I(A) соответствуют нерасчлененные пермские (если точнее, артинско-вятские) отложения ($^{\text{SP}}_{1-3}$), выделяемые в разрезе Баренцевской плиты повсеместно – и в Восточно-Баренцевской СФО, и в Предновоземельской СФЗ. Комплекс характеризуется прерывистыми неустойчивыми отражениями; горизонт I(A) отождествляется здесь с границей перми–триаса и представляет собой поверхность несогласия эрозионного типа, глубина его залегания составляет 2000–9600 м. В юго-восточной части шельфа и на о. Колгуев (за пределами площади листа) кунгурские отложения отмечают начало «регрессивной» части верхнепалеозойского макроцикла [Бро, 1995; Преображенская, 1995]. Разрез сложен открыто-морскими и прибрежно-морскими темно-серыми, серыми аргиллитами и глинистыми алевролитами (часто кремнистыми) с прослоями мергелей, известняков, спонголитов.

В Восточно-Баренцевской СФО нижнюю часть сейсмокомплекса слагают в основном терригенно-карбонатные и карбонатные породы; начиная с уфимского яруса, это уже сравнительно однородные тонкозернистые терригенные и глинисто-кремнистые осадки черносланцевого типа. В разрезе артинских–кунгурских отложений замещение карбонатных пород терригенными происходит в латеральном направлении (с востока на запад). Мощность пермских отложений здесь – 2200–3600 м. Что касается Предновоземельской СФЗ, то «артинско-кунгурский» разрез там, например, в скв. Адмиралтейская-1 (инт. от –3630 до –3695 м) сложен темно-серыми углистыми аргиллитами и алевропелитами, обычно пластинчатыми или листоватыми, нередко с вкрапленностью пирита. Указанный возраст этой пачки определен условно по комплексу спор *Leiotriletes* sp., *Kraeuselisporites* spp., *Capillatisporites* cf. и пыльцы *Gnetaceaepollenites* spp., *Cycadopites* sp. (заключение Л. А. Фефиловой). В инт. от –3607 до –3630 м выделена пачка терригенных пород, отнесенная к уфимскому–казанскому ярусам; нижняя ее часть сложена песчаниками, которые постепенно (через переслаивание) сменяются алевролитами, а затем аргиллитами. В керне найдены обломки двустворчатых моллюсков *Posidonia permica* (Newell) (определение М. М. Астафьева) [Киреев, 2009ф; Вискунова, 2002ф]. Мощность сейсмокомплекса в Предновоземельской СФЗ – 1800–3800 м.

Терригенная толща (P_{1-3t}) выделяется на крайнем западе Западно-Кармакульской подзоны. Стратиграфический ее объем отвечает «последовательной совокупности» глазовской свиты, мурманской толщи, гусиноземель-

ской и шадровской свит в возрастном диапазоне от артинского до северодвинского веков. Представлена эта толща алевролитами, аргиллитами, песчаниками и (реже) конгломератами; мощность – от 3100 до 3650 м.

Сейсмокомплекс П–Іб (А). В верхней части фундамента Западно-Сибирской платформы (здесь – в пределах Карско-Североямальской подобласти Ямальско-Красноселькупской СФО) нерасчлененные пермские (артинско-северодвинские) отложения ($^{\delta}P_{1-3}$) предполагаются также по геофизическим (сейсмическим) данным. Они заполняют межгорные впадины и прогибы в рельефе подстилающей поверхности подвергнувшегося планации позднекарбонско-раннепермского герцинского орогена. При этом обнаруживаются явные структурные связи этих «прогибов» с бассейнами Восточно-Кармакульской Новой Земли. Это терригенные осадки (аргиллиты, алевролиты, песчаники) мощностью до 4000 м. В нижней части подразделения предполагаются относительно глубоководные фации, сменяющиеся выше моласоидными образованиями [Государственная ... , лист R-41, 2012; Шипилов, Шкарубо, 2011].

Гусиноземельская свита (P_{2gz}) названа по п-ову Гусиная Земля, где находится ее стратотип (за пределами площади листа), выделена в 1979 г. в процессе ГС-200 [Пермские, 1981; Павлов, 1981ф; Павлов, 1986ф]. Подразделение известно только в Западно-Кармакульской подзоне перми–триаса; свита распространена на плоскогорье Бритвино, в районе губы Сафронова и на полуостровах Адмиралтейства и Гусиная Земля. Сложена черными аргиллитами и темно-серыми алевролитами с прослоями песчаников (обычно, известковистых, иногда с известковыми конкрециями). На плоскогорье Бритвино стратон расчленяется на две подсвиты, в нижней из которых песчаники встречаются редко – в виде маломощных прослоев, а в верхней (опорный разрез в устье р. Бритвинка (43) играют существенную роль [Красножен, 1990]. Здесь описываемое подразделение согласно залегает на белушинской свите, а в районе губы Сафронова – на мурманской толще. Выше его согласно залегают песчаники и алевролиты шадровской свиты. На площади листа в гусиноземельской свите обнаружены фораминиферы *Orthovertella verchajanica* Sossip., *Ammodiscus bradynus* Spand., *Nodosaria permiana* Tscherd. и др., брахиоподы *Spiriferella parryana* (Toula), двустворчатые моллюски *Atomodesma permica* (New.), *Anidanthus* cf. *rugosus* Lich. и др., а также семена *Tungussocarpus superus* (Neub.) Such. [Красножен, 1990]. На плоскогорье Бритвина нижняя подсвета представлена фораминиферами *Saccamina parvula* Gerke, *Nodosaria ochotica* M.-Macl.; для верхней подсвиты характерны *Nodosaria pseudolata* Kar., *Ichtyolaria dilemma* Gerke [Сухов, 2007]. Вышеперечисленная фауна позволяет относить подразделение к казанскому ярусу. Мощность гусиноземельской свиты – 1000–1100 м.

Кочергинская и геркинская свиты объединенные ($P_{2-3k\check{c}+gr}$) относятся к Центрально-Кармакульской подзоне, слагают ядра синклиналей разного порядка (второго и более мелких) на юго-востоке Карского синклинория; в одно картографируемое подразделение свиты объединяются по условиям масштаба. Согласно СЛ-1000, верхней возрастной границей этого таксона считается рубеж северодвинского и вятского веков, а весь диапазон его формирования определен как казанско-северодвинский. «Объединенная»

мощность стратона – до 800 м. Подробное литопетрографическое и биостратиграфическое описание каждой из объединяемых свит приведено в отчете Л. Г. Павлова и др. [Павлов, 1981ф], а также в объяснительной записке к группе листов Госгеолкарты-200 [Красножен, 1988]; здесь же дается их краткая характеристика.

Кочергинская свита выделена при ГС-200, названа по притоку р. 2-я Савина – руч. Кочерга [Павлов, 1981ф; Пермские, 1981]. Стратотип находится на р. Верхняя Бутакова (за пределами территории листа), описан Л. Г. Пovyшевой и Г. Е. Черняком [Павлов, 1981ф; Красножен, 1988]. Свита распространена в бассейнах рек Абросимова, Перевальная, Лиственничная. Наиболее полные разрезы, описанные южнее рассматриваемой площади [Павлов, 1981ф], представлены темно-серыми до черных аргиллитами и алевролитами (нередко песчанистыми или известковистыми) с прослоями хлидолитов, реже песчаников. Часто наблюдаются тонкие известковые пропластки и линзы; характерны многочисленные конкреции известкового и фосфатного, реже сидеритового состава. В хлидолитах присутствуют чужеродные обломки, представленные в основном известняками каменноугольного возраста. Стратон согласно залегает на белушинской свите, граница проводится в кровле пачки песчаников мощностью более 20 м. Фациальная изменчивость проявляется в направлении с юго-запада на северо-восток: увеличивается «глинистость» и «известковистость», уменьшается мощность – до 200 м (максимальное ее значение – 600 м). Фауна редка и представлена фораминиферами *Trepeilopsis austaliensis* Cresp., *Orthovertella verchojanica* Sossip., *Nodosaria incelebrata* Gerke, *N. krotowi* Tscherd. и др., двустворчатými моллюсками *Aviculopecten subclathrtus* (Keys.), *A. talis* (Lutk. et Lob.) [Пермские ... , 1981]. На Южном острове архипелага в свите найдены амmonoидеи *Daubichites butakovensis* Bog., *Sverdrupites harkeri* Ruzh. [The Permian ... , 1995].

Геркинская свита выделена при ГС-200, названа по руч. Герке, впадающему в Карское море у мыса Руднева (название ручья дано в честь А. А. Герке) [Пермские ... , 1981; Павлов, 1981ф]. Там же расположен ее стратотип, описанный О. П. Тимофеевым и Г. Е. Черняком (за южной границей листа). Свита распространена в бассейнах рек Абросимова и Лиственничная, сложена алевролитами, аргиллитами и известковистыми песчаниками, в основании встречаются линзы конгломератов; характерной чертой является ритмичное строение. Стратон согласно залегает на кочергинской свите, граница проводится в подошве пласта известковистых песчаников. Свита содержит многочисленные остатки фораминифер *Geinitzina kazanica* К.М.-Маcl., *Nodosaria lata* Sossip., *Ichtyolaria longissima* К.М.-Маcl. и др. (на востоке Южного острова) [Сухов, 2007], брахиопод *Attenuatella stringocephaloides* Tchern. et Lich., двустворчатых моллюсков: *Praeundulomya petschorica* Murom. et Gus., *Cypricardinia permica* Lich., *Schizodus rotundatus* (Brown) и др. [Пермские ... , 1981], амmonoидей *Sverdrupites amundseni* Nass., *Daubichites butakovensis* Bog., *Altudoceras boreum* Bog. [The Permian ... , 1995]. По совокупности палеонтологических и общегеологических данных время формирования объединенных кочергинской и геркинской свит принимается казанско-северодвинским. Мощность геркинской свиты обычно 400–600 м, на севере она уменьшается до 300 м.

Шадровская свита ($P_{2-3}sd$), развитая в двух западных подзонах Кармакульской СФЗ, названа по мысу Шадровский на о. Междушарский, где находится ее стратотип (за южной границей листа), выделена В. И. Устрицким в 1977 г. [Устрицкий, 1977; Пермские ... , 1981]. Описание свиты приводится в вышеуказанных работах, а также в материалах Л. Г. Павлова и др., А. С. Красножен и др. [Павлов, 1981ф; Павлов, 1986ф; Красножен, 1988; Красножен, 1990]. Стратон распространен на севере полуостровов Гусиная Земля, Адмиралтейства и Сухой Нос. Опорный разрез расположен на мысе Гидрографов п-ова Адмиралтейства (опорн. 4) [Павлов, 1986ф]. В разрезе (мощностью 493 м) преобладают серые и зеленовато-серые мелко-среднезернистые полимиктовые (иногда известковистые) песчаники, а также темно-серые или зеленовато-серые алевролиты с редкими прослоями и линзами конгломератов. В нижней части отложений определяются двустворчатые моллюски *Claria stachei* Bittn., *Liebea septifer* King и рыбы; в верхней части разреза – моллюски *Schidozus subobscurus* Lich. и др. По сравнению со стратотипом на п-ове Адмиралтейства данный разрез вмещает меньше песчаников и растительных остатков. Описываемый стратон согласно залегает на гусиноземельской свите, нижняя граница проводится в подошве пачки зеленовато-серых песчаников.

За пределами площади листа (Южный остров) она содержит многочисленные фораминиферы *Nodosaria falcata* Igon., *N. cassiaformis* Igon., *Rectoglandulina pseudoborealis* Sossip., *Ichtyolaria carinatocostata* Gerke и др. [Сухов, 2007], брахиоподы *Megousia weyprechtii* (Toula), *Spitzbergenia alferovi* (Mil.), *Waagenoconcha irinaeformis* Step. и др., двустворчатые моллюски *Aviculopecten talis* (Lutk. et Lob.), *Astartella permocarbonica* (Tschern.), *Atomodesma variabilis* Wann. и др. [Пермские ... , 1981], аммоноиды *Neogeoceras glabrum* Vog. [The Permian ... , 1995] и флору. Комплекс органических остатков определяет уржумский–северодвинский возраст. Мощность шадровской свиты – 500–800 м.

ПЕРМСКАЯ–ТРИАСОВАЯ СИСТЕМЫ

На площади листа фиксируется одно подразделение с подобным «переходным» возрастом. Его объем ограничен смежными отделами названных систем.

Адмиралтейская свита (P_3-T_1ad) выделена В. И. Устрицким в 1977 г. на п-ове Адмиралтейства, от которого получила свое название [Устрицкий, 1977; Геология Южного ... , 1982; Павлов, 1986ф]. Принадлежит к Западно-Кармакульской подзоне Кармакульской СФЗ; распространена в районе мыса Сухой Нос в губе Сафронова и на п-ове Гусиная Земля вблизи мыса Северный Гусиный Нос. Стратотипический разрез, описанный в восточной части бух. Нивелир на мысе Останцев (опорн. 2) [Павлов, 1986ф], выполнен переслаиванием зеленовато-серых песчаников с пестроцветными алевролитами и аргиллитами; отдельные прослои сложены туфами и туффитами (в нижней части), мелкогалечными конгломератами (в средней). В верхах разреза преобладают красноцветные алевролиты, алевропелиты, аргиллиты. Она соглас-

но залегает на шадровской свите, нижняя граница проводится в подошве первой красноцветной пачки туффитов.

Названный выше разрез не содержит органических остатков. В других разрезах на площади листа в основании свиты найдены позднепермские двустворчатые моллюски *Liebea septifer* King и конхостраки *Echinolimnadia* aff. *mattoxi* Kov. [Красножен, 1988]. В средней и верхней частях встречены остатки раннетриасовых позвоночных *Tichvinskia* cf. *vjatkensis* Tchud. et Vjusch., растений *Tomiostrobus gorskyi* (Vlad.) и многочисленные спорово-пыльцевые комплексы индского и оленёкского ярусов (опред. Л. А. Фефиловой по разрезам мыса Северный Гусиный Нос [Фефилова, 2015]: *Lundbladispora obsoleta* Balme, *Polycingulatisporites dejerseyi* Helby, *Uvaesporites imperialis* (Jans.) Utting., *Entylissa caperata* Lub., *Crustaesporites globosus* Lesch. и др. В низах данного стратона граница перми и триаса устанавливается по палеомагнитным данным на п-ове Адмиралтейства [Черкесов, 1984]. Нижние 100 м адмиралтейской свиты принадлежат к магнитозоне R_{3p2} вятского яруса, а вся вышележащая часть – магнитозонам N_{1T1}, R_{1T1}, N_{2T1}, R_{2T1} нижнего триаса. Фаунистические и палеомагнитные данные свидетельствуют о вятском–раннетриасовом возрасте адмиралтейской свиты. Мощность разреза порядка 1100 м – это максимальная мощность свиты (минимум – 900 м).

МЕЗОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

На площади листов S-39,40 представлена всеми системами и отделами; соответствующие подразделения охватывают подавляющее большинство ярусов общей шкалы. Отложения триасовой, юрской и меловой систем слагают верхнюю часть осадочного разреза Баренцевской плиты, а также значительную нижнюю докайнозойскую часть чехла Западно-Сибирской платформы. В их строении участвуют в основном терригенные породы: песчаники, алевролиты и пелиты, которые накапливались преимущественно в континентальных (озерно-аллювиальных) и мелководно-морских условиях. Они неравномерно распределены по разрезу, образуя «толщи» от доминирующего глинистого до существенно псаммитового состава, и сопоставляются с регрессивно-трансгрессивными циклами разного ранга. Характерным (маркирующим) элементом разреза как в Баренцевском, так и Карском осадочных бассейнах являются верхнеюрские (или нижнемеловые – в ЗСП) «черные глины», обогащенные органическим веществом. Они имеют отличительные особенности на сейсмических профилях, формируя интенсивные отражающие горизонты.

Стратиграфия мезозойских отложений на изученной площади Баренцевской СФМО основывается на сейсмических данных и результатах бурения скважин Адмиралтейская-1, Крестовая-1 (рис. 4). Использовались также описания скважин, которые расположены за рамками карты на смежном листе: на Штокмановской (скважины 1–7), Лудловской (скважины 1–3) и Ледовой (скважины 1, 2) структурах, приведенных в производственных отчетах АМНГР и ВНИИОкеангеология [Бро, 1996ф; Бро, 1993ф; Комарницкий, 1989ф; Устинов, 1989ф; Киреев, 2009ф] и в опубликованных статьях [Басов, Ронкина, 1990; Василенко, 1990; Геодинамика ... , 1993; Чирва, 1990]. Строе-

ние картографируемых сеймостратиграфических подразделений Баренцевского шельфа показаны на рис. 5.

В строении осадочного чехла приноземельской части Карского шельфа (Ямало-Газовская СФЦО) преобладают мезозойские терригенные отложения. Представления о строении осадочного чехла опираются на сейсморазведочные данные и результаты бурения скважин в акватории за пределами площади листа (Ленинградская-1, 2; Русановская-1, 2); на о. Белый (Белоостровская-1) и на п-ове Ямал. Выделенные сеймостратиграфические комплексы и подкомплексы сопоставлены со свитами и подсвитами п-ова Ямал (рис. 6). В разрезе осадочной толщи, мощность которой достигает 5–6,5 км, представлены все подразделения мезозойской эратемы.

ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА

Триасовые отложения представлены всеми отделами в Восточно-Баренцевской области и Предноземельской зоне Баренцевской СФМО, где слагают самую мощную толщу в мезозойском разрезе. В составе неравномерно чередуются песчаники, алевролиты и глинистые породы. Возраст индской, оленёкской, ладинской и карнийской толщ установлен на основании находок ископаемой флоры, конхострак, двустворок и фораминифер в совокупности со спорово-пыльцевыми комплексами. Норийские отложения выделены только на основании спорово-пыльцевых комплексов.

Соответствующий триасовым отложениям Баренцевской СФМО сеймокомплекс I(A)–Б формировался в условиях компенсированного осадконакопления. Горизонт Б приурочен к подошве глинистой толщи, перекрывающей поздне триасовое (рэтское) несогласие. Горизонт имеет характер несогласия типа «эрозионный срез». По данным бурения, между триасовыми и юрскими отложениями установлен стратиграфический перерыв. Это позволяет уверенно отождествлять горизонт Б на всей исследуемой части акватории с границей отложений триаса–юры. Отражающий горизонт Б прослеживается на временах до 2500 мс. На поверхность предчетвертичного денудационного среза горизонт выходит на склонах Адмиралтейского мегавала.

Для триасового ССК характерна слабая акустическая дифференциация разреза, что связано с относительно однородным (монотонным) составом отложений – чередованием песчаников, алевролитов и аргиллитов. Внутри комплекса, в зависимости от структурно-тектонического положения, прослеживается с различной степенью уверенности несколько отражающих горизонтов с общим индексом А (А1, А2, А3). Привязка триасовых ОГ осуществлялась к скважинам глубокого бурения на Адмиралтейской и Крестовой площадях.

Характерной чертой этого ССК является наличие динамически выраженных дискордантных (аномальных) отражающих горизонтов, которые связаны с магматическими образованиями – внедрениями силлов долеритов. Они локализируются в основном в осевой зоне Восточно-Баренцевского мегапрогиба, практически не распространяясь за пределы его бортов в южной и центральной частях, к которой относится площадь листа, что установлено по сейсмо-

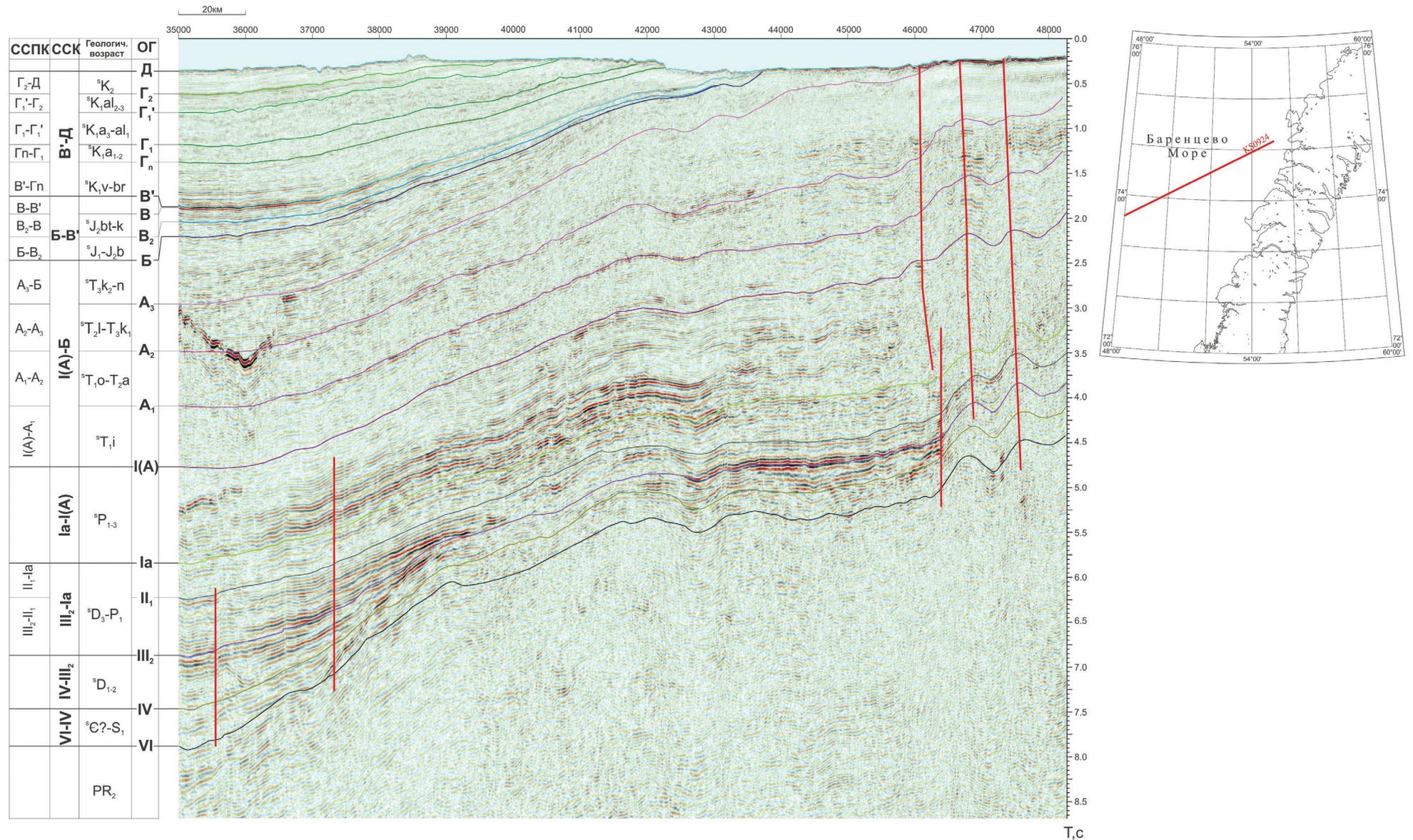


Рис. 5. Фрагмент профиля KS0924, характеризующий строение картографируемых сеймостратиграфических подразделений.

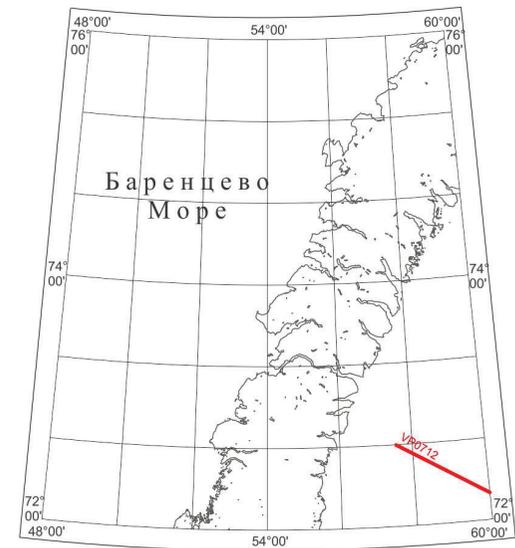
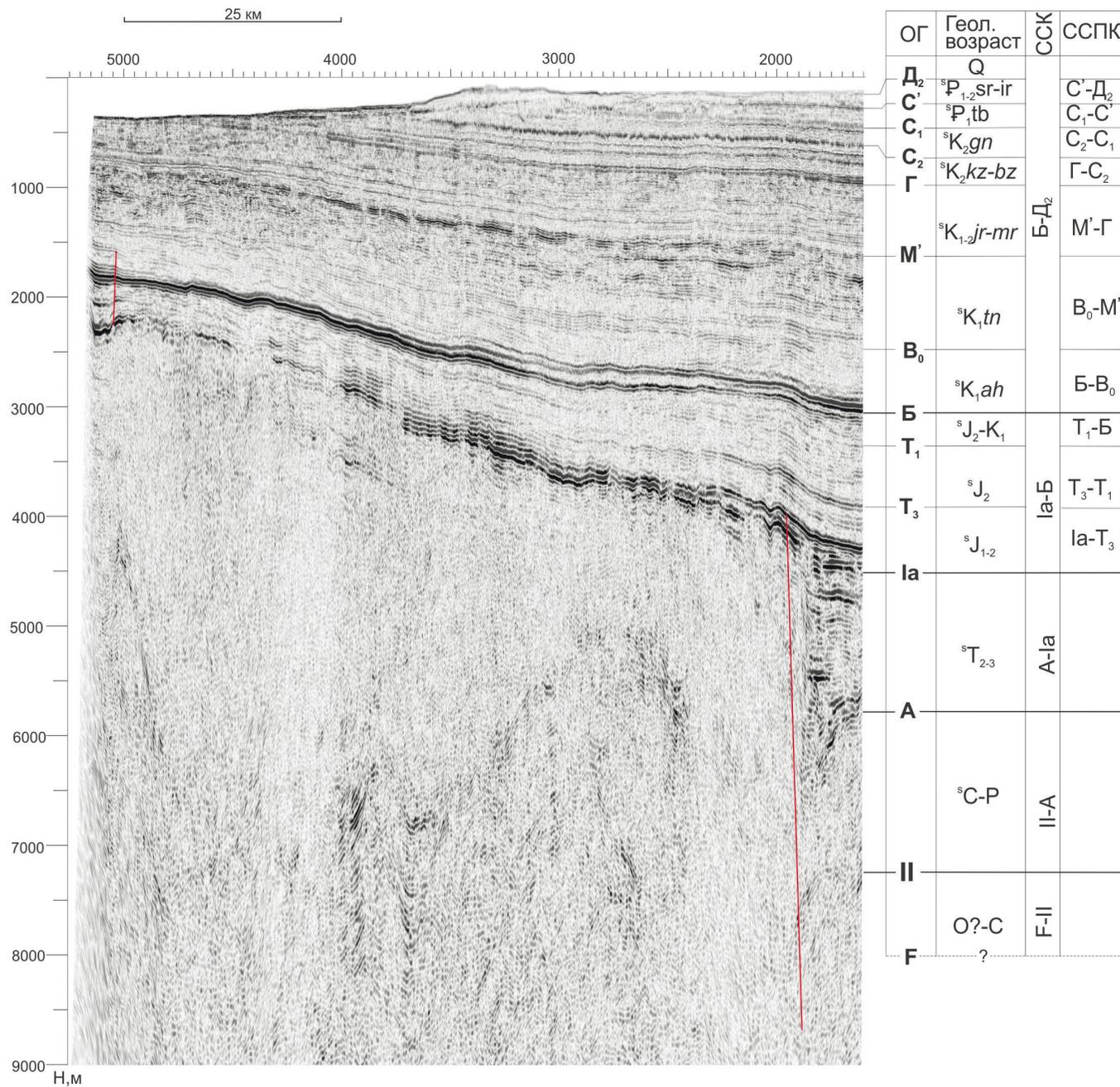


Рис. 6. Фрагмент профиля VP0712, характеризующий строение картографируемых сейсмостратиграфических подразделений.

разведочным данным [Павлов, 2011ф]. Большинство интрузивных тел прослежено внутри нижне-, средне- и верхнетриасового ССПК.

Значения интервальных скоростей в пределах триасового ССК варьируют в пределах от 3,4 до 4,8 км/с.

Кроме того, триасовые отложения фрагментарно развиты в Карско-Североямальской подобласти Ямальско-Красноселькупской области Западно-Сибирской СФМО, где слагают нижний структурный ярус платформенного чехла Южно-Карского бассейна, заключенный между отражающими горизонтами Iб (А) и Iа. Контуры триасового бассейна четко очерчиваются границами выклинивания образований комплекса на поверхности складчатого основания по схеме подошвенного налегания (рис. 6). По аналогии с разрезами Западно-Сибирской плиты триасовые отложения могут быть представлены синрифтовыми (тафрогенными) и пострифтовыми образованиями, показаны только на геологическом разрезе. Триас на территории листа (в пределах западной части Карского шельфа), предположительно, представлен лишь отложениями среднего–верхнего отделов.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Сейсмоподкомплекс I(A)–A₁ соответствует отложениям индского яруса (^ST_i) и прослеживается повсеместно на площади листов S-39,40. Среди всех отражающих горизонтов триасовой части разреза наиболее динамически выраженным является ОГ A₁ (рис. 5).

Индские отложения вскрыты в скважинах Адмиралтейская-1, Крестовая-1 [Киреев, 2009ф; Вискунова, 2002ф]. Они налегают на подстилающие верхнепермские отложения с крупным стратиграфическим несогласием.

Разрез скв. Адмиралтейская-1 в основной массе сложен темно-серыми и серыми кремнистыми осадками, среди которых преобладают аргиллиты и алевролиты, песчаники играют заметную роль в нижней части разреза (рис. 4). В образцах керна из инт. от –3234,0 до –3244,0 м, определен раннеиндский комплекс миоспор A₁ (заключение Л. А. Фефиловой).

В составе нижеиндского подъяруса выделяются три толщи с различными литологическими и каротажными характеристиками: нижняя – туфогенно-терригенная, средняя – алевролитово-глинистая и верхняя – глинистая.

Нижняя *туфогенно-терригенная толща* представлена ритмичным чередованием глинистых и песчано-алевролитовых пластов. Характерной особенностью толщи является присутствие в ее верхней части пласта витрокластического туфа мощностью 39 м, выше которого обломочный материал песчаников содержит значительное количество эффузивов андезит-базальтового состава.

Средняя *алевролитово-глинистая толща* охарактеризована шламом и долблением керна в инт. от –2852,0 до –2865,0 м, толща сложена преимущественно аргиллитами, среди которых в резко подчиненном количестве присутствуют песчаники и алевролиты. Мощные (до 80 м) пачки аргиллитов разделены прослоями мелкообломочных пород толщиной 5–10 м.

Аргиллиты углистые темно-серые кремнистые, алевритистые, массивные и тонкослоистые, с микропрослоями светлого алевритового материала. Встречаются обугленные растительные остатки, множество мелких (зародышевых форм) двустворчатых моллюсков – представителей семейства *Posidonia*. Алевролиты глинистые темно-серые, зеленовато-серые на глинистом цементе. Песчаники серые мелкозернистые углистые, с кремнисто-глинистым цементом, участками карбонатизированные. Глины алевритовые серые и зеленовато-серые, местами бурые, возможно, окисленные.

Верхняя *глинистая толща* имеет двучленное строение. Нижняя часть толщи сложена аргиллитами темно-серыми тонкослоистыми алевритистыми до алевритовых, с микропрослоями и линзочками светлого алевритового материала, с примесью углистого детрита, участками пиритизированными. В верхней части глинистой толщи однообразные глинистые отложения сменяются частым переслаиванием маломощных пластов аргиллитов и алевролитов с прослоями светлых известковистых и буровато-серых глин и с обломками известняков светло- и желтовато-серого, красноватого цвета.

Мощность нижеиндского подъяруса – 1407 м.

Верхний подъярус индского яруса пройден в инт. от –2200 до –1594 м, охарактеризован шламом и двумя интервалами отбора кернa. Граница между верхне- и нижеиндским подъярусами приурочена к подошве песчаного пласта, выше которого разрез сложен частым, неравномерным переслаиванием аргиллитов, алевролитов и песчаников, с преобладанием аргиллитов и алевролитов, на фоне которого выделяются отдельные пачки (10–25 м) песчаников. В отличие от нижеиндских, в вышеиндских отложениях значительную роль играют красноцветные разности, увеличивается количество песчаных пластов. Песчаники, сохраняя полимиктовый состав, становятся известковистыми. Для отложений характерна сложная слоистость: линзовидно-волнистая, перекрестная, косая разнонаправленная, наблюдается также чередование косой и почти горизонтальной слоистости. Встречаются карбонатные конкреции, редкие углефицированные растительные остатки, единичные мелкие двустворки, в шлифах отмечается глауконит. Интенсивность окраски красноцветов меняется от буроватой до шоколадной, причем песчаники сохраняют серый цвет.

Мощность вышеиндского подъяруса – 606 м. Общая мощность индских отложений в скв. Адмиралтейская-1 – 2013 м. Вскрытая мощность инда в скв. Крестовая-1 – 864,9 м (рис. 4) [Киреев, 2009ф; Вискунова, 2002ф].

Мощность сейсмоподкомплекса в Восточно-Баренцевской СФО – 1100–2100 м, в Предновоземельской СФЗ – от 600 до 2000 м.

НИЖНИЙ–СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

Сейсмоподкомплекс A_1 – A_2 включает в себя отложения оленёкского и анизийского ярусов ($^S T_{10}$ – T_{2a}) и также выделяется на всей площади листа. ОГ A_2 прослежен на временах до 3600 мс. В своде Адмиралтейского поднятия горизонт выходит под подошву четвертичных образований.

Описание приводится по скважинам Адмиралтейская-1, Крестовая-1 [Киреев, 2009ф; Вискунова, 2002ф].

Нижнеоленёкский подъярус – в скв. Адмиралтейская-1 (от –1594 до –950 м) выделен условно по изменению среднего уровня ГК, породы имеют цикличное строение с мощностью циклов от 5 до 40 м в приподошвенной части, которые начинаются песчаниками и завершаются глинами. В нижней части подъяруса преобладают глины, в верхней – аргиллиты.

Глина серая, красно-коричневая, бурая, реже кирпично-красная вязкая, местами алевритистая. Аргиллит серый, темно-серый, буровато-коричневый, красно-бурый плотный, местами слоистый, оскольчатый. Алевролит серый, темно-серый, красно-коричневый, темно-красный мелко-, средне- и крупно-зернистый кварцевый, редко слюдистый, на глинистом цементе. Песчаник светло-серый, серый до темно-серого разнозернистый.

Верхнеоленёкский подъярус. Отложения этого возраста в скв. Адмиралтейская-1 условно выделены с глубин от 141 до 950 м. На глубине 500 м определен ранне-позднеоленёкский комплекс миоспор («в»), а на глубине 200–480 м – позднеоленёкский комплекс («г»). Подъярус сложен неравномерным переслаиванием глин, аргиллитов, алевролитов и песчаников. Мощность прослоев – 5–10 м, в прикровельной части – до 20 м. Породы преимущественно сероцветные, реже красноцветные, в инт. 280–350 м породы прослоями пестроцветные с охристыми и грязно-фиолетовыми пятнами.

Глина светло-серая, бурая, иногда буровато-красная вязкая, иногда песчаная. Аргиллит серый, темно-серый, реже бурый, сургучно-красный, слабослюдистый, слоистый. Алевролит серый, темно-серый, реже бурый, на глинистом цементе. Песчаник светло-серый, серый, темно-серый мелкозернистый, на глинистом цементе.

Мощность olenёкского яруса в скв. Адмиралтейская-1 – 1453 м, в скв. Крестовая-1 – 1695 м (рис. 4).

Мощность сейсмоподкомплекса в Восточно-Баренцевской СФО – 1000–2200 м, в Предновоземельской СФЗ – от 600 до 2000 м.

СРЕДНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Отложения среднего–верхнего триаса включают ладинский, карнийский, норийский ярусы. Отложения вскрыты скважинами Крестовая-1, а также на смежном листе на Лудловской (Л-1,2) и Штокмановской (Ш-1,2) площадях. Сейсмический горизонт А₃, который прослеживается внутри карния (на временах до 2600 мс), расчленяет толщу на два подразделения.

Сейсмоподкомплекс А₂–А₃ включает ладинский ярус и нижний подъярус карнийского яруса (^sT₂–T_{3k1}). Он распространен повсеместно на площади Баренцевской части территории листа, выклиниваясь на склонах Адмиралтейского мегавала. Отложения представлены в ладинской части пестроокрашенными аргиллитами с редкими прослоями песчаников, а в карнийской части – неравномерно чередующимися песчаниками, алевролитами и аргиллитами с линзами и прослоями углей.

В скв. Крестовая-1 (рис. 4) отложения представлены глинистыми породами – глинами и аргиллитоподобными глинами, в приподошвенной части – аргиллитами с маломощными прослоями алевролитов. В глинах встречается рассеянный алевроитовый и песчаный материал, обломки кварца, кремня, сидерита, углефицированные остатки растительного детрита. На глубинах 715 и 770 м выделен карнийский комплекс миоспор, на глубине 790 м – позднеладинский, а с глубин 1490 и 1510 м – ладинский.

Мощность средне-верхнетриасовых отложений в скв. Крестовая-1 – 807 м [Киреев, 2009ф; Вискунова, 2002ф].

Мощность сейсмоподкомплекса в Восточно-Баренцевской СФО – от 800 до 1800 м, в Предновоземельской СФЗ – от 500 до 3500 м.

Сейсмоподкомплекс А₃-Б (⁸T_{3k2-n}) в Восточно-Баренцевской СФО в верхнекарнийской части представлен грубым чередованием пачек песчаников, алевролитов и аргиллитов, включающих линзы углей, а в норийской части – более тонким переслаиванием тех же пород.

На площади листа верхнетриасовые отложения распространены в Восточно-Баренцевской СФО, а на большей части Предновоземельской СФЗ они эродированы. Размыв происходил в раннеюрское, а возможно, уже и в поздне-триасовое (рэтское) время.

Скв. Лудловская-1 вскрыла верхнюю часть карнийских отложений мощностью 187 м, представляющую собой толщу неравномерно чередующихся песчаников, алевролитов и аргиллитов. Песчаники и алевролиты в основном приурочены к средней и верхней частям разреза. В подчиненном количестве присутствуют линзы и маломощные пласты угля, флороносные горизонты, угленосные породы. Мощность породных пачек меняется от нескольких метров до нескольких десятков метров.

Залегающие выше по разрезу скважины норийские отложения представляют собой толщу неравномерного переслаивания аргиллитов, алевролитов и песчаников. Выделяются пакеты, в которых преобладают те или иные породы. Мощность пластов песчаников – до 10 м. Мощность отложений, отнесенных к нижнему подъярису нория, в скв. Лудловская-1 составляет 590 м [Томашин, 1991ф].

Мощность сейсмоподкомплекса – до 2250 м. Суммарная мощность триасового сейсмокомплекса, ограниченного горизонтами I (в подошве) и B (в кровле) в пределах площади листа – от 1800 до 7000 м.

Сейсмоподкомплекс Iб (A) – Ia (⁸T₂₋₃). Средне-верхнетриасовые отложения на Южно-Карском шельфе представлены, предположительно, песчано-глинистыми образованиями – аналогами тампейской серии. Стратотип тампейской серии был установлен на Тундровой площади Енисей-Хатангского прогиба. По данным бурения Тюменской СГ-6, тампейская серия представлена аргиллитами, алевролитами, песчаниками, туффитами с остатками растений [Сурков, 1997]. Она разделена на две толщи: нижнюю песчано-глинистую и верхнюю глинистую.

Средне-верхнетриасовые отложения, соответствующие сейсмоподкомплексу A-Ia, распространены в юго-восточной части листов S-39,40 в грабе-нообразном прогибе (рис. 6). Они характеризуются трансгрессивным расши-

рением ареала распространения с последовательным выклиниванием толщ на периферии бассейна.

Мощность сеймоподкомплекса составляет 1,2–2,0 км, сокращаясь по востанию Приновоземельской моноклинали до выклинивания.

ЮРСКАЯ–МЕЛОВАЯ СИСТЕМЫ

Юрские–нижнемеловые (нижнеберриасские) отложения на площади листа распространены в основном в Восточно-Баренцевской СФО, где подразделяются на три интервала: нижнеюрско-байосский, бат-келловейский и верхнеюрско-нижнеберриасский. Они залегают на триасовых комплексах несогласно, с признаками денудационного среза, наиболее явно выраженного в западной части Предновоземельской СФЗ. Отложения изучены бурением на смежном листе (Штокмановская, Лудловская, Ледовая площади).

Данному интервалу соответствует юрско-нижнеберриасский ССК Б–В' ($^sJ-K_b$). Сейсмокомплекс характеризуется отражающими горизонтами группы В, которые стратиграфически привязаны к разрезам скважин Лудловская-1 и Штокмановская-1 (расположены на смежном листе). Кровля комплекса – горизонт В' – является региональным опорным горизонтом на всей акватории Баренцевоморского шельфа и связан с кровлей верхнеюрско-нижнеберриасских «черных» глин, аналогов битуминозных глин баженовской свиты, и стратифицирован как граница юры (с низами берриаса) – мела. Интервальные скорости в юрском ССК составляют 2,9–3,8 км/с.

В Предновоземельской СФЗ, вследствие резкого сокращения мощности, юрские–нижнеберриасские отложения не расчленяются на сейсмических разрезах и показаны в составе объединенного сейсмокомплекса Б–В' (рис. 5).

На Карском шельфе юрские–нижнемеловые (нижнеберриасские) отложения слагают сейсмокомплекс, заключенный между опорными сейсмическими горизонтами Ia и Б. Здесь эти отложения также представлены всеми подразделениями юрской системы (включая нижние горизонты берриаса) и характеризуются закономерным чередованием преимущественно песчано-алевритовых и глинистых толщ морского происхождения.

Трансгрессия юрского моря развивалась циклически и достигла максимума в келловейское–позднеюрское время. Соответственно увеличивалась площадь распространения юрских отложений от более древних к более молодым. Образования сейсмокомплекса выклиниваются на поверхности складчатого основания по схеме подошвенного налегания в западной части Припайхойско-Приновоземельской моноклизы (рис. 6). Мощность юрско-нижнеберриасских отложений возрастает в юго-восточном направлении от 0–300 до 1500 м.

Присутствие в разрезе региональных сейсмических горизонтов группы Т позволяет расчленить юрско-нижнеберриасский ССК на сеймоподкомплексы (ССПК): ниже-среднеюрский (между отражающими горизонтами (Ia–Т₃), среднеюрский (Т₃–Т₁) и келловейско-нижнеберриасский (Т₁–Б). Их описание выполняется по материалам скважин, пробуренных на п-ове Ямал [Государственная ... , лист R-41, 2012; Государственная ... , лист R-42, 2015]. Отложения нижней–средней юры показаны только на геологическом разрезе.

Сейсмоподкомплекс Б-В₂ (^sJ₁-J_{2b}) объединяет нижнеюрские и среднеюрские (аален-байосские) отложения. Мощность подкомплекса составляет от 160 до 480 м.

Нижнеюрские отложения представлены мощной толщей песчаников с маломощными прослоями аргиллитов и алевролитов. Верхняя граница условно отнесена к подошве относительно мощной пачки тонкообломочных пород, выше которой выделены среднеюрские фораминиферы. Мощность отдельных пластов песчаников в толще достигает 60 м, тогда как мощность разделяющих их пакетов алевролитов и аргиллитов составляет несколько метров, редко 10–20 м. Песчаники светло-серые мелко-, средне- и крупнозернистые кварцевые, редко полимиктовые (в нижней части разреза), плохосортированные, иногда содержат редкие зерна глауконита, образуют пакеты с градиционной слоистостью. Алевролиты серые слюдистые. Аргиллиты темно-серые крепкие. Отложения очень бедны органическими остатками. Присутствуют обломки древесины, маломощные линзы угля. Возраст толщи в разрезе скв. Штокмановская-1 условно определяется как раннеюрский, геттанг-тоарский.

Отложения *ааленского–байосского ярусов* слагают толщу неравномерного чередования пачек (мощностью от 10 до 80 м) песчаников, алевролитов и аргиллитов. В составе толщи песчаники светло-серые, серые, иногда буроватые от мелко- до крупнозернистых кварцевые, редко полимиктовые (в нижней части толщи), в разной степени сцементированные глинистым (каолинитовым и хлорит-каолинитовым) либо кальцитовым и кальцит-сидеритовым цементом, иногда регенерационным кварцевым. Выделяются слабосцементированные разности со свободными порами. Песчаники в разной степени сортированы, часто содержат гальки и гравий, иногда линзы конгломератов, «обрывки» и окатыши темно-серых аргиллитов и бурых сидеритизированных аргиллитов (глинисто-сидеритовые конкреции?).

Крупнозернистые разности песчаников с включениями галек, обломков аргиллитов и линз конгломератов приурочены либо к средней, либо к нижней части толщи. В песчаниках обычно отмечается мульдобразная и косая пологонаклонная слоистость либо слабо выраженная горизонтальная штриховатая.

Алевролиты крупнозернистые серые и мелкозернистые глинистые темно-серые кварцевые с волнистой горизонтальной слоистостью, с глинистым, редко кальцит-сидеритовым цементом. Аргиллиты алевролитистые темно-серые, коричневатые слюдистые, редко углистые, почти черные.

Органические остатки плохой сохранности распределены в толще неравномерно, представлены обломками раковин аммонитов, пелеципод, белемнитов, фрагментами ракообразных, обломками древесины, иногда пиритизированной. Часто отмечаются следы жизнедеятельности червей и других роющих организмов.

Возраст отложений определяется по находкам комплексов фораминифер: аален-байосского с *Riyadhella syndascoensis*, *Ammodiscus pseudoinfimus* (скв. Ш-4, гл. 2170–2188,7 м); предположительно аален-батского (скв. Ш-2, гл. 2108–2122 м), в котором преобладают представители рода *Riyadhella* (*Riyadhella syndascoensis* и *R. ex gr. tertia* (заключения Р. А. Соколова и С. П. Яковлевой). Из отложений были выделены среднеюрские палинокомплексы. Таким образом, редкие фаунистические находки позволяют допу-

стить, что в разрезе представлены ааленские и байосские отложения. К сожалению, ничего нельзя сказать о полноте разреза. Мощность аален-байосской толщи в скважинах Штокмановской площади – 246–296 м [Государственная ... , лист S-38, 2017; Томашин, 1991ф].

Сейсмоподкомплекс В₂–В, средний отдел, батский–келловейский ярусы (^SJ₂bt–k). Подкомплекс выделяется в Восточно-Баренцевской СФО. Отложения этого возраста, вскрытые скважинами, представлены аргиллитами и аргиллитоподобными глинами с прослоями и пачками алевролитов. Мощность – от 150 до 450 м.

Батско-келловейские отложения характеризуются изменчивым составом – от существенно глинистого до песчаниково-глинистого. Верхняя граница келловейской толщи отнесена к подошве маломощной песчаниково-алевролитово-глинистой пачки, перекрывающей аргиллиты с келловейской фауной и подстилающей верхнеюрские «черные глины».

Толща сложена аргиллитами темно-серыми с маломощными прослоями алевролитов. На Штокмановской площади к средней части толщи приурочен мощный (60–75 м) пласт песчаников преимущественно мелкозернистых. Песчаники кварцевые с глинистым (каолинитовым), участками кальцитовым цементом. Выделяются слабощементированные разности со свободными порами (до 17 %). Алевролиты крупнозернистые серые и глинистые серые с буроватым оттенком.

Возраст отложений определяется находками аммонитов и комплексов фораминифер. Батский возраст нижней части толщи подтверждается находками средне-верхнебатского комплекса фораминифер с *Riadhella sibirica* (скв. Ш-1, гл. 2190 м; скв. Ш-5, гл. 2147–2155 м).

В средней части толщи определен келловейский аммонит подсемейства *Cadoceratinae*, *Tancredia* sp., ниже-среднекелловейский аммонит *Cadoceras* sp. indet. (скв. Ш-2, гл. 1886–1888 м, заключение Н. И. Шульгиной). Вместе с аммонитами (скв. Ш-2, гл. 1886–1892 м) встречен, вероятно, нижнекелловейский богатый комплекс фораминифер, содержащий преимущественно агглютинированные формы, среди которых преобладают *Kutsevella* ex gr. *menorabilis* (Scharovskaja), *K.* aff. *calloviensis* Jakoleva, *Recurvoides* ex gr. *scherkalyensis* Levina и др., характерные для келловейских отложений Тимано-Печорской провинции (заключение С. П. Яковлевой). Из верхней части толщи определен, предположительно, верхнекелловейский аммонит *Longaeviceras*(?) sp. (скв. Ш-2, гл. 1782 м, заключение Н. И. Шульгиной). Из отложений, содержащих аммонит, был 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 *Recurvoides scherkalyensis-trochammina* ex gr. *Rostovzev*, включающий обильный и разнообразный набор фораминифер, широко распространенных в средне-верхнекелловейских и отчасти нижне-оксфордских отложениях Западной Сибири. Также из верхов толщи (скв. Ш-6, гл. 1821 м) В. А. Басовым была определена *Saracenella juganica*, характерная

для верхнего келловоя Западной Сибири, вместе с которой встречены виды, известные как в верхнекелловейских, так и в оксфордских отложениях. Таким образом, келловейские отложения представлены в полном объеме. Мощность батско-келловейских отложений по скважинам Штокмановской площади – 278–304 м.

Сейсмоподкомплекс В–В' (δJ_3 –K_{1b1}) соответствует верхней юре – нижнему мелу (нижний подъярус берриаса). Отложения комплекса распространены в Восточно-Баренцевской СФО.

Верхнеюрско-нижнеберриасские отложения являются маркирующим горизонтом, позволяющим ориентироваться в мезозойском разрезе [Бро, 1996ф]. Особенностью этого подразделения является присутствие в его составе «черных глин» с высоким (до 17 %) содержанием $S_{орг}$. Стратиграфический диапазон «черных глин» – от верхнеоксфордского до нижнеберриасского. Мощность этих отложений составляет 12–30 м, редко больше (до 60 м).

Отложения этого сейсмоподкомплекса вскрыты большинством морских скважин. Наиболее полные разрезы наблюдались в скв. Ш-1, где были выделены три толщи: оксфордская, по-видимому, песчаниково-алевролитоглинистая, кимериджская, сложенная «черными глинами», и титонско-нижнеберриасская, объединяющая «черные глины» и аргиллиты. Границы между толщами в значительной степени условные и приурочены к уровням изменения характеристик ГИС, в основном диаграммы ГК.

К оксфордскому интервалу условно отнесена маломощная пачка, в строении которой, судя по диаграммам ГИС, участвуют глины, алевролиты и песчаники. О присутствии оксфордских слоев свидетельствуют находки оксфордских фораминифер в шламовых пробах на более низких уровнях в скв. Ш-1 (гл. 1955 м), где среди титонских и меловых форм были встречены единичные секретионные фораминиферы вида *Astacolus* ex gr. *pungaicus* Putrja, которые могут свидетельствовать о присутствии в разрезе оксфордских отложений (заключение В. А. Басова).

Кимериджские отложения представлены в основном черными и темно-коричневыми, почти черными пелитовыми породами плотными тонкослоистыми и листоватыми, объединенными под общим названием «черные глины». Они выделяются высоким (12–16 %) содержанием $S_{орг}$ и характеризуются высокими значениями ГК [Устинов, Покровская, 1994]. «Черные глины» сложены глинистым веществом (монтмориллонит или монтмориллонит – гидрослюда), черным углефицированным растительным веществом, в основном водорослевой природы, объем которого обычно до 30–50 %, кремнеземом, скелетами радиолярий, примесь которых может достигать 15–20 %, карбонатным веществом. Количество алевритовых терригенных частиц обычно не более 1–5 %. В этих глинах захоронены раковины аммонитов, бухий, фораминифер и скелеты радиолярий.

Возраст отложений был определен по комплексу органических остатков. По заключению М. С. Мезежникова, Н. И. Шульгиной, А. И. Лебедевой и Н. П. Вячкилевой в нижней части толщи присутствуют раннекимериджские аммониты *Amoeboceras* (*Amoebites*) cf. *alticarinatum* Mesezhn. et Romm, *A. (Euprionoceras)* sp. (aff. *A. (E) kochi* Spath), бухии *Buchia* cf. *lindstroemi* (Sok) и др., редкие фораминиферы плохой сохранности, которые в Западной

Сибири характерны для верхней части оксфорда – низов кимериджа. Выше по разрезу встречены верхнекимериджские 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. striatorugosa* Pavl., *B. concentrica* (Sow.), *B. mosquensis* (Buch.), остатки рыб(?). Мощность кимериджских глин в скв. Штокмановской площади – 19–28 м.

Кимериджский возраст нижней части «черных глин» по находкам аммонитов был подтвержден в скв. Ш-4 (гл. 1839–1846 м, заключение Н. И. Шульгиной), где были определены аммонит *Amoeboceras (Amoebites) cf. pulchrum* Mesezhn. (нижний кимеридж) и *Buchia tenuistriata* (Lah.) и *Liostrea cf. Plastica* (Tr.), распространенные от нижнего кимериджа до нижнего титона.

Титонские отложения представлены «черными глинами», которые в верхней, меньшей по мощности, части сменяются темно-серыми аргиллитами. Верхняя граница толщи определена по смене в керне аргиллитов с верхнетитонским комплексом макро- и микрофауны аргиллитами с берриасскими фаунистическими комплексами. «Черные глины» тонколистоватые. Аргиллиты темно-серые, почти черные слабоалевритистые крепкие с шелковистым блеском листоватые тонкослоистые содержат обломки раковин аммонитов, ростров белемнитов, обломки раковин иноцерамов, остатки костей и зубов рыб, червей, онихиты, пиритизированные водоросли.

В кровле юрской толщи (скв. Ш-4, гл. 1796–1802 м) определен комплекс верхнетитонских фораминифер с *Evolutinella emeljanzevi* – *E. schleiferi* и *Buchia sp. (cf. unschensis Pavl.)* – форма, которая появляется с середины среднетитонского подъяруса и заканчивает свое существование в берриасе [Вискунова, 2002ф]. Также была определена (скв. Ш-4, гл. 1789–1795,8 м) *Buchia fischeriana* (d'Orb.). Эта форма появилась в верхах титонского яруса и существовала до середины берриаса. Выделены также берриасский вид *Buchia okensis* (заключение Н. И. Шульгиной), и берриасский комплекс фораминифер с *Gaudryina gerkei* (заключение С. П. Яковлевой). В других разрезах палеонтологические остатки этого возраста не встречены. Поэтому предполагается, что в этих разрезах, как это имеет место в Тимано-Печорской провинции и на норвежском шельфе [Гавшин, 1991], на раннетитонское время приходится перерыв в осадконакоплении.

Мощность титонских отложений на Штокмановской площади – 29–34 м. В восточном направлении мощность верхнеюрско-нижнеберриасского сейсмокомплекса сокращается вплоть до полного размыва.

Объединенный сейсмокомплекс Б–В' (${}^{\delta}J-K_1b_1$) выделяется в Предновоземельской СФЗ, где, вследствие резкого сокращения мощности, юрские–нижнеберриасские отложения не расчленены на сейсмических разрезах.

Литологический состав отложений сейсмокомплекса в целом аналогичен составу вышеописанных подразделений юрско-нижнемелового интервала разреза, а их мощность сокращается в восточном направлении от 650–530 м до полного выклинивания.

В скв. Крестовая-1 юрские отложения с несогласием залегают на пачке триасовых аргиллитоподобных плотных глин. В нижней части они представлены пачками песчаников морского генезиса, чередующихся с алевролитами. Песчаники различной степени окатанности и зернистости, светло-серые, серые, кварцевые и полимиктовые с включениями крупных зерен, гравия кварца, кремней и кремнистых пород. Выше залегают однотонные толщи алевролитов и глин мощностью 75–80 м. Глины серые, зеленовато- и голубовато-серые слабоалевритистые, пластичные, жирные на ощупь, с содержанием обломочного материала. Обломочный материал представлен кварцем, кремнями, углефицированным веществом, среднезернистым алевролитом зеленовато-серого цвета.

Верхнеюрско-нижнеберриасский интервал разреза представлен чередованием глин, мергелей и алевролитов. В инт. 314–378 м – переслаивание глин и алевролитов. В верхней части (инт. 250–314 м) – известковистые глины, глины, алевролиты, пески, известковистые песчаники, в кровле – глинистая пачка.

Сейсмоподкомплекс Ia–T₃ (^SJ₁₋₂) включает отложения нижней–средней юры. Предполагается, что он имеет литологический состав, аналогичный свитам, распространенным на п-ове Ямал: зимней, левинской, шараповской, китербютской, надояхской и лайдинской.

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

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

Шараповская, китербютская, надояхская свиты являются аналогами соответственно нижней, средней и верхней подсвит джангодской свиты, выделяемой в Красноярском крае по Малохетской скв. 10-Р [Государственная ... , лист R-42, 2015].

Шараповская свита сложена мелководно-морскими и прибрежно-морскими аргиллитами темно-серого и серого цветов, серыми глинистыми алевролитами и светло-серыми мелко- и крупнозернистыми песчаниками с редкими маломощными прослоями гравелитов и конгломератов. В составе гальки присутствуют кварц, кремнистые породы и окатыши аргиллитов. Отложения свиты согласно залегают на осадках левинской свиты и перекрываются глинистыми отложениями китербютской свиты. В отложениях присутствуют морские двустворки, фораминиферы, остатки наземных растений и палинокомплексы позднего плинсбаха. Мощность отложений – до 50–100 м.

Китербютская свита (так называемый «глинистый горизонт») имеет достаточно широкое распространение, представлена темно-серыми, почти черными тонкоотмученными аргиллитами, иногда битуминозными. В аргиллитах присутствуют редкие маломощные прослои полимиктовых алевролитов и песчаников. В породах захоронены раковины двустворок, фораминиферы, остатки наземных растений, палинокомплексы нижнего тоара. Мощность отложений – до 70 м.

Надояхская свита 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–раннеааленский возраст вмещающих пород. Мощность отложений – до 250 м.

Лайдинская свита сложена сероцветными аргиллитоподобными слюдистыми глинами с редкими маломощными прослоями глинистых песчаников и алевролитов, иногда (в нижней части) – гравелитов. Породы содержат раковины морских двустворок, фораминиферы, редкие остатки растений, палинокомплексы позднего тоара – раннего аалена. На сейсмических разрезах к кровле лайдинской свиты приурочен региональный сейсмический горизонт Т3. Мощность отложений – до 100 м [Государственная ... , лист R-41, 2012; Государственная ... , лист R-42, 2015].

Мощность ниже-среднеюрского сейсмоподкомплекса на площади листа – до 700 м.

Сейсмоподкомплекс Т₃–Т₁ (^sJ₂) охватывает интервал средней юры, прослеживается дальше к западу в пределы Приновоземельской моноклинали. Сопоставляется с нерасчлененными отложениями вымской, леонтьевской и мальшевской свит Ямала. Мощность сейсмоподкомплекса на площади листа – от 100 до 540 м.

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. Мощность отложений 200–300 м.

Леонтьевская свита сложена морскими темно-серыми тонкоотмученными аргиллитами и глинистыми мелкозернистыми алевролитами с редкими маломощными прослоями песчаников и крупнозернистых алевролитов. Отложения содержат раковины морских двустворчатых моллюсков, фораминиферы, остатки наземных растений, палинокомплексы, свидетельствующие о байосском возрасте свиты. На временных сейсмических разрезах на п-ове Ямал отложения свиты определяются по нижней части отражений группы Т₁. Мощность отложений – до 250 м.

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

Сейсмоподкомплекс T_1-B ($S_{J_2-K_1}$) отождествлен с нерасчлененными отложениями от средней юры (келловей) до нижнеберриасского подъяруса нижнего мела. Соответствует трансгрессивной фазе седиментационного цикла, отражая условия накопления морских относительно глубоководных глинистых отложений – аналогов абалакской и баженовской свит. Мощность отложений сейсмоподкомплекса изменяется от 0–50 до 150–200 м.

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

Баженовская свита представлена темно-серыми до черных и черными, иногда буроватыми, битуминозными глинами с прослоями радиоляритов и глинистых известняков. Битуминозные глины (баженовиты) состоят в основном из четырех компонентов: кремнистого, глинистого, карбонатного и органического вещества, соотношения между которыми меняются. Органическое вещество (содержание $C_{орг}$ – обычно 7,5–10 %, иногда достигает 20–25 %) относится преимущественно к сапропелевому и представлено керогеном I–II типов [Сурков, 1997]. В краевой зоне бассейна следует ожидать, что в составе отложений увеличивается доля темно-серых глин с меньшим, чем в баженовитах, содержанием ОВ. Глинистое вещество в баженовитах представлено дисперсными смектитовыми (монтмориллонитовыми) смешаннослойными образованиями и диоктаэдрическими гидрослюдами. Содержание глинистого вещества увеличивается к краям синеклизы. Кремнезем (халцедон, опал) является основным компонентом в баженовитах центральной части морского бассейна. Карбонаты представлены в основном кальцитом реже доломитом, имеют водорослевую природу. Отложения содержат раковины моллюсков, радиолярии, остатки планктонных и бентосных водорослей, фрагменты скелетов рыб. По палеонтологическим остаткам возраст отложений определяется от позднего кимериджа до титона – раннего берриаса. Формирование отложений происходило в относительно глубоководном морском бассейне, в котором существовали зоны сероводородного заражения. Мощность отложений свиты – 50–100 м. К кровле отложений баженовской свиты и ее аналогов приурочен опорный сейсмический отражающий горизонт Б [Государственная ... , R-41, 2012; R-42, 2015].

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

Меловые отложения распространены в западной части рассматриваемой площади Баренцевского шельфа. В Предновоземельской СФО они представлены нижним отделом: в Южной и Северной СФЗ Восточно-Баренцевской области выделяется и верхнемеловой комплекс. Описание приводится по скважинам Штокмановской, Ледовой, Лудловской площадей.

На шельфе Карского моря меловые отложения представлены обоими отделами. Разрез меловых отложений изучен морскими поисковыми скважинами на Ленинградской и Русановской площадях, параметрической скв. Белоостровская-1, а также скважинами на п-ове Ямал. Мощность меловых отложений на площади листов S 39,40 достигает 2600 м. В их составе представлены как морские (прибрежно- и мелководно-морские), так и континентальные (аллювиальные, озерные) и другие образования.

На п-ове Ямал в составе меловых отложений различаются (снизу вверх): ахская (берриас – нижний готерив); танопчинская (нижний готерив – апт); яронгская (нижний–средний альб); марресалинская (средний альб–сеноман), кузнецовская (турон–коньяк), березовская (коньяк–кампан), ганькинская (мастрихт) свиты. Эти же отложения или их аналоги, развиты на всей площади Южно-Карского шельфа, поскольку ограничивающие их сейсмогоризонты имеют региональное распространение.

В Южно-Карской подобласти им соответствуют ахский (между сейсмогоризонтами Б–В₀) и танопчинский (между сейсмогоризонтами В₀–М') сеймоподкомплексы соответственно. Отложения апт-альб-сеноманского возраста (между отражающими горизонтами М'–Г) выделяются в качестве нерасчлененного яронгско-марресалинского сеймоподкомплекса. Отложения позднемелового возраста (без сеномана) в Приновоземельской части шельфа разделяются на кузнецовско-березовский (Г–С₂) и ганькинский (С₂–С₁) сеймоподкомплексы.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Сеймоподкомплекс В'–Гп объединяет валанжин-барремские отложения (⁹K_v-br), представленные алевритистыми глинами, в верхней части толщи с прослоями алевролитов и песчаников. Сеймоподкомплекс характеризуется клиноформным строением. Клиноформные толщи довольно пологие, и на сейсмических разрезах явно выражены в центральной части Восточно-Баренцевского мегапрогиба [Государственная ... , лист S-38, 2017]. В структуре подкомплекса по волновой картине можно выделить несколько этапов проградационного заполнения бассейна, разделенные поверхностями локальных несогласий. Локальные несогласия выделяются по подошвенному прилеганию последующего цикла к верхней части клиноформы предшествующего. Эти несогласия формировались за счет понижения относительного уровня моря в результате последовательного заполнения бассейна [Мордасова, 2017]. Отражающий горизонт Гп прослежен на временах до 1350 мс.

Валанжин-готеривская толща представлена глинами с редкими прослоями алевролитов. Глины алевритистые серые, зеленоватые и темно-серые горизон-

тальнослоистые с сидеритовыми конкрециями. Алевролиты серые. В глинах встречаются обломки раковин аммонитов, иноцерамов, минерализованной древесины, водоросли, остракоды. Возраст толщи определяется находками фораминиферового комплекса с *Epistomina caracolla* Roemer, сопоставимого с поздневаланжин-готеривским «теплолюбивым» комплексом с *Trocholina* ex gr. *modesta* – *Lenticulina macrodisca* (заключение Л. В. Василенко).

В самых верхах толщи (скв. Ш-5, гл. 1586–1592 м) был найден нижнеготеривский(?) аммонит *Spectoniceras* sp. (ex gr. *versicolor* Tr.) и готеривский *Inoceramus* cf. *aucella* Trautsch. (заключение Н. И. Шульгиной). Поздневаланжин-готеривский комплекс фораминифер с элементами тепловодной фауны был определен из нижней части толщи (скв. Ш-1, гл. 1702–1707 м). Мощность отложений – 44–195 м.

Барремские отложения представлены глинами с прослоями алевролитов, редко песчаников. Глины алевритистые, иногда тонкоотмученные серые и темно-серые, коричневатые тонкослоистые. Алевролиты и песчаники кварцевые серые, зеленоватые, с глинистым, редко кальцитовым цементом. Породы характеризуются горизонтальной, волнистой и линзовидной слоистостью, иногда мультислойной (в песчаниках). На поверхности некоторых пластов песчаников наблюдаются следы течений. Присутствуют кальцитовые и пиритовые конкреции, углефицированные растительные остатки, обломки раковин моллюсков, фитопланктон в виде мелких «сгустков» сидерита, спикулы губок, фораминиферы, единичные зерна глауконита.

Из отложений (скв. Ш-1, гл. 1437–1447 м, 1480 м) выделен позднебарремский комплекс фораминифер. Присутствующая форма *Marginulinopsis spinuloses* Mjatljuk известна из верхнебарремских отложений Прикаспия и Среднего Поволжья (заключение О. А. Сочевановой). В. А. Басов [Басов, Ронкина, 1990], отмечая резкую смену фораминиферо-комплексов на границе нижнего и верхнего баррема, предполагает кратковременный перерыв на этом уровне.

Мощность всего подкомплекса может достигать в Восточно-Баренцевской СФО 1050 м.

Сейсмический подкомплекс Гн–Г₁ соответствует нижнему–среднему апту (⁸К_{1а-2}). Подкомплекс представлен отражениями различной протяженности, формирующими схемы латерального наращивания.

Основание толщи приурочено к подошве пачки песчаников, выше идет частое переслаивание песчаников, алевролитов и глин. Характерной особенностью толщи является присутствие линз и маломощных прослоев углей, углистых пород и флороносных слоев. Мощность пластов песчаников в разрезах скв. Ш-1 составляет 16–30 м, редко 40 м, а глинистых пачек – 5–10 м, редко 20 м.

Песчаники мелкозернистые серые и светло-серые кварцевые. Алевролиты серые и светло-серые. Цемент в песчаниках и алевролитах глинистый, реже кальцитовый. Глины в разной степени алевритистые темно-серые, серые с зеленоватым оттенком. В отложениях присутствуют рассеянный пирит, редкие кремнисто-кальцитовые конкреции, водоросли, редкие фораминиферы. Отложения бедны органическими остатками.

Возраст отложений определяется либо по очень бедному фораминиферовому комплексу, либо на основании определения возраста выше- и нижерасположенных толщ. На Штокмановской площади в скв. Ш-6 в шламе с гл. 1290 м определены немногочисленные фораминиферы: *Mjatliukaena* cf. *chapmani* Mjatl., *Evolutinella*(?) sp. (*E.* cf. *subevoluta* Nik et Mjatl.), *Haplophragmoides rosaceons* Subbotina, *H.* cf. *variabilis* Mjatl., предположительно среднеаптские, по аналогии с Поволжьем и Прикаспием. Таким образом, аптская толща охарактеризована очень скудным комплексом фораминифер, а часто на ее уровне шламовые пробы оказываются пустыми. Это говорит о существовавших в аптское время неблагоприятных условиях обитания фауны фораминифер, особенно в среднеаптское время максимальной регрессии морского бассейна, когда могли формироваться дельтовые, а возможно, озерно-аллювиальные отложения. Морские условия осадконакопления существовали, по-видимому, в начале аптского времени и в самом его конце.

Мощность ниже-среднеаптской толщи по сейсмическим материалам в Восточно-Баренцевской СФО – от 100 до 340 м, в Предновоземельской СФЗ – до 220 м.

Сейсмоподкомплекс Г₁–Г₁' соответствует верхнеаптско-нижнеальбской толще (⁸K₁α₃–α₁). Толща согласно залегает на ниже-среднеаптской.

Верхнеаптские отложения характеризуются неравномерным чередованием песчаников, алевролитов и глин, где наряду с отдельными мощными прослоями (до 40 м) этих пород присутствуют и пачки их тонкого переслаивания. Песчаность отложений меняется по площади незакономерно. Мощность пластов песчаников, алевролитов и глин – 20–32 м. В толще присутствуют редкие маломощные прослои углей и углистых пород. Глины преимущественно серые и темно-серые, редко известковистые, обычно алевролитовые. Алевролиты и песчаники – темно- и светло-серые кварцевые и полимиктовые, с глинистым и кальцитовым цементом. Иногда в породах наблюдаются редкие ходы червей, но часто присутствует углифицированный растительный детрит, а также водоросли(?) (сгустки пелитоморфного кальцита).

На Штокмановской площади в шламовых пробах (скв. Ш-1, гл. 780 м) среди редких фораминифер встречена форма *Rosalina dampelae* (Mjatliuk), позволявшая отнести этот комплекс, предположительно, к апт-раннеальбскому (заключение Л. В. Василенко). Большинство форм распространено в верхнем апте – нижнем альбе. Ряд форм, такие как *Coryphostoma bekensis* и *Lenticulina busatschensis* не известны выше верхнего апта, и одна форма близка к *Pallatomorphina taganensis* Mjatliuk, виду, характерному для верхнего апта Прикаспия (заключение Л. В. Василенко).

Нижнеальбские отложения представляют собой неравномерное чередование глин, алевролитов и песчаников. Состав толщи меняется по площади. В скв. Лудловская-1 они представлены глинистой толщей. Глины темно-серые с прослоями алевролитов и песчаников мелкозернистых темно-серых, серых и зеленовато-серых с глинистым и кальцитовым цементом. Выделяются углистые песчаники, а также песчаники с многочисленными частичками угля. Встречаются прослои глины слабоизвестковистой, а также кальцитовые конкреции темно-серые пелитоморфнозернистые. В породах присутствует углифицированный растительный детрит.

Мощность подразделения может достигать 600 м в Восточно-Баренцевской СФО.

Сейсмоподкомплекс $\Gamma_1'-\Gamma_2$, сопоставляемый со средне-верхнеальбской толщей ($^8K_{al_{2-3}}$), выделен в Восточно-Баренцевской СФО. Эти отложения согласно залегают на верхнеаптских–нижнеальбских слоях, в юго-западной и северо-западной частях листа перекрываются верхнемеловыми породами. Песчаники в составе толщи в основном мелкозернистые серые и светло-серые кварцевые, редко кварцево-глауконитовые с глинистым и кальцитовым цементом. Алевролиты светло- и темно-серые глинистые и известковистые. Глины алевритистые, серые, светло-серые, буровато-серые. В породах присутствует рассеянный пирит, кальцитовые конкреции, обломки раковин моллюсков, углефицированный растительный детрит. В скв. Ш-1 в шлеме с гл. 390–665 м присутствуют фораминиферы средне-верхнеальбского комплекса, большинство видов которого известно из альбских отложений Западной Сибири, Арктической Аляски [Вискунова, 2002ф].

Мощность отложений – до 220 м.

На площади Ямало-Газовской СФЦО предполагается распространение отложений ямальского типа, где в составе берриас-аптской толщи выделяются ахская и танопчинская свиты.

Ахский сейсмоподкомплекс $B-B_0$ ($^8K_{ah}$) по составу отвечает, по всей вероятности, ахской свите.

Ахская свита сложена преимущественно глинистыми породами, которые согласно, иногда с размывом перекрывают отложения баженовской и одно-возрастных 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 [Государственная ... , лист R-41, 2012].

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* K.-M.). Видовой состав и процентное соотношение спор и пыльцы позволяют датировать этот комплекс валанжин-готеривским возрастом [Бро, 1986ф]. 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 принозовемельском шельфе отложения, одновозрастные ахской свите, имеют, как и на п-ове Ямал, клиноформное строение, однако здесь клиноформные комплексы имеют восточное падение [Васильева, 2008ф]. Мощность сейсмоподкомплекса достигает 650 м.

Танопчинский сейсмоподкомплекс B_0-M' ($^8K_{tn}$), вероятно, является аналогом танопчинской свиты. В пределах Припайхойско-Приново-

земельской моноклизы сейсмоподкомплекс выходит на поверхность доплиоцен-четвертичного денудационного среза.

Танопчинская свита на п-ове Ямал представляет собой чередование пачек тонкого переслаивания глин, алевролитов и песчаников, с пластами алевролитов и песчаников, мощность которых от 0,5 до 50 м. К этим пластам приурочены залежи углеводородов. Выделяется 26 таких продуктивных пластов группы ТП. Пласты характеризуются изменчивостью по составу и мощности. В целом в нижней части свиты преобладают глинистые породы, а в верхней – больше песчаников. В верхней (в основном аптской) части свиты присутствуют прослой и линзы углей и углистых пород. Отложения свиты формировались в мелководно-морских и континентальных условиях.

Полный разрез верхнего готерива–апта изучен в скв. Белоостровская-1, где он представлен неравномерным чередованием песчаников, алевролитов и аргиллитов. Соотношение пород и характер их переслаивания меняются по разрезу, что, наряду с угленосностью, позволяет различать в составе свиты три толщи. По сравнению с разрезами п-ова Ямал, на шельфе в составе свиты увеличивается количество тонкообломочных пород, а песчаников – уменьшается. Завершается разрез свиты, как и на п-ове Ямал, песчанниковой 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.

На шельфе Карского моря глубокими скважинами вскрыта только верхняя часть танопчинской свиты. В скв. Русановская-1 (гл. 2152–2163 м, 2202–2212 м, 2291–2304 м, 2406–2414 м) установлен аптский палинокомплекс с *Cicatricosisporites australiensis*, *Ginkgocycadophytus nitidus* и *Leiotriletes* (заключение В. А. Федоровой) [Павлов, Устинов, 1988ф].

На Русановском месторождении в составе аптской части свиты выявлено семь продуктивных пластов песчаников. В кровельной песчанниковой пачке залежи газа установлены на Ленинградском и Русановском месторождениях [Государственная ... , лист R-41, 2012].

Мощность сейсмоподкомплекса на площади листа – до 900 м.

НИЖНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Яронгско-марресалинский сейсмоподкомплекс М'–Г (${}^sK_{1-2}jr-mr$) охватывает нерасчлененные альб-сеноманские отложения, соответствующие разрезу яронгской и марресалинской свит.

Яронгская свита сложена глинами зеленовато-серыми, темно-серыми и светло-серыми в разной степени алевролитистыми, слоистыми и комковатыми с редкими маломощными прослоями алевролитов кварцево-глауконитовых зеленовато-серых и характерных травяно-зеленых глауконитовых глин. В составе глин преобладают гидрослюды (45 %) либо монтмориллонит (50 %). В глинах присутствуют конкреции пирита, мелкие сферолиты сидерита, остатки раковин пелеципод, гастропод, аммонитов, фораминифер. На п-ове Ямал, в средней части свиты, выделяются от одной до нескольких

песчано-алевроитовых пачек мощностью 10–15 м (Харасавэйская площадь). К этим пачкам иногда приурочены залежи углеводородов.

Отложения содержат альбскую ассоциацию фораминифер (скв. Ленинградская-1). По мнению Л. В. Василенко, выделенные комплексы фораминифер, по массовым находкам *Ammobaculites fragmentarius*, могут быть отнесены к одноименной зоне, которая соответствует нижнему–среднему альбу. По видимому, эта фауна отвечает первому этапу морской альбской трансгрессии, проявившейся по всему Арктическому бассейну [Василенко, 1997]. Таким образом, возраст отложений яронгской свиты определяется как ранне-среднеальбский. Мощность отложений в скважинах меняется от 63 до 153 м.

Марресалинская свита сложена неравномерно чередующимися глинами, алевролитами и песчаниками, среди которых преобладают алевролиты. По преобладанию алевролитов и песчаников выделяются нижняя и верхняя толщи, разделенные более мощной средней, характеризующейся частым переслаиванием песчаников, алевролитов и глин. Завершает разрез свиты алевролитопесчаниковая пачка (20 м). Песчаники представлены зеленоватыми, буроватыми, светло-серыми и серыми мелкозернистыми плохо отсортированными разностями кварцевого и плагиоклаз-кварцевого состава, иногда содержащими зерна глауконита, с глинистым, редко карбонатным цементом. Алевролиты светлые зеленовато-серые, иногда коричневатые, кварцевые и полимиктовые, слюдястые, плохо отсортированные. Глины темно-серые, иногда коричневатые, почти черные.

В скв. Ленинградская-1 в шламовых пробах (гл. 1710–1755 м, 1675–1690 м, 1560–1630 м) обнаружены следующие альбские виды фораминифер: *Saccamina incallida* Bulatova, *S. lathrani* Tappan, *S. micra* Bulatova, *Lagenamina alexanderi* (Laeblich et Tappan), *Haplophragmoides nonioninoides* Reuss и др. [Павлов, Устинов, 1988ф].

К верхней пачке марресалинской свиты на Ленинградском месторождении приурочена газоконденсатная залежь. Еще три продуктивных горизонта выявлены в нижней части свиты. Отложения сейсмоподкомплекса выходят на дочетвертичную поверхность в краевых частях Приновоземельской моноклинали. Мощность – до 600 м.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Сейсмоподкомплекс Г₂–Д соответствует нерасчлененным верхнемеловым отложениям (⁸K₂), которые распространены в южной и северной частях Восточно-Баренцевской СФО. Верхнемеловые отложения представлены глинами с редкими маломощными прослоями алевролитов, песков и песчаников. Глины серые, темно-серые, зеленовато-серые. Встречаются глауконитовые глины. Алевролиты темно-серые; песчаники светло-серые кварцевые и зеленовато-серые кварц-глауконитовые. Цемент в песчаниках и алевролитах глинистый, редко кальцитовый. Встречается глауконит. Отложения верхнего мела выделены условно, по присутствию комплекса фораминифер. На Штокмановской площади (скв. Ш-1, гл. 390–665 м) сеноманский возраст отложений предполагается по находкам фораминифер *Trochammina*

rutherfordi, *T. wetteri*, *Textularia alcesensis*, *Spiroplectamina* cf. *plauloides*, *Verneuilinoides* cf. *perplexus* и др. (скв. Ш-1, гл. 390–665 м), характерных для сеноманских отложений Западной Канады [Вискунова, 2002ф]. Мощность – до 200 м.

Кузнецовско-березовский сейсмоподкомплекс Г–С₂ (⁸K₂kz-br) вскрыт скважинами на площадях Ленинградская и Русановская, объединяет отложения турона–кампана и по составу близок к кузнецовской и березовской свитам.

Кузнецовская свита является региональным маркирующим горизонтом, сложена темно-серыми и серыми глинами, в разной степени алевритистыми. Присутствуют редкие прослои алевролитов, глин с глауконитом, кремнистых и известковистых глин. Отложения содержат обломки раковин двустворок, аммонитов, фораминиферы туронского–раннеконьякского возраста. В морских скважинах палеонтологическое обоснование возраста отложений кузнецовской свиты получено при опробовании шлама. В скв. Русановская-1 из проб, отобранных на уровне нижней части свиты (гл. 1220–1270 м), определен своеобразный комплекс фораминифер, в котором значительная часть фауны представлена мелкими пиритизированными раковинами литуолид и атаксофрагмид. Л. В. Василенко [Василенко, 1997] отмечает, что в этих пробах встречены виды позднесеноманских – раннетуронских зон: *Tr. wetteri* – *Tr. subbotinae* – *Gaudryinopsis filiformis*; *Pseudoclavulina hastata* – *Neobulimina albertensis*; *Ammobaculites* aff. *agglutinoides* – *Bullobaculites* sp. (*Haplophragmium incomprehensibile* (Ehremeeva)). Верхняя часть свиты охарактеризована комплексом фораминифер, в котором определены виды, характерные для турон-коньякских отложений Западной Сибири. В составе комплекса представлены *Lituotuba* cf. *confusa* (Zasp.), *Recurvoides* sp., *Ammobaculites tuaevi* Zasp., *Trochammina wetteri* Stelsk et Wall, *Tr. ex gr. rutherfordi* Stelsk et Wall, *Pseudoglavulina hastata admota* Podob. и другие виды, определяющие возраст вмещающих отложений в диапазоне верхнего турона – коньяка. Мощность отложений – 60–160 м.

Березовская свита состоит из двух подсвит. Нижняя подсвита сложена серыми и светло-серыми глинами опоковидными и опоками с редкими прослоями алевролитов и песчаников, а верхняя – глинами серыми и зеленовато-серыми, иногда опоковидными. Каждая из подсвит состоит из трех пачек. Нижняя подсвита завершается маломощной (31–33 м) маркирующей пачкой крепких темно-серых и голубовато-серых глинисто-кремнистых пород с радиоляриями, спикулами губок, диатомеями, зернами глауконита и пиритом. Пачка характеризуется повышенными значениями электрического сопротивления. В основании верхней подсвиты выделяется пачка (20 м) темно-серых тонкоотмученных глин с вкрапленностью пирита. Отложения содержат комплексы фораминифер, диатомей, раковины моллюсков, которые позволяют определять возраст отложений как коньяк-кампанский. Мощность отложений меняется от 200 до 800 м. Причем мощность отложений нижней подсвиты составляет 100–374 м, а верхней – 250–400 м.

Отложения нижней подсвиты содержат редкие споры и пыльцу, обогащены остатками микрофитофоссилий хорошей сохранности, в основном верхнемеловыми динофлагеллатами (скв. Русановская-2, керн, гл. 1152,3–1156,7 м).

В верхней части нижней подсвиты (скв. Ленинградская-1, гл. 930, 970 м) отмечается увеличение количества и разнообразия спор и пыльцы покрытосемянных. Присутствуют *Tricolpites* spp., *Aquilapollenites* spp., *Kuprianipollis* spp., *Orbiculapollis globosus*, *Tricerapollis minimus* Chlonova, *Integricarpus* sp. Состав пыльцы покрытосемянных (заключение Н. К. Лебедевой) сходен с сантонским комплексом, выделенным на р. Танама (Усть-Енисейский район, слои с *Tricerapollis minimus* – *Kuprianipollis* spp.) [Павлов, Устинов, 1988ф].

Мощность сейсмоподкомплекса – до 350 м.

Ганькинский сейсмоподкомплекс C_2-C_1 ($^9K_{2gn}$) выходит на дочетвертичную поверхность в пределах Приновоземельской моноклинали. Отражающий горизонт C_1 в кровле подкомплекса принят за границу раздела маастрихтских и палеогеновых отложений. Отложения вскрыты скважинами на Ленинградской и Русановской площадях, соответствуют ганькинской свите.

Ганькинская свита сложена мелководными морскими осадками – опоконидными глинами с конкрециями кальцита, мергелей и сидерита. Выделенные в шламе комплексы фораминифер не позволяют надежно установить возраст отложений, но, по мнению Л. В. Василенко, указывают на мелководно-морские тепловодные условия, благоприятные для существования секреторной роталиндовой фауны фораминифер [Павлов, Устинов, 1988ф]. Мощность сейсмоподкомплекса – до 150 м.

КАЙНОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

Кайнозойская эратема на территории листов представлена образованиями всех трех систем: палеогеновой, неогеновой и четвертичной. В пределах шельфа отложения палеогена и неогена распространены только в Карскоморской части территории листа, Ямало-Тазовской СФцО. На суше арх. Новая Земля наблюдаются палеоген-четвертичные образования, включающие реликты палеоген-миоценовых кор выветривания, а также отложения ершовской свиты плиоцена. Отложения четвертичной системы встречаются повсеместно. Особое значение приобретают гравитационные и водно-гравитационные образования на архипелаге, формирующиеся на протяжении всего кайнозоя от момента постплатформенного возрождения Новоземельского орогена, произошедшего в начале–середине кайнозоя (в олигоцене–миоцене) и сопровождавшегося разрушением пенеплена и сопряженных с ним площадных кор выветривания, до настоящего времени.

ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

На шельфе Карского моря распространены палеоценовые и палеоцен-эоценовые отложения, которые с резким несогласием перекрываются на западе Южно-Карской синеклизы олигоцен-миоценовой(?) толщей, а на остальной площади – плиоцен-четвертичными осадками. На акватории они представлены сеймотолщами: палеоценовой тибейсалинской (между отражающими горизонтами C_1 и C') и палеоцен-эоценовой серовско-ирбитской (между отражающими горизонтами C' – D_0).

ПАЛЕОЦЕН

Тибейсалинская сейсмотолща C_1-C' ($^8P_{1tb}$) в Южно-Карской СФЗ представлена, вероятно, аналогами тибейсалинской свиты, условно выделенной в скв. Ленинградская-1 в инт. 274–420 м и в скв. Русановская-1 в инт. 262–408 м. В разрезе тибейсалинской свиты выделяются две толщи.

Нижняя толща сложена переслаиванием глинистых алевроитов и алевроитовых глин. Алевроиты серые и светло-серые слюдистые, с включениями пирита, линзами и пропластками светло-серого мелкозернистого песка; в минеральном составе легкой фракции преобладает кварц, в меньших количествах присутствует плагиоклаз. Отмечены углефицированные растительные остатки, глобулярный пирит и пиритовые конкреции. Глины алевроитистые темно-серые, с коричневатым оттенком. Мощность толщи – 73 м.

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

Возраст определен по положению в разрезе ниже характерных кремнистых отложений серовской свиты, а по бедным палеонтологическим данным, как дат-танетский. Мощность описанных отложений на Русановской площади составляет 150–180 м, на Ленинградской – 140–150 м [Павлов, Устинов, 1988ф].

Мощность сейсмотолщи на площади листа – до 180 м.

ПАЛЕОЦЕН–ЭОЦЕН

Серовско-ирбитская сейсмотолща $C'-D_0(D_2)$ ($^8P_{1-2Sr-ir}$) включает нерасчлененные палеоцен-эоценовые отложения, распространенные в юго-западной части Южно-Карской синеклизы. Они вскрыты скважинами на Ленинградской и Русановской площадях, где сопоставляются по возрасту и составу с разрезами серовской и ирбитской свит.

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

Ирбитская свита представлена глинами, диатомовыми глинами, диатомитами и песками. Возраст отложений определяется по радиоляриям и диатомовой флоре как ранне-среднеэоценовый. Мощность отложений – около 50 м.

В скв. Ленинградская-1 на глубине 270 м в толще глинистых алевролитов, глин, диатомитов и опок обнаружен комплекс фораминифер, позволяющий, по заключению Л. В. Василенко, предположить палеоэоценовый возраст вмещающих пород. Эоценовая микрофауна отобрана в шламовых пробах в скв. Русановская-1

(гл. 290 м) и в скв. Ленинградская-1 (гл. 310 м). Преобладают фораминиферы *Asanospira walteri* (Grzyb.) [Павлов, Устинов, 1988ф].

Мощность сейсмотолщи – до 100 м.

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

Атлымско-корликовская сейсмотолща D_0-D_2 (${}^8P_3-N_{at-kr}$) залегает с ярко выраженным угловым и стратиграфическим несогласием на морских отложениях палеоцена–эоцена. По особенностям сейсмоакустической записи предполагается, что в нижней части толща представлена аллювиальными, а в верхней – прибрежно-морскими (дельтовыми) фациями. Вероятно, эта континентальная и прибрежно-морская толща является аналогом олигоцен-миоценовой(?) атлымской свиты и корликовской толщи Западной Сибири [Костин, Маркина, 1995ф]. Мощность – до 50 м.

ПАЛЕОГЕНОВАЯ–ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМЫ

Представлены одним стратоном, развитым в осевой части арх. Новая Земля.

Элювий, десерпций и солифлюксий (ЕР-Н) палеоген-четвертичного времени формирования встречаются в понижениях и западинах фрагментов пенеппена – древней мезозойско-раннекайнозойской поверхности выравнивания, сохранившейся на отдельных участках на вершинах с отм. 800–1100 м (на нунатаках в районе ледника Лакруа, Серп и Молот и др.). Представлены эти образования буровато-желтыми и охристо-желтыми супесями, суглинками и глинами с примесью гравия, щебня и дресвы [Красножен, 1988]. Мощность колеблется в инт. от 0,2 до 1,0 м. Встречены в основном на кварцито-песчаниках и филлитовидных или глинистых сланцах палеозоя. Для картируемых полей развития этого стратона характерно значительное участие скальных коренных выходов палеозойских пород.

Минералогический состав супесей и глин зависит от исходного субстрата. Набор минералов тяжелой фракции в них очень ограничен. Гидроокислы железа присутствуют во всех спектрах в большом количестве, иногда до 70 % и обуславливают охряно-желтую и буроватую окраску пород. Результаты рентгеноструктурного анализа глинистой фракции показывают, что среди новообразований, помимо гидрослюды (до 60 %), хлорита (25–30 %) и смешаннослойных глинистых минералов (до 5–10 %), в значимом количестве присутствует каолинит (до 10 %). Последний указывает на существование здесь каолиновой коры выветривания, характерной для пенеппена – когда-то единой и обширной поверхности предельного выравнивания (нивелирования) протяженного позднегерцинского Новоземельского орогена – крайней северной части Урало-Монгольского пояса. В образованиях обнаружены смешанные палеоген-раннеэоценовые спорово-пыльцевые спектры и переотложенный мезозойский комплекс. Так, в палинокомплексах из разрезов элювия (рис. 7) с привершинной поверхности северо-восточнее пика Северный на абс. отм. около 1000 м (листы S-40-IX, X [Красножен, 1988]) доминирует миоценовая

пыльца хвойных разнообразного состава (*Picea*, *Cedrus*, *Pinus* s/g *Haploxyton*, *Tsuga* и др.), единично встречается пыльца листопадных широколиственных пород – *Quercus*, *Tilia*, *Carpinus*, *Ulmus*, *Corylus*, *Castanea*. В разрезе южного побережья губы Митюшиной, в районе ледника Буля, на нунатаке с абс. отм. 830 м, кроме привнесенной молодой дальнезаносной пылицы древесных пород (*Pinus*), кустарников и травянистых растений (*Artemisia*), определены зерна *Picea* sp., *Picea omarica*, *Leiotriletes* sp. палеогенового возраста, а также очень хорошей сохранности слабофоссилизированное зерно *Juglans* sp.

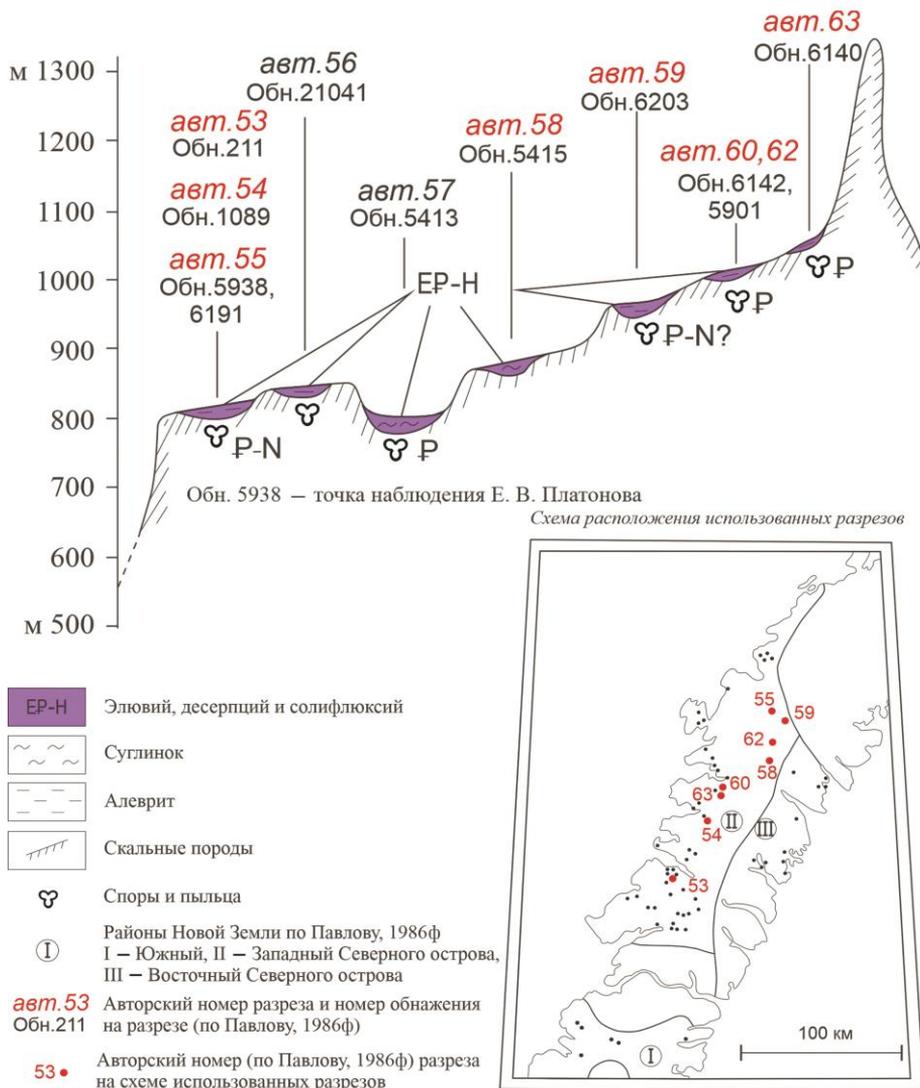


Рис. 7. Схема корреляции палинологически охарактеризованных разрезов элювия, делювия, солифлюксия на фрагментах древнего Новоземельского пенеплена (по материалам А. С. Красножен [Павлов, 1986ф; Красножен, 1988]).

Рассматриваемые образования являются продуктами разрушения и переработки площадных кор выветривания каолинового профиля, образовавшихся при пенепленизации некогда обширного герцинского орогена. Пенепленизация его происходила в несколько этапов (поздний триас, средняя юра, ранний мел) с глубокой планацией палеогорной страны и, вероятно, к концу мезозоя – началу кайнозоя, на площади, соответствующей современному архипелагу, сформировался чехол с мощными корами выветривания каолинового профиля. Последовавшее в олигоцене–миocene неотектоническое возрождение горной страны – постплатформенный орогенез, аналогичный такому же возрождению, зафиксированному для более южных частей коллизийного пояса – на Полярном, Северном Урале и Пайхое [Государственная ... , лист R-41, 2012; Зархидзе, 2008ф; Зархидзе, 2011ф; Зархидзе, 2015ф; Государственная ... , лист P-40, 2005; Q-40, 2013; Q-41-XXV, 2013; Q-41-XXVI, 2017], привел к локализации фрагментов древней поверхности выравнивания и глубокому размыву образований. Встреченные фрагменты разрезов характеризуются незначительной мощностью, хлорит-гидрослюдистым профилем с участием каолинита (очевидно, это корни коры выветривания), а также полимодальными кривыми распределения гранулометрического состава. На основании геоморфологического положения на фрагментах пенеплена и выявленных палеогеновых палиноспектров, а также с учетом современной переработки процессами морозного выветривания и денудации, возраст элювиальных образований определяется как палеоген – настоящее время. Мощность – до 5 м [Красножен, 1988].

НЕОГЕНОВАЯ–ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМЫ

Стратоны, отнесенные к нерасчлененным неогеновой и четвертичной системам, представлены образованиями склонового фациального ряда. Выделение их в таком генетическом варианте (так же, как и в некоторых фациально близких им подразделениях, приведенных ниже, в разд. «Четвертичная система»), объясняется мелким масштабом карт, и сильнорасчлененным рельефом горной части (с амплитудой от 100 до 1600 м), где они развиты.

Элювий, делювий и десерпций с участием коллювия нерасчлененные (EDR N-H) зафиксированы в пределах архипелага на поверхности выравнивания с абс. отм. 600–800 (900) м горного сооружения Новой Земли. Представлены глыбами, щебнем, дресвой с супесчаным и суглинистым заполнителем. Пятна хлорит-гидрослюдистой коры выветривания [Красножен, 1990] в районе губы Митюшиха и др., геоморфологическое положение в рельефе ниже палеонтологически охарактеризованных фрагментов пенеплена (с отм. 1000–1600 м), позволяют считать время их формирования как неогеновое, с последующим разрушением поверхности и накоплением более молодых водно-гравитационных образований (часто под маломощным фирновым покровом) в четвертичное время вплоть до голоцена. Мощность – от 0,5 до 8 м.

Коллювий (сN-H) со значительным участием скальных выходов палеозойских пород приурочен к обвально-осыпным склонам высотой 300–500 м над днищами межгорных депрессий. Такие склоны, как правило, ограничи-

Восточное (Карское) побережье
Северного острова Новой Земли

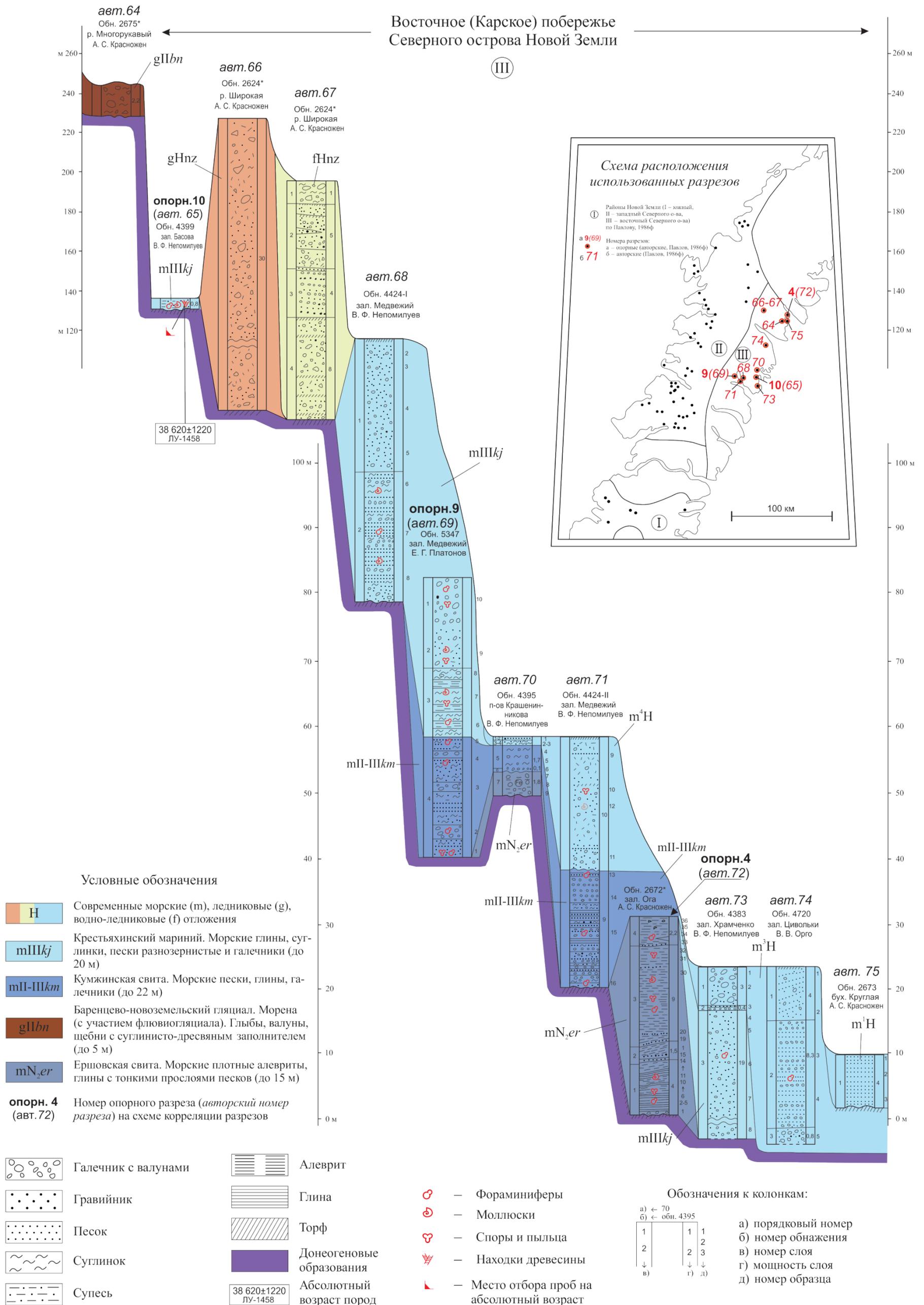


Рис. 8. Схема корреляции для опорных разрезов Восточного (Карского) побережья архипелага, по А. С. Красножен [Павлов, 1986ф].
Вертикальный масштаб для литологических колонок 1 : 300.

вают фрагменты пенепленезированной поверхности на вершинах гор. Представлен глыбами, щебнем, дресвой с супесями, суглинком, мощность которых увеличивается к подножию склонов, достигая 10–15 м. Прослеживание его на нисходящих склонах, от пенепленезированных поверхностей до современных плоских днищ, дает возможность считать длительность формирования от позднего миоцена до настоящего времени. Мощность – до 15 м.

НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ–ПЛИОЦЕН

Ершовская свита (mN_{2er}) выделена А. С. Красножен [Красножен, Барановская, 1982; Павлов, 1986ф]. Встречена в разрезах в центральной части Новой Земли в устье р. Лиственничная (листы S-40-XXXI,XXXII) [Красножен, 1988], на оз. Невзорова (листы S-39-XXXV,XXXVI) [Красножен, 1988] и на берегах зал. Ога (листы S-40-XVII,XVIII) [Труфанов, 1990], где представлена морскими плотными крупноскольчатými алевритами, глинами с тонкими прослоями песков, которые залегают на палеозойских породах и перекрыты осадками четвертичного возраста – от среднечетвертичных до голоценовых.

У залива Ога (рис. 8) в опорном разрезе свиты [Павлов, 1986ф] (опорн. 4 (авт. 72)*, на аргиллитах среднего карбона залегают:

- | | |
|---|-------|
| 1. Алевриты известковистые синевато-серые с <i>Portlandia</i> aff. <i>arctica</i> (Gray), с обилием фораминифер и представительными палинокомплексами. В основании плотные глины с угловатыми обломками известняков и алевролитов | 4,0 м |
| 2. Алевриты синевато-серые с прослоями песка тонкозернистого желтовато-серого | 1,5 м |
| 3. Алевриты песчанистые серые с редкими прослоями песка тонкозернистого светло-серого с обилием фораминифер, палинокомплексами и раковинами морских моллюсков | 9,5 м |

Общая мощность – 13 м.

В фациальном аналоге свиты – разрезе (опорн. 23) в низовьях р. Лиственничная вскрывается ритмично построенная пачка (мощностью 5,5 м) с преобладанием алевритов темно-серых плотных горизонтальнослоистых с обилием фораминифер. В каждом ритме снизу вверх происходит постепенное замещение алеврита на супесь с переходом в кровле в тонкий прослой тонкозернистого песка. Ниже залегают пачка (3 м) синевато-серой глины с морской микрофауной [Красножен, 1988]. В районе оз. Невзорова [Красножен, 1988] в основании толщи фаунистически охарактеризованных ершовских глин фиксируется их базальная пачка (в которой преобладают галечники и пески) с прослоем валунника в основании. Состав обломочного материала отвечает составу местных пород.

* Здесь и далее указан номер опорного разреза в прил. 7, в скобках приведен авторский номер разреза.

По всем разрезам свиты встречены многочисленные фораминиферы, среди которых доминирует стеногалинный сублиторальный вид *Cassidulina reniforme* (Norv.), принятый руководящим видом плиоцена Российской Арктики (определение О. Ф. Барановской [Красножен, Барановская, 1982; Павлов, 1986ф]). Реже встречаются *Cyclogyra involvens* (Reuss), *Milionella circularis* (Born.), *Quenqueloculina* cf. *longa* Gud., *Pyrgo williamsoni* (Silv.), *Retroelphidium* ex gr. *clavatum* (Cushman), *Griboelphidium goesi* Stsched., *Fursencoina gracilis* Gud., а также морские моллюски *Yoldiella* cf. *lenticular* (Mull.) и др. [Красножен, 1988]. Свита характеризуется бореальным палинокомплексом с NAP – 16–37 %, AP – 2–10 %, Spores – 60–80 %, где в группе NAP доминируют семейства Asteraceae, Caryophyllaceae. Присутствует пыльца Polygonaceae (*Bistorta*), Rosaceae, Ranunculaceae, Sakifragaceae, Brassicaceae, *Artemisia*, Poaceae, *Carex*. В группе Spores доминируют *Lycopodium*, Polypodiaceae.

Микро-, макрофаунистические данные и палинокомплексы (определения О. Ф. Барановской, Е. С. Малясовой [Красножен, 1988; Труфанов, 1990]) указывают, что ершовские отложения образовались в трансгрессивную фазу развития плиоценового палеобассейна в бореальной климатической зоне. По палеонтологическим корреляциям и согласно серийной легенде [СЛ, 2003ф] возраст ершовской свиты принимается как плиоценовый. Мощность свиты – до 15 м [Труфанов, 1990].

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Четвертичные образования рассматриваются 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 ГК 1000/3 [СЛ, 2009ф], с изменениями и дополнениями, выполненными в соответствии с данными ГК-200/1 [Павлов, 1986ф; Павлов, 1982ф; Красножен, 1988; Красножен, 1990; Труфанов, 1990] и тремя региональными схемами согласно районированию территории. Для Северобаренцевского и Предновоземельского районов Баренцевской подобласти использовалась «Рабочая региональная стратиграфическая схема расчленения четвертичных отложений северо-востока европейской части» от 1986 г.; для Новоземельской подобласти использовалась «региональная стратиграфическая схема Урала (унифиц.), 1995 г.» с изменениями на 2006 г.; для Северокарского и Приновоземельского районов Карской подобласти – «Региональная стратиграфическая схема Западной Сибири, 2000 г.».

Следует отметить, что острова арх. Новая Земля, являясь источником сноса (особенно с альпинотипного рельефа их горной части), интенсивно разрушаются экзогенными процессами (преимущественно комплексной денудацией с преобладанием на отдельных участках абразии либо экзарации и эрозии). Последние так же активно разрушают аккумулятивный чехол и формы рельефа, созданные на каждом предшествующем этапе становления территории. Это интенсивное разрушение выполнено (в том числе и современным) обширным ледником, значительно уменьшившим свою площадь за последние

Западное побережье Северного острова Новой Земли

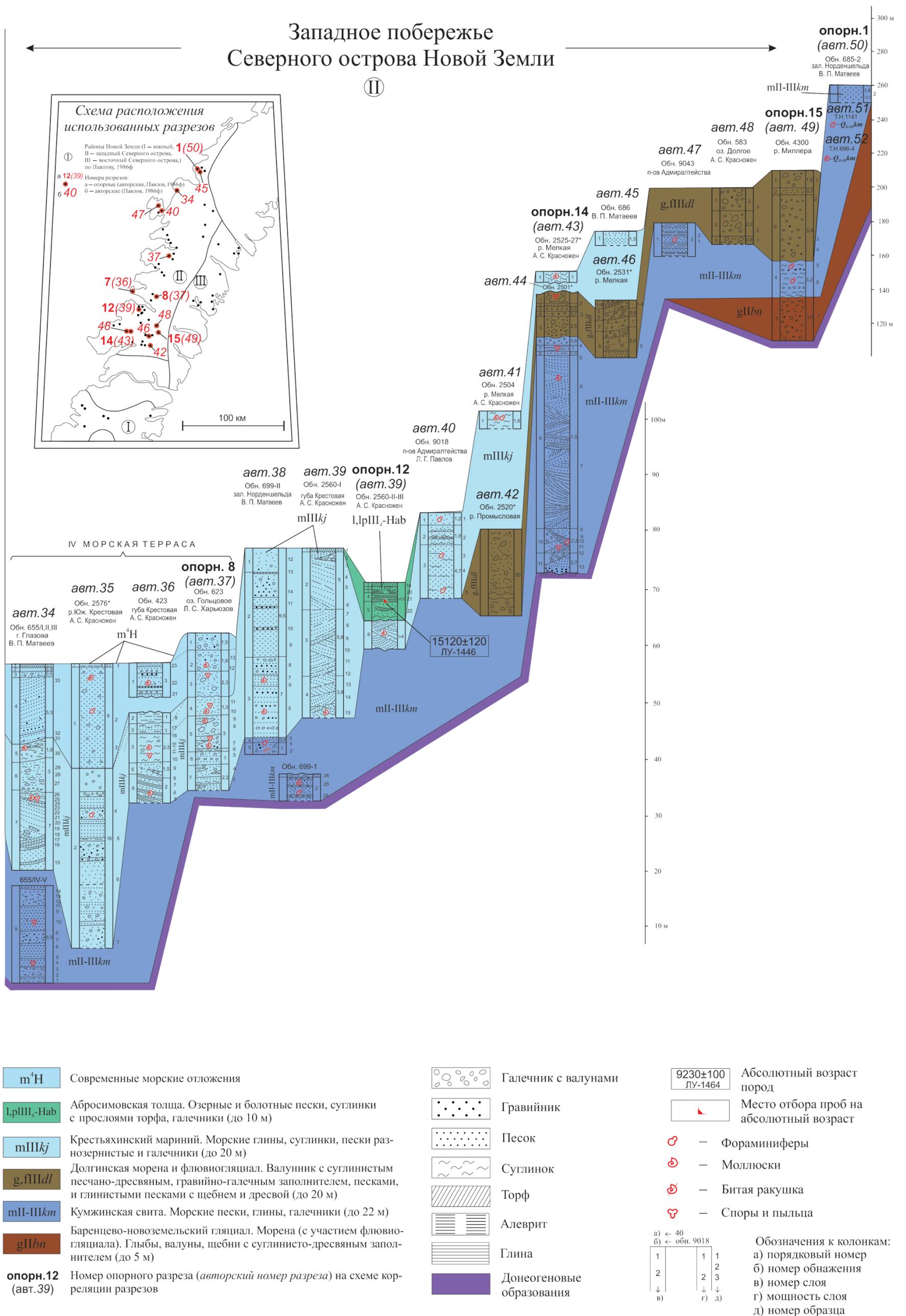


Рис. 9. Схема корреляции средне- и верхнеплейстоценовых подразделений западного побережья Северного острова Новой Земли (по А. С. Красножен [Павлов, 1986ф]).

сотни лет. Поэтому полностью сохранились лишь современные формирующие морены Новоземельского оледенения.

Более древние средне- и позднечетвертичные морены наблюдаются на суше лишь фрагментарно, часто в виде внемасштабных пятен и в разрезах под более молодыми морскими осадками в пределах прибрежной равнины и в сквозных долинах, где преобладает, как правило, структурный бенч. Зато разгружаясь на акватории, ледники образовывали обширные подводные валы и гряды. Сартанское покровное оледенение было меньше современного и перекрыто им [Павлов, 1986ф]. Закартирован лишь незначительный чехол (до 5–20 м) плосковершинных и маломощных морен сартанских горно-долинных ледников на восточном побережье Новой Земли.

Вопросы стратиграфического расчленения, возраста и корреляции четвертичного чехла акватории и островов Новой Земли являются предметом непрекращающейся дискуссии. Наибольшие расхождения обнаруживаются при решении проблем происхождения толщ гелазско-эоплейстоценовых и нижне-, среднеэоплейстоценовых отложений, заключающих пласты диамиктонов, которые до сих пор, несмотря на наличие в них *in situ* морской или пресноводной фауны, рассматриваются значительным рядом исследователей в качестве морен континентальных оледенений. Альтернативная концепция, опирающаяся на результаты среднемасштабных площадных геологосъемочных, инженерно-геологических работ, постулирует арктическо-водное (ледово-бассейновое), в том числе ледниково- и ледово-морское происхождение этих образований.

На суше и акватории четвертичные отложения с угловым несогласием и глубоким размывом залегают прерывистым плащом на эродированной кровле мезозойских и палеозойских пород, а на Карском шельфе – палеоген-миоценовых осадках. Большая часть таксонов, картируемых в пределах акватории, представлена сейсмостратиграфическими комплексами и пачками.

Последние из-за различий в типизации и условности при корреляции со странами суши, рассматриваются отдельно, в разд. «Акватория».

АРХИПЕЛАГ (СУША)

В Новоземельской подобласти на арх. Новая Земля [Павлов, 1986ф; Павлов, 1982ф; Красножен, 1988; Красножен, 1990; Труфанов, 1990] четвертичные отложения сохранились фрагментарно и достигают местами мощности до 25 м в пределах абразионно-аккумулятивных морских террас и от 1 до 30 м в областях развития ледниковых, флювиогляциальных и склоновых образований.

В пределах описываемого листа на суше, ограниченной с запада и востока Баренцевым и Карским морями, помимо обилия скальных докайнозойских пород, очень широко развиты образования склонового фациального ряда (элювий, делювий, коллювий, десерпций, солифлюксий). Это продукты денудационного разрушения рельефа горного сооружения от эоплейстоцена до голоцена при амплитуде расчленения в 1000 м и более (от 1600 м в горах до 100 м в днищах сквозных долин Русанова, Гольцова и др.). Поэтому в масштабе карты определяются лишь обширные поля элювиально-делювиальных (e,d), элювиально-десерпционных (e,dr) и др. гравитационных

и водно-гравитационных образований с повсеместным значительным участием коренных выходов скальных пород.

Следы охватывавших острова разновозрастных оледенений сохранились спорадически в понижениях и на пологих склонах гор, в виде пятен или полос конечных, боковых, срединных морен и флювиогляциала «среднечетвертичного» баренцево-новоземельского, «верхнечетвертичных» долгинского, литкенского и современного новоземельского оледенений.

На этапах нисходящих тектонических движений (погружения) по периферии архипелага и в его сквозных долинах сформировались абразионно-аккумулятивные морские террасы с прерывистым чехлом осадков: листовничной толщи, кумжинского и крестьяхинского мариния, абросимовской толщи и мариния низких морских террас голоцена.

ЭОПЛЕЙСТОЦЕН–ГОЛОЦЕН

Нерасчлененные делювий, коллювий эоплейстоцена–голоцена (d,cE-H) выделены на склонах хребтов в горной части Новой Земли. Наблюдаются на обширных участках в своде Северо-Новоземельского антиклинория, например, в междуречье Безымянная–Пуховая и др. Это неравномерный чехол (от 1,5 до 5 м) глыбника, щебня и дресвы, прерываемый отдельными выходами коренных пород палеозоя. Возраст этих образований условно определяется приуроченностью к нисходящим склонам неогеновой поверхности выравнивания [Павлов, 1986ф] (которую они разрабатывают донныне) как эоплейстоцен-голоценовый. Мощность – до 5 м.

НЕОПЛЕЙСТОЦЕН

Неоплейстоцен представлен подразделениями морского, ледникового и склонового фациальных рядов.

Нижнее звено

Лиственничная толща (mls) выделена в серии разрезов на побережье Карского моря (листы S-40-XXXI, XXXII), а также во врезях педиплена (абс. отм. 400–500 м) на междуречье Рогачевой и Вадеги несколько южнее границы листа. Представлена морскими суглинками и супесями с прослоями валунника мощностью до 3 м. Наиболее изученный опорный разрез (опорн. 22) [Красножен, 1988] расположен в низовьях р. Лиственничная, где обнажены (снизу вверх):

1. Суглинки темно-серые мелкокомковатые с обломками и галькой местных пород (верхней перми) и двумя прослоями (по 0,2 м) валунника 1,2 м
2. Супесь темно-серая вязкая с обломками и плохоокатанной галькой песчаников и алевролитов 0,12 м

Отложения содержат многочисленные фораминиферы: *Lagena apiopleura* (Loebl. et Tapp.), *Bucella depressa* And., *B. frigida* Cush., *Cibicides lobatulus* (Walk. et Jac.), *Nonionella auricula* Heron-Allen et Barl., *Retroelphidium atlanticum* (Gud.), *Criboelphidium granatum* Gud., *Cassandra inflata* Gud.,

Islandiella islandica Norv., *Trifarina fluens* Todd. и др. Состав и количество фауны свидетельствуют о формировании вмещающих отложений в условиях холодноводного бассейна в зоне приостровного мелководья с неблагоприятной для развития фауны абиотической средой. В спорово-пыльцевых комплексах преобладают пыльца трав (17–42 %) и споры (13–57 %). Господствует пыльца *Betula nana* (58–62 %), Gramineae (16–67 %), Caryophyllaceae (14–32 %); встречена единичная пыльца разнотравья: Rosaceae, Primulaceae, Asteraceae и др. Спектры отражают растительность кустарниковой тундры с климатом теплее современного. Комплексы фораминифер и споро-пыльцы сходны с комплексами ниже-среднечетвертичных отложений архипелага [Красножен, 1988]. Раннеэоценовый возраст определяется по геоморфологическому положению отдельных разрезов на абс. отм. 400–500 м во врезках древнего педиплена, что гораздо выше береговой линии средневерхнеэоценовой кумжинской трансгрессии [Красножен, 1988] и, предварительно, соотносится со второй половиной кундравинского надгоризонта. Мощность – до 3 м.

Нижнее звено–голоцен

Нерасчлененные элювий и делювий с участием солифлюксия (e,dl-H) развиты на уплощенных поверхностях водоразделов (педиплена) с абс. отм. 400–600 м в предгорьях и низкогорье Кармакульской седловины. Характерно, что начало формирования определяется накоплением образований на поверхности выравнивания с фрагментарно сохранившимися отложениями вышеприведенной листовичной толщи. Широко развитые элювиальные и делювиальные образования представлены глыбником, щебнями с дресвяно-суглинистым заполнителем, дресвяниками. Мощность – до 10 м.

Среднее звено

Среднее звено в пределах суши представлено образованиями баренцево-новоземельского ледникового фациального ряда.

Баренцево-новоземельский гляциал (gllbn) (с участием флювиогляциала), идентифицируемый как донная и конечная морена максимального горно-покровного оледенения архипелага и флювиогляциальные образования, связанные с ним, отмечены [Красножен, 1990; Труфанов, 1990] на отдельных участках. Разрезы стратона – опорн. 14 и 15 (авт. 43 и 49 [Павлов, 1986ф]) часто перекрыты отложениями кумжинского мариния и сохранились в днищах межгорных впадин и «сквозных долин» горного сооружения [Красножен, 1990], например, в верховьях р. Миллера (листы S-40-XXI,XXII) на абс. отм. 220 м.

Образования представлены глыбами, валунами, щебнями, иногда с суглинисто-дресвяным заполнителем серовато-желтого цвета. Встречены разрезы слоистой морены, выполненной преимущественно окатанным материалом с галькой окатанной и полуокатанной, различных размеров и состава: присутствуют диабазы, известняки, кварц, аргиллиты. Возраст определяется в объеме среднеуральского надгоризонта.

Очевидно, что среднелепистоценовое оледенение, перекрывая практически весь Северный остров Новой Земли, по системе фиордов, продольных и дискордантных им поперечных желобов выходило далеко за пределы архипелага, что фиксируется по сейсмоакустическим данным в пределах акватории Баренцева и Карского морей. Залегание данного гляциала под кумжинским маринием среднего–верхнего неоплейстоцена и нахождение на юге острова морских и аллювиально-морских осадков низов среднего плейстоцена, охарактеризованных остракодами и моллюсками [Красножен, 1988], фиксируют возрастной интервал образования баренцевоморского оледенения днепровским либо московским временем. Мощность – более 5 м.

Среднее–верхнее звенья нерасчлененные

Представлены одним стратонамом, сформированным в эпоху бореальных трансгрессий (стадии 9, 7, 5 МИС) в пределах арх. Новая Земля и названным кумжинской свитой.

Кумжинская свита (mll–lllkm) выделена А. С. Красножен с названием по р. Кумжа, в верховьях которой описана серия ее опорных разрезов [Красножен, Барановская, 1982]. Отложения свиты развиты в пределах морской равнины, сохранившейся на отдельных участках в интервале высот 200–300 м на восточных и западных склонах гор и предгорий, по бортам сквозных долин озер Ледниковое, Гольцовое, долины Русанова и крупных рек – Вадега, Мелкая и др. и понижениях структурно-грядового бенча [Красножен, 1988; Красножен, 1990; Труфанов, 1990]. Части разреза встречаются и в цоколях более молодых террас ниже абс. отм. +200 м и прослежены до абс. отм. +40 м (п-ов Адмиралтейства). Залегает, как правило, на отпрепарированных породах палеозоя либо ледниковых среднечетвертичных отложениях [Красножен, 1990]. Кумжинские осадки перекрываются в горной части территории долгинскими мореной и флювиогляциалом, а на прибрежной равнине – морскими крестьяхинскими песками, глинами, галечниками каргинского времени. В разрезе присутствуют пачки переслаивания морских глин и песков (мощность слоев 10–20 см) мощностью до 1,5–3,0 м, сформированные в пределах литорали и сублиторали.

Характерной особенностью кумжинских отложений является фациальная изменчивость осадков, связанная как с морфологией дна, изрезанностью береговой линии, так и с закономерным смещением фаций, обусловленным развитием кумжинской трансгрессии. Кумжинская толща имеет четко выраженное трехчленное строение, отвечающее стадиям трансгрессии: начальной фазе – до 240 м, максимальной фазе – до 300 м и регрессивной – ниже 150 м [Красножен, 1988]. Фациальная изменчивость каждой фазы имеет четкую последовательность: пески – песчанистые глины – галечники, постепенно сменяющие друг друга по направлению к палеобереговой линии (опорн. 1, 2, 9, 14, 15 (соответствующие авт. 50, 22, 69, 43, 49 [Павлов, 1986ф]) (см. рис. 8, 9).

Нижняя часть свиты, отвечающая начальной стадии трансгрессии до 220–240 м, в относительно глубоководных фациях представлена песками с тонкими (5–10 см) прослоями глин и супесей. Песок желтовато-серый и серый тонкозернистый полимиктовый, часто иловатый. В отдельных прослоях пески

тонко-диагонально-косослоистые. Глина темно-серая плотная. Супесь темно-серая пылеватая, часто в виде примазок по слоистости. Более мелководные фации сложены глинами, суглинками и песками с богатым комплексом фораминифер, моллюсков и остракод. Мощность нижней части – до 5 м.

Средняя часть свиты, соответствующая максимальной (эвстатической) фазе трансгрессии до отметок 300 м, сложена песками с прослоями и линзами глин, супесей. Песок серовато-желтый и серый мелкозернистый, пылеватый, полимиктовый. Супесь темно-серая вязкая. Глины синевато-серые, пятнисто-серо-желтые, часто песчанистые с включениями окатанных обломков бурого угля и угольной крошки. Отложения горизонтальнослоистые, прослоями (0,2 м) диагональнослоистые. Мощность средней части – до 7 м.

Верхняя часть свиты – регрессивная, прослеживается ниже абс. отм. 140–150 м. Повсеместно это грубообломочные породы, представленные чередованием пачек (0,5–1,5 м) галечника, часто песчано-гравийного галечника, и тонкого переслаивания песка с супесью. Галечник серый с разнозернистым песком и гравием. В отдельных пачках в нижней части разреза песок тонкозернистый, переслаивающийся (через 2–10 см) с гравийно-галечными отложениями и супесью. Мощность верхней части – 5–6 м.

В толще содержится большое количество ископаемых остатков фауны и флоры: фораминиферы, моллюски, остракоды, спикулы губок, иглы морских ежей, зубы рыб (редко), споры и пыльца, обрывки водорослей. Во всех группах содержатся представители от арктических до бореальных, а среди фораминифер – бореально-лузитанских форм. Вся фауна морская, шельфовая, главным образом из групп обитателей сублиторали, а среди моллюсков – и литорали.

Характерной особенностью комплекса фораминифер (по О. Ф. Барановской) является массовое присутствие (тысячи экземпляров) бореального вида *Trifarina kokozuraensis* (Asano), скопления цибицидесов, преимущественно *Cibicides lobatulus* (Walk. et Jac.). Обильны и разнообразны представители родов *Lagena*, *Oolina*, *Bucella*, *Elphidiella*, *Discorbis* и др., а также большие скопления астрононионов и кассидулин [Красножен, Барановская, 1982]. В более глубоководных ассоциациях доминируют *Trifarina kokozuraensis* (Asano), *Cassidulina reniformis* Norv. В более мелководных – *Lagena apiopleura* Loeb. et Tapp., *Astrononion gallowayi* Loeb. et Tapp., *Retroelphidium atlanticum* (Gud.) и др., а в самых мелководных – *Islandiella helena* Feil.-Hans. et Buzas, *I. sublimbata* Asano (или *Haynesina orbicularis* Brady), *Elphidiella asklundi* Brotz.

Характерными видами моллюсков являются *Chlamys islandica* (Mull.), *Astarte borealis* (Schum.), очень крупные раковины *Buccinum undatum* Linn., *Mytilus edulis* Linn., *Natica clausa* Brod. et Sow., а на Карском побережье типично бореальный вид *Littorina littorea* L. Пыльцу и споры глубоководные разрезы свиты не содержат. В разрезах верхней сублиторали выделены палинокомплексы растительности южных тундр. В них доминируют пыльца кустарников и трав (*Salix*, *Betula nana*, *Ericacea*, *Dryas*, *Saxifraga*), а также споры зеленых мхов.

По результатам съемочных работ [Красножен, Барановская, 1982; Павлов, 1986ф], эти отложения датируются средне-позднечетвертичным временем и параллелизуются с тазовским, казанцевским горизонтами и низами зырянского надгоризонта (коррелятами из Западно-Сибирской региональной схемы).

Нижний возрастной предел подтверждается датировкой уран-ториевым методом ($146\ 000 \pm 8000$ лет) раковин *Mya truncata* Linn. на Южном острове из разреза свиты на абс. отм. +200 м [Павлов, 1982ф]. По аналогии с соответствующими бореальными отложениями Енисея [Зубаков, 1986], датированными в инт. 120–230 (до 320(?)) тыс. лет, и морскими отложениями высоких террас п-ова Канин и Кулойского плато (120–140 и 200–230 тыс. лет), возраст кумжинской свиты предполагается в объеме от 7-й до 5-й изотопных стадий. Мощность – до 22 м [Красножен, 1990].

Среднее звено – голоцен

Интервал выполнен одним стратонамом склонового фациального ряда.

Делювий (с участием солифлюксия) (dll-H) распространен в западной части острова на склонах горных массивов и хребтах выше береговой линии кумжинской трансгрессии (около 300 м), подвергшихся значительной экзарации средне-, верхнечетвертичных оледенений и эрозии. Эти протяженные склоновые покровы представлены глыбами, щебнем и дресвой. Мощность – до 5 м.

Верхнее звено

Звено представлено тремя подразделениями в ледниковых, флювиогляциальных и морских фациях.

Долгинская морена и флювиогляциал (g,filldl) названы по оз. Долгое [Красножен, 1990], где образует стадиальные морены на выходе из гор. Эти отложения выстилают днища долин р. Русанова, верховой рек Мелкая, Промысловая (листы S-39-XXV,XXVI; S-40-XIX,XXVI), Безымянная (листы S-40-XXV,XXVI). Они изучены на побережье оз. Ледниковое (листы S-40-XV,XVI) и др., но имеют фрагментарное распространение, преимущественно в верховьях многих крупных долин и на пологих склонах гор, так как гипсометрически ниже были размыты водами крестьяхинской трансгрессии. Представлены ледниковыми и водно-ледниковыми валунниками с суглинистым, песчано-дресвяным, гравийно-галечным заполнителем, песками и глинистыми песками с щебнем и дресвой.

Опорный разрез 14 (авт. 43 и 44 [Павлов, 1986ф]) известен в среднем течении р. Мелкая, где над гравийниками и галечниками кумжинской толщи на склоне гряды с абс. отм. 140 м обнажаются (снизу вверх) отложения.

- | | |
|--|-------|
| 1. Валунно-дресвяные гравийники | 2,5 м |
| 2. Валунник с песчано-дресвяным либо гравийно-мелкогалечным заполнителем, вверх сменяющимся суглинком, с единичным прослоем (0,3 м) глинистого песка с гравием, дресвой, галькой и отдельными валунами | 4,5 м |
| 3. Долгинский флювиогляциал в верховьях р. Мелкая представлен (снизу вверх): | |
| 4. Дресвяно-валунные отложения с примесью суглинка более | 2,6 м |
| 5. Валунный галечник промытый с дресвой | 1,8 м |
| 6. Песок разнозернистый полимиктовый серый | 0,2 м |

Выше по неровной границе залегают пески крестьяхинской толщи. Органических остатков в этих разрезах нет.

Положение долгинской морены и флювиогляциала в разрезах на кумжинской свите и залегание под осадками крестьяхинской свиты (например, в опорн. 14), а также геоморфологическое положение по долинам выше площадей развития более молодого крестьяхинского мариния, указывает на ханзейское время их формирования. Мощность – до 20 м [Красножен, 1990].

Крестьяхинский мариний (mlllkj) протяженными и широкими полосами распространен преимущественно на Баренцевоморском побережье Новой Земли от зал. Норденшельда до мыса Сухой Нос, более локально на Карском побережье. Он слагает аккумулятивный чехол морской террасовидной равнины на абс. отм. от 60–80 до 200 м, а также цоколь более молодых террас ниже 60 м (низких голоценовых террас на отм. 2–40 м). Крестьяхинские осадки согласно, а местами с размывом, залегают на кумжинских регрессивных образованиях, реже – на долгинской морене и флювиогляциале либо ложатся на коренные породы. Верхний контакт мариния характеризуется постепенным переходом к озерно-болотным осадкам абросимовской толщи [Павлов, 1981ф]. Свита представлена морскими глинами желтовато-серыми, суглинками темно-серыми, песками разнотернистыми серыми и галечниками [Красножен, 1990]. Отмечается трехчленное строение крестьяхинского мариния (опорн. 2, 8, 9, 10, 11, 14, 18; соответствующие авторские номера – 22, 37, 69, 65, 24, 43, 3 по [Павлов, 1986ф]).

Нижняя часть толщи, соответствующая I фазе трансгрессии, – до 140 м, характеризуется ритмично построенными песчано-гравийными галечниками мощностью до 18 м. Ритмичность проявляется в чередовании пачек (1,0–1,2 м) галечников серых косослоистых, гравийников, разнотернистых песков и пачек (4–6 м) песков желтовато-серых мелкозернистых линзовидно-диагональнослоистых с тонкими прослоями супеси.

Средняя часть крестьяхинского мариния, отвечающая максимуму трансгрессии, развита до 200 м – толща глин, суглинков и галечников у палеобереговой линии.

Верхняя часть представлена осадками регрессивной фазы (абс. отм. 120 м и ниже, до уровня моря) – галечники темно-серые с прослоями песка тонко и крупнозернистого, суглинки серые и синевато-серые комковатые с валунами и галькой.

Из органических остатков выделены фораминиферы, моллюски, древесина, споры и пыльца, а также единичные остракоды [Красножен, 1988; Красножен, 1990]. По заключению О. Ф. Барановской, отличительными чертами крестьяхинского комплекса фораминифер являются большая, по сравнению с кумжинскими отложениями, холодноводность и присутствие в значительных количествах характерных видов арктического мелководья – *Elphidiella arctica* (Park. et Jon.) и *E. groenlandica* (Cushm.). Крестьяхинские комплексы свидетельствуют также о меньшей солёности палеобассейна.

По палинологическим данным устанавливается чередование периодов похолодания и потепления. Для холодных интервалов – перигляциальная растительность, для теплых – тундровая [Труфанов, 1990].

Радиоуглеродным методом датирована древесина из крестьяхинского разреза в зал. Басова на абс. отм. +120 м с датой $38\ 620 \pm 1220$ лет [Труфанов, 1990], а также древесина на той же высоте на р. Безымянная (листья

S-39-XXIX,XXX) с датой $40\,330 \pm 940$ лет (прил. 8) [Красножен, 1988], что дает возможность соотнести возраст этого мариния с невьянским временем. Толще крестьяхинского мариния соответствуют осадки 35–40 метровых морских террас Печорской низменности и Пай-Хоя [Данилов, 1978; Крапивнер, 1976; Данилов, 1984; Зархидзе, 2011ф; Зархидзе, 2015ф]. Значительно превосходящие их отметки крестьяхинских террас свидетельствуют о гораздо больших вертикальных перемещениях на этапе современной неотектонической активности Новой Земли по сравнению с побережьями материка. Мощность мариния – до 20 м [Красножен, 1988].

Литкенская морена и флювиогляциал (g,fllllt) выделены в районе рек Абросимова, Красная. Представлены щебнистыми валунниками, валунными суглинками и галечниками. Встречаются фрагментарно в северной части южного острова по обе стороны от центрального поднятия. К юго-западу от оз. Чайка (листы S-40-XXXI,XXXII) наблюдается полоса (шириной 200–300 м) развития грубообломочных отложений, являющихся основной (донной) мореной. Неправильной формы холмы высотой 10 м сложены валунными галечниками. Обломочный материал плохо сортированный, полуокатанный, размером до 1 м. Вмещающий материал – щебенка аргиллитов и алевролитов.

Флювиогляциал наблюдается в верховьях крупных рек, где он образовал небольшие валообразные возвышенности, иногда с узким гребнем, представляющие собой озы. Выполнены галечниками, валунниками с хорошо заметной невыдержанной слоистостью. В спорово-пыльцевых спектрах доминирует пыльца *Artemisia* (до 82 %) и *Chenopodiaceae* (до 32 %), отмечается пыльца *Caryophyllaceae*, *Asteraceae*, *Ranunculaceae* [Красножен, 1988], отражающие растительность приледникового типа.

Геоморфологическое положение, свежесть форм микрорельефа и характер палинокомплексов указывает на «послекрестьяхинское» – полярноуральское (сарганское) время и холодный климат этапа формирования литкенской морены и флювиогляциала. Мощность – до 10 м.

Верхнее звено – голоцен

В этом переходном интервале выделены пять таксонов склонового фациального ряда и абросимовская толща. Склоновые образования развиты на западе и востоке архипелага в пределах приморской равнины. Начало их формирования с позднелепестового возраста подтверждается распространением на обширных площадях кумжинского структурного бенча, а абросимовская толща имеет множество радиоуглеродных датировок.

Абросимовская толща (l,pllll₄-Hab) выделена на р. Абросимова [Красножен, Барановская, 1982] и имеет фрагментарное распространение на выположенных участках и предгорных равнинах в районе Литкенской депрессии, в долинах рек Лиственничная (опорн. 22) и на севере Гусиной Земли (опорн. 21) [Красножен, 1988]. В центральной и северной частях листа развита в районе губы Глазова, зал. Нордшельда, в куту губы Крестовая и севернее зал. Медвежий [Труфанов, 1990]. В опорных разрезах 11, 12, 13, 21 (соответствующие им авт. 24, 39, 21 [Павлов, 1986ф]) представлена озерными и озерно-болотными песками, суглинками и супесями с прослоями торфа, галечни-

ками. Формировалась толща на периферии литкенского ледника и в момент его отступления. Залегает на палеозойском цоколе или крестьяхинском маринии, локально перекрыта современными моренами, а в береговых обрывах Гусиной Земли – под маринием голоцена [Красножен, 1988].

В куту губы Крестовая (листы S-40-XIII, XIV) в опорном разрезе 11 на крестьяхинском маринии залегают (снизу вверх) отложения.

- | | |
|---|-------|
| 1. Супесь темно-серая вязкая с тонкими прослоями и линзами торфа черного | 0,5 м |
| 2. Торф черный переслаивающийся с глиной зеленовато-серой вязкой и супе-
сью | 0,6 м |
| 3. Торф светло-коричневый с линзами и тонкими прослоями супеси | 1,1 м |

Характерны представительные тундровые палинокомплексы во всех слоях. В пачке переслаивания торфа с супесью получены датировки радиоуглеродным методом: в основании – $10\,550 \pm 160$ лет, у кровли – $8210 + 90$ лет [Труфанов, 1990], а в аналогичных образованиях Гусиной Земли и горы Крестовая – $15\,310 \pm 630$ лет и $15\,120 \pm 120$ лет и др. (прил. 8). Эти данные позволяют отнести абросимовскую толщу к полярноуральскому (сартанскому) времени и к раннему голоцену. Мощность – до 10 м.

К о л л ю в и й (cIII-H) (со значительным участием скальных выходов палеозойских пород) распространен преимущественно вдоль западного побережья Новой Земли, особенно на севере листа, где в виде протяженных шлейфов приурочен к подножию обрывистых склонов горных хребтов, отдельных массивов и денудационных останцов. Представлен глыбником, щебнями и дресвяниками мощностью до 7 м.

К о л л ю в и й, д е л ю в и й (c,dIII-H) (с участием скальных выходов) выделяются в низкогорьях на юге листа и в предгорьях преимущественно восточного побережья по крутым склонам речных долин и заливов. К этим образованиям отнесены обвально-осыпные склоны. В нижней части склонов и у их подножия скопления обломочного материала, часто сливаясь, образуют сплошной осыпной шлейф. Представлены щебнями с глыбами, дресвяниками, иногда с суглинками в заполнителе. Мощность – до 3 м.

Э л ю в и й, д е с е р п ц и й (e,drIII-H) имеет широкое распространение в пределах структурного бенча морских прибрежных равнин вдоль западного и восточного побережий. Главным фактором их образования является морозное выветривание и изменение температуры. Под действием этих агентов на поверхности коренных пород происходило растрескивание, приведшее к образованию каменных глыбовых и щебнистых россыпей. В зависимости от состава подстилающих пород таксон представлен крупно- либо мелкоплитняковым глыбняком или щебнями, дресвяниками иногда с супесчано-суглинистым заполнителем. Характерно осложнение их полей развития скальными выходами пород палеозоя. Мощность – до 3 м.

Д е л ю в и й (dIII-H) развит на пологих и средней крутизны узких склонах в пределах ступеней структурного бенча и на обширных восходящих склонах, окаймляющих морскую прибрежную равнину. Характерен как для экзарационно-эрозионных склонов фьордов, так и для нисходящих склонов от кумжинского и, реже, от крестьяхинского структурных бенчей архипелага. Пред-

ставлен щебнями, глыбняком, дресвяниками часто в супесчано-суглинистом заполнителе. Мощность – до 5 м.

Делювий и солифлюксий (d,slfl-H) выделяются в прибрежных частях Южного острова на пологих склонах речных долин в бассейне рек Лиственничная и Абросимова, и (реже) выше береговой линии морских террас. Образуются в результате медленного сезонного течения переувлажненных рыхлых пород вниз по склонам. Материал солифлюкционных потоков характеризуется несколько большим количеством частиц мелкой фракции – преимущественно алеврита. Представлены щебнистыми и дресвянистыми супесями, суглинками с глыбами. Мощность – более 1 м.

ГОЛОЦЕН

Современные образования архипелага представлены морскими, аллювиальными отложениями низких террас и ледниковыми, флювиогляциальными образованиями современного Новоземельского оледенения.

Современный мариний (mH) развит вдоль Баренцевского и Карского побережий, где слагает чехол аккумулятивно-абразионных террас (рис. 10) высотой 42–60 (80) м, 22–40 м, 12–20 м, 6–10 м, низкую террасу высотой 3 м и пляжи. Хорошо выделяются ленты баров, косы, древовидные валы, располагающиеся на поверхности террас. В составе, как грубообломочный материал – пачки галечников, песков – так и пачки глин, алевритов (мощностью от 2–3 до 25 м), залегающих на более древних морских осадках, часто на коренных породах.

Разрезы (опорн. 2 и 9 (авт. 22 и 5 [Павлов, 1986ф])) морских террас голоцена, залегающих на кумжинских либо крестьяхинских отложениях, представлены преимущественно песком тонкозернистым, с линзами и прослоями супеси, суглинка, глин, гравия, с примесью гальки в кровле [Труфанов, 1990], достигающих иногда мощности 19 м.

Разрез (опорн. 7 и 8 (авт. 36 и 37) на листах S-40-IX,X) верхней (четвертой) морской террасы (42–60 м) представлен в губе Машигиной (снизу вверх): глинами (0,5 м), песком пылеватым желтым (0,4 м), алевритами темно-серыми, переходящими в нижней части в синевато-серые глины (2,5 м) и (в кровле) алевритами (0,8 м) песчанистыми буровато-серыми с прослойками суглинка темно-серого, с обломком дерева, датированного по ^{14}C 8160 ± 70 лет [Труфанов, 1990] (прил. 8). По всему разрезу распространен характерный для литорали комплекс фораминифер с преобладанием ретроэльфидиумов.

В песках и галечниках выделен единый комплекс фораминифер верхней сублиторали, а в глинах – комплекс литорали [Труфанов, 1990].

Отложения формирующейся морской террасы, пересыпей, кос, пляжа и т. п. представлены в основном грубообломочными породами мощностью 2–3 м.

Возраст подразделения по радиоуглеродным данным – 7680 ± 160 лет (губа Северная Сульменева) и 8840 ± 150 лет (губа Крестовая) [Павлов, 1986ф] (прил. 8), по палеонтологическим характеристикам и геоморфологическому положению принят голоценовым. Мощность современного мариния – до 25 м [Красножен, 1990].

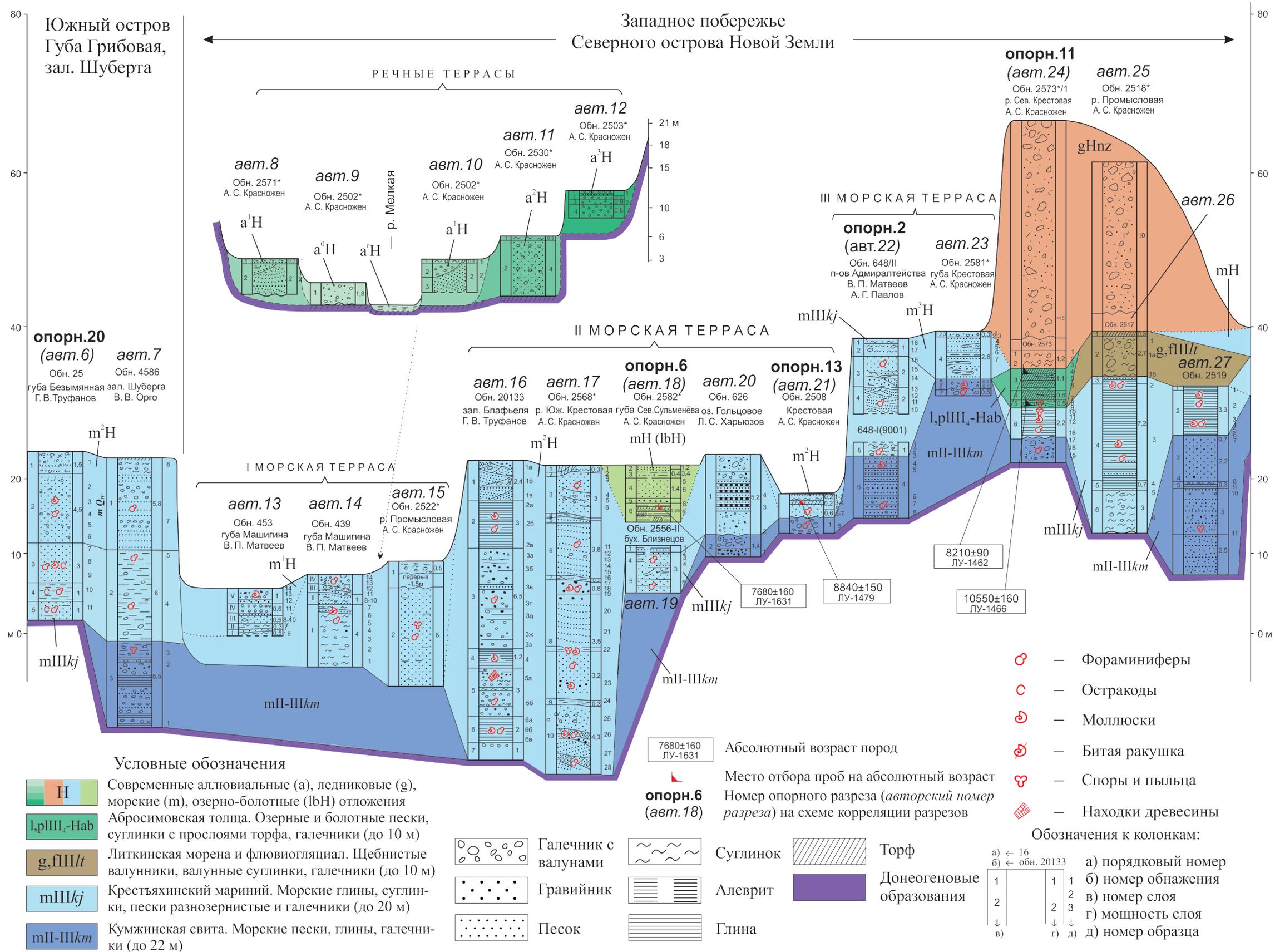


Рис. 10. Схема корреляции для низких террасовых уровней архипелага (по А. С. Красножен [Павлов, 1986ф]). Вертикальный масштаб для литологических колонок 1 : 300.

Аллювий русла, пойм и надпойменных террас (aH) слагает низкую и высокую поймы всех рек территории листа, а также первую (3 м), вторую (6–8 м) и третью (12–16 м) аккумулятивные надпойменные террасы в долинах крупных рек Мелкая, Безымянная и др. (рис. 10). Представлен, как правило, грубообломочными породами – дресвянистыми галечниками, переслаивающимися песками и галечниками, гравийниками, иногда иловатыми песками. Спорово-пыльцевые спектры в аллювии характерны для современных тундр. Мощность отложений – до 4 м.

Новоземельская морена (gHnz) представлена образованиями конечных, боковых и срединных морен современных выводных ледников и широко распространены лишь на северной оконечности Северного острова Новой Земли. Состав представлен валунниками, валунными и валунно-галечными суглинками, песчано-гравийными галечниками. Обломочный материал обычно плохо окатанный. Получена датировка древесины из морены в губе Северная Сульменова 3090 ± 70 лет в опорном разрезе 3 (авт. 31 [Павлов, 1986ф]). Мощность – до 30 м [Красножен, 1990; Труфанов, 1990].

Новоземельский флювиогляциал (fHnz) слагает зандровые конусы и наклонные равнины, расположенные перед внешним краем современных морен на абс. отм. ниже 40 м (близ ледников Архангельский, Вилькицкого, Норденшельда, Глазов, Низкий, Широкий, Шумный и др.). Представлен песками, гравийными галечниками, иногда с валунами, прослоями супесей и суглинков. Мощность – до 18 м [Труфанов, 1990].

АКВАТОРИЯ

В пределах акватории на Баренцевоморском и Карском шельфах четвертичные образования в значительной степени облекают впадины и поднятия дочетвертичного рельефа. Мощности четвертичного чехла на шельфе обычно составляют 10–25 м, сокращаясь до 5 м и вплоть до полного выклинивания в зонах донной абразии прибрежной полосы и унаследованных поднятий либо, наоборот, в эрозионных отрицательных формах рельефа. На Баренцевоморском шельфе максимальные мощности четвертичных отложений (50–75 м) установлены в осевых частях прогибов и древних палеодолин. Еще больших значений (100–150 м) они достигают в палеоврезах Карского шельфа на восточном борту Восточно-Новоземельского желоба. Здесь увеличение мощности четвертичного чехла, как правило, происходит за счет наращивания снизу, т. е. за счет появления в разрезе древних (гелазско-эоплейстоценовых) аллювиально-морских либо морских фаций.

Сейсмостратиграфические комплексы

Большая часть картируемых на акватории стратонов является сейсмостратиграфическими подразделениями, выделяемыми на геологической практике по данным сейсмоакустических работ, в том числе последних лет (большой массив новых данных получен МАГЭ в рамках данных работ). Сопоставление (по методу аналогий) сейсмотаксонов шельфа с соответствующими лито-

стратиграфическими подразделениями прилегающей суши Новой Земли ограничено из-за преобладания денудации на островах. На архипелаге, испытывавшем (в отличие от шельфа) устойчивое воздымание по крайней мере с конца палеогена [Красножен, 1990; Труфанов, 1990; Геологическое ... , 1984; Зархидзе, 1985; Мусатов, 1989], древние четвертичные толщи в значительной степени эродированы, в том числе современным океаном и ледниками. Поэтому, помимо корреляции со стратонами архипелага, сейсмостратиграфические комплексы четвертичного покрова соотносились с хорошо изученным геологическим строением верхней части осадочного чехла Печорской и Западно-Сибирской низменностей.

По результатам сейсмостратиграфического анализа материалов непрерывного сейсмоакустического профилирования (НСП) на шельфе выделено четыре осадочных сейсмостратиграфических комплекса (ССК), верхние из которых включают в себя несколько сейсмостратиграфических пачек (ССП) [Меннер, 1986; Zarchidze, 1991; Соболев, 1988ф]. В сводном разрезе распознаются (снизу вверх).

ССК-IV – гелазско-эоплейстоценовый сейсмокомплекс залегает в самом основании разреза в понижениях дочетвертичного чехла. Волновая картина характеризуется слоистой осветленной записью, часто схожей с картиной мезозойских образований. Подошва комплекса проводится по угловому несогласию с мезозойскими таксонами ($^{\circ}m, dmP-E$);

ССК-III – ниже-среднеэоплейстоценовый, в который входят:

ССП-III-3 – ниже-среднеэоплейстоценовая сеймопачка заполняет понижения ССК-IV и/или подстилающих отложений. Для нее характерна полупрозрачная сейсмозапись с ярким многофазным рефлектором в кровле ($^{\circ}m, mgl-II$)

ССП-III-2 – среднеэоплейстоценовая сейсмически полупрозрачная сеймопачка с рачлененной кровлей и полупрозрачной сейсмической записью ($^{\circ}m, gmlI$) слагающая караваяобразные тела в непосредственной близости от морен этого возраста

ССП-III-1 – среднеэоплейстоценовая с прозрачной сейсмозаписью, слагающая максимальные по высоте моренные гряды ($^{\circ}gII$);

ССК-II – средне-верхнеэоплейстоценовый сейсмокомплекс объединяет в своем составе разнородные в фациально-генетическом отношении осадки.

В расчлененном разрезе самая нижняя – базальная часть (выделена в ССП-II-6), характеризуется ритмичнослоистой сейсмозаписью, представлена в литоральных морских фациях и коррелируется с кумжинской свитой арх. Новая Земля, частично с микулинскими осадками Русской платформы, казанцевскими морскими отложениями Западной Сибири ($^{\circ}mII-III_1$).

Перекрывающие ее сеймопачки средней части ССК-II представлены:

ССП-II-5 – верхнеэоплейстоценовая (лайская) с сеймопрозрачной записью, слагающая караваяобразные тела слившихся морских, ледниково-морских конусов выноса ($^{\circ}m, gmlII_2$);

ССП-II-4 – верхнеэоплейстоценовая (лайская, раннезырянская) с хаотической сейсмозаписью, слагающая тела конечных морен ($^{\circ}gIII_2$).

Выделяется нерасчлененная сеймотолща ССП-II-1,2,3 (соответствующая всему ССК-II) – верхнеэоплейстоценовые нерасчлененные осадки с разнотекстурной сейсмозаписью в разных геолого-геоморфологических позициях

и близких фациях: ${}^s m, mglll$ – сейсмотолща, соответствующая осадкам обширных впадин-котловин и верхней ступени восточного борта Приновоземельского желоба; ${}^s mn, milll$ – толща нижней ступени бортов Приновоземельского желоба, сформированная со значительным участием нефелоидной фации.

ССК-I – верхнеэоценовый, в рамках листа представленный нижней сейсмопачкой ССП-I-2 – с акустически прозрачной записью в глубоководных нефелоидных фациях (${}^s mnlll_4-H$) и глубоководных морских фациях (${}^s mlll_4-H$); верхней сейсмопачкой ССП-I-1 – голоценовой с горизонтальнослоистой или акустически прозрачной записью, слагает прерывистый плащ современных нефелоидных осадков (${}^s mnH$).

Три стратона у побережья архипелага не являются сеймоподразделениями – это голоценовые прибрежный мариний, аллювиомариний и аллювиально-гляциофлювиальные и морские нерасчлененные образования морских заливов и конусов выноса.

ГЕЛАЗИЙ–ЭОПЛЕЙСТОЦЕН

Морские, аллювиально-морские гелазско-эоплейстоценовые отложения (${}^s m, amP-E$) ССК-IV в границах листа на Баренцево-морском шельфе предполагаются, по сейсмоакустическим данным, в основании разреза, где они слагают нижние части комплекса осадочного выполнения, а также у западной рамки карты, где они выходят на поверхность морского дна и трассируются с соседнего листа. Элементы косослоистой сейсмозаписи дают возможность предполагать в их составе присутствие аллювиально-морских дельтовых фаций. Фрагменты соответствующих им полностью погребенных палеодолин установлены на западных склонах Адмиралтейской возвышенности, плато Моллера и в прибортовых частях Центральной впадины. Представлены в верхней части диамиктонами, глинами, а в нижней части песками с включениями щебня, гальки, прослоями алевроглин и алевропесков.

Бурением на акватории эти отложения вскрыты скважинами на северном борту Южно-Баренцевской впадины, где в отложениях палеодолины вскрыты пески с прослоями песчанистых алевроглин, с большим количеством щебня и слабоокатанной гальки [Гриценко, 1989].

На небольшом участке Карского шельфа (лист S-40) гелазско-эоплейстоценовый комплекс наращивает снизу нижне-среднеэоценовую толщу, так как по аналогии с ямальским комплексом Западной Сибири [Данилов, 1984; Зайонц, 1986; Трофимов, 1975] трансгрессия в Карском море началась в гелазий–эоплейстоцене, либо даже в позднем плиоцене.

Данные осадки коррелируются с образованиями хорошо изученной пади-мейской свиты [Данилов, 1984; Суздальский, 1976; Яхимович, 1990], представленной на континентальной суше Печорской низменности [Государственная ... , лист Q-40, 2013] и Пайхое [Зархидзе, 2017; Зархидзе, 2011ф], как в прибрежно-морских и аллювиально-морских (базальные горизонты), так и, преимущественно, в морских (ледово-морских) фациях.

Мощности комплекса в палеодолинах Баренцевского шельфа – до 25 м.

НЕОПЛЕЙСТОЦЕН

Нижнее–среднее звенья

Нижне-среднеоолейстооеноый ССК-III представлен на материалах НСП тремя ССП, характеризующими разные фации нередко одноозрастных отложений.

Образования ССК-III залегают с угловым несогласием (по типу эрозионного среза) на палеозойских и мезозойских породах или согласно перекрывают гелазско-эоолейстооеноый мариний ССК-IV и с несогласием перекрываются верхнеоолейстооеновыми осадками ССК-II. Отложения ССК-III широко развиты на Адмиралтейской возвышенности и юге Западно-Новоземельского желоба и отсутствуют на западном борту Новоземельского орогена севернее 74° с. ш. Это, видимо, является свидетельством того, что Новая Земля и Адмиралтейская возвышенность представляли собой в ту эпоху цепочку островов, а Западно-Новоземельский желоб и Центральная впадина находились в режиме транзита и неотложения осадков и (или) подверглись последующей эрозии, экзарации либо абразии. В Карской части листа образования ССК-III развиты фрагментарно в днище Восточно-Новоземельского желоба в виде покровных тел на его внешнем борту, что свидетельствует об интенсивной молодой эрозии в днище желоба. В отдельных случаях образования ССК-III опираются на гелазско-эоолейстооеновые палеоврезы, и тогда граница между ними проводилась по линии сближения осей синфазности.

Мощности ССК-III варьируют от первых до 10 м на поднятиях и от 10 до 30 м в локальных впадинах и прогибах, иногда достигая значений 50–80 м ниже изобаты 160 м. Последнее характерно либо для фрагментов палеодолин, либо, наоборот, для валообразных изрезанных в кровле протяженных линейных морфологических элементов, вероятно, связанных с процессом интенсивного таяния ледников при дегляциации в среднем неоолейстооене либо со сгужением основной части морены айсбергами в районах, примыкающих к шельфовому леднику [Матишов, 1984; Drewry, 1986].

По характеру сейсмозаписи, положению в разрезе и форме геологических тел в составе ССК-III распознаются три сеймопачки, соответствующие бассейновым и субконтинентальным фациям.

Морские, ледово-морские отложения (^sm,mgl-II) соответствуют ССП-III-3. Волновая картина этой сеймопачки характеризуется неясно-слоистой, либо пунктирной записью, что наряду с ее покровно-облекающими формами дает возможность предполагать, что генезис слагающих осадков морской, ледово-морской.

По данным пробоотбора таксон сложен миктитами или глинами бежевого, зеленовато-коричневого, красновато-серого и темно-серого цветов, полутвердыми, твердыми, иногда с примесью обломочного материала (1–5 %), представленного обломками различной твердости и окатанности. Осадки содержат (%): песок – от 5 до 13, алевроит – от 30 до 57, пелит – 43–64. Плотность их составляет от 2,03 до 2,4 г/см³, влажность 20–25 %. В скважинах на Баренцевском шельфе разрез таксона представлен суглинисто-супесчаной толщей с рассеянной мелкой галькой, дресвой и щебнем, с маломощными прослоями

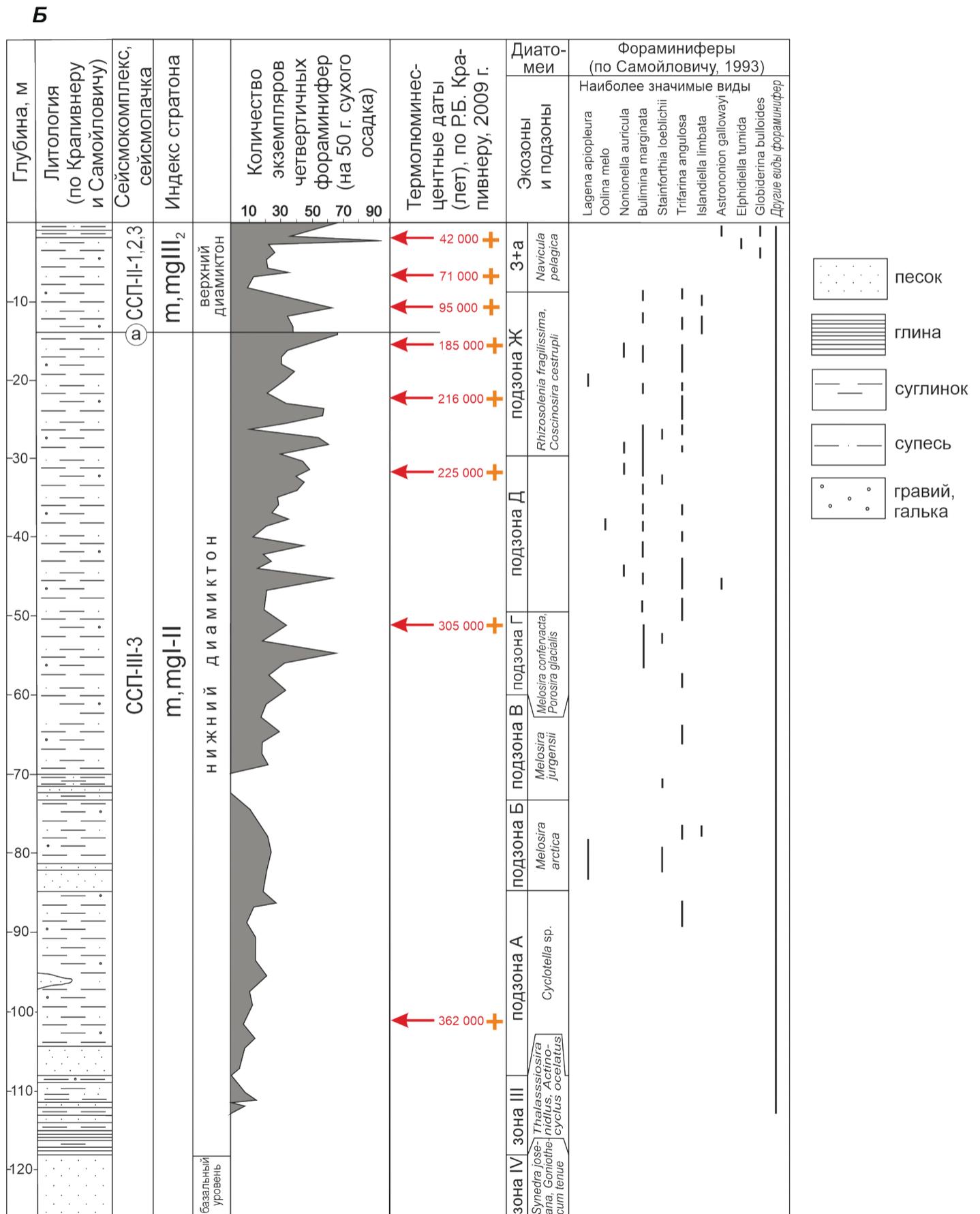
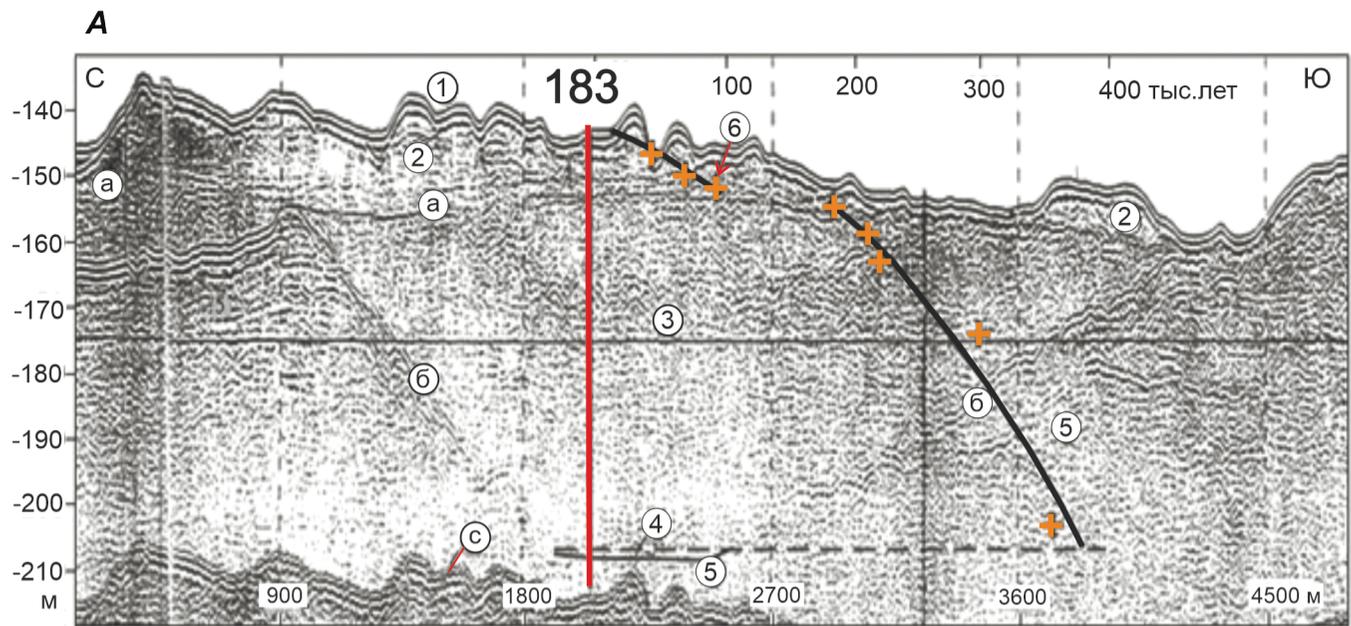


Рис. 11. Положение и характеристика разреза разновозрастных морских, ледово-морских осадков в скв. 183 [Крапивнер, 2018; Гусев, 2012; Самойлович, 1993].

А – Залегание нижнего горизонта диамиктона скв. 183 в эрозионно-тектонической впадине на вершине Адмиралтейского поднятия: 1 – слабоконсолидированные осадки, 2 – верхний диамиктон, 3 – нижний диамиктон, 4 – палеоцен, 5 – юра, 6 – термолуминесцентные даты, шкала времени вверху, а – подошва верхнего диамиктона, б – границы эрозионно-тектонической впадины, с – кратное отражение от дна. Б – Колонка скв. 183 с литологической, микрофаунистической и термолуминесцентной характеристиками.

глин и песков, в которых довольно часто встречаются растительные остатки [Гриценко, 1989].

Характерная особенность отложений – выдержанность гранулометрического состава по площади [Баренцевская, 1988] – подтверждается как донным опробованием, так и относительно стабильной волновой картиной на сейсмоакустических лентах. В южной части Адмиралтейского поднятия на его вершине в скв. 183 (рис. 11) стратон охарактеризован представительным комплексом фораминифер (до 65 экземпляров при среднем около 30 шт. на 50 г осадка [Гусев, 2012]), диатомей и серией термоллюминесцентных дат (от 362 до 185 тыс. лет), отвечающих среднему неоплейстоцену [Крапивнер, 2009, Крапивнер, 2018]. В колонке на станции 24 профиль 40 (Адмиралтейская возвышенность) Н. И. Дружинина предполагает наиболее древнюю часть разреза. Присутствие фораминифер: *Elphidiella sibirica* (Goes), *Protoelphidium* sp. и *Neogloboquadrina* sp., *Ungerina* sp. указывает на ранне-неоплейстоценовый возраст вмещающих отложений [Государственная ... , листы S-38–40, 1999].

Верхняя часть описываемого разреза сопоставляется с нижним литостратиграфическим комплексом (СЛК), выделенным для Баренцево-Карского шельфа Д. С. Яшиным и др. (1985 г.). Основная часть разреза может быть увязана с ССК-III Печорского моря и южной части Баренцева моря в батиметрическом интервале от 50 до 190 м, где он формирует канинский региональный надгоризонт [Крапивнер, 1986; Крапивнер, 1988], в свою очередь, сопоставляемый с морскими, ледово- и ледниково-морскими отложениями Тимано-Уральского региона, имеющих ранне-средне-неоплейстоценовый возраст [Данилов, 1984; Данилов, 1992; Крапивнер, 1976]. ССП-III-3 хорошо увязывается с соответствующими неяснослоистыми морскими и ледово-морскими сейсмоакустическими пачками (САП-II-2, 3) Баренцево-Карской региональной схемы [Zarchidze, 1991].

На участке Карского шельфа образования ССП-III-3 сопоставляются с нижне-средне-неоплейстоценовой салехардской свитой [Трофимов, 1975] и являются аналогом санчуговских морских и ледово-морских отложений Усть-Енисейского региона [Граumberг, 1983; Суздальский, 1976]. Поэтому по положению в разрезе и сопоставлению с хорошо изученными смежными регионами палеошельфа возраст ССП-III-3 на Приновоземельском шельфе можно считать достаточно надежно установленным в интервале нижнего и среднего неоплейстоцена. Мощность – до 30 м.

Морские и ледниково-морские образования (^sm,gml) широко распространены в Баренцевоморской территории в районе развития конечно-моренного комплекса соответствующего оледенения (рис. 12) и представлены диамиктоном – алевроглинами и неравномерно глинистыми алевролитами, иногда с примесью грубообломочного материала. Они фиксируются в виде уникальных «караваобразных» геологических тел мощностью от 5–10 до 30–45 (85) м и формируют в районе Адмиралтейского поднятия своеобразную сейсмически полупрозрачную толщу с расчлененной кровлей, которая развита на огромном участке шельфа площадью свыше 13 000 км² при глубинах 100–150 м. В волновом поле характерна «хаотическая» и «кrapчатая» сейсмозапись с короткими неровными и часто наклонными осями синфазности, свойственная однородным в литологическом отношении отложениям смешанного гранулометрического состава.

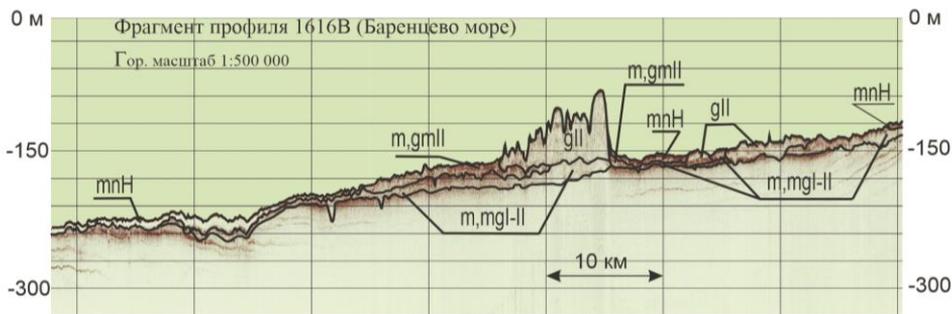


Рис. 12. Сейсмолотша $^s m.gmlI$, сопряженная с ярко выраженными в рельефе морского дна моренными грядами среднеплейстоценового оледенения (по меридиональному профилю НСП ПР1616В).

В скв. 117 [Кулага, 1989] инженерно-геологического бурения на Штокмановской площади разрез таксона представлен полутвердыми суглинками с примерно одинаковым содержанием песчаных, алевритовых и пелитовых частиц при незначительном преобладании глинистой фракции (диамиктон). Характерно отсутствие слоистости, массивная текстура, общая темно-серая окраска. По всему разрезу содержится плохоокатанный грубообломочный материал (2–10 %) галечной и гравийной размерности. Вниз по разрезу появляются линзы и прослои зеленовато-серых (глауконитовых) алевритов и алевропелитов, имеющие наклонное, до 70° к оси зерна, залегание. Граница с подстилающими меловыми породами проводится по появлению в разрезе выраженной слоистости.

Отложения содержат малочисленный смешанный комплекс позднекайнозойской микрофауны [Кулага, 1989]. Доминируют арктические эврибионты *Cassidulina reniforme* Norv. и *Retroelphidium clavatum* (Cushm.). Отмечаются также и меловые формы. Содержание легкорастворимых солей составляет 0,5–0,7 г на 100 г грунта, что косвенно указывает на формирование отложений в морских условиях при солености вод 30–36 г/дм³. Выполненные в инженерно-геологической скв. 199 [Полякова, 1990] на сопредельной площади абсолютные датировки термолюминесцентным методом показали постепенное увеличение возраста от кровли к подошве разреза данной толщи – от 216 000 до 362 000 лет, что указывает на среднееплейстоценовый возраст стратона. Мощность – до 45 м.

Конечно-моренные образования ($^s gll$), принадлежащие к ССП-III-1, проявлены наиболее ярко на шельфе в районе южного окончания Адмиралтейской возвышенности. Кроме того, они трассируются с запада, с листа S-38, где установлены в пределах ряда безымянных структурных поднятий и известны к востоку от Приновоземельского (Восточно-Новоземельского) желоба в Карском море. Эти образования характеризуются светлой практически прозрачной сейсмозаписью с хаотически расположенными короткими осями синфазности и формируют тела конечных морен мощностью от 10–15 до 30–80 м; их обычно подстилают коренные породы либо морские, ледниково-морские отложения и перекрывает лишь тонкий чехол верхнеплейстоцен-голоценовых осадков (рис. 13).

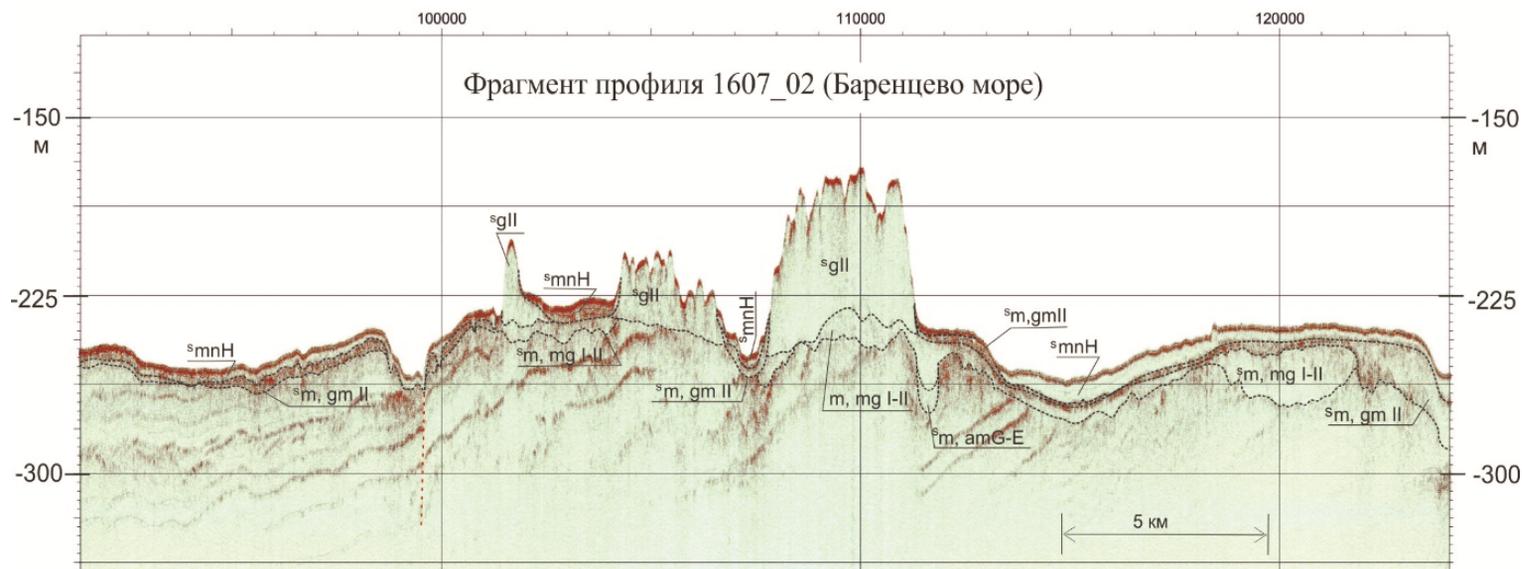


Рис. 13. Сейсмическая толща, отнесенная к конечно-моренным образованиям среднеплейстоценового оледенения (^sglII) с подстилающими мезозойскими (в центре) или более древними морскими, ледово-морскими стратонами. Видно прислонение одновозрастной (sm, gmII) сейсмической толщи (по широтному профилю НСП ПР1607_02).

В рельефе дна при глубинах до 200–300 м они образуют отчетливые возвышенности относительной высотой 130 м (южный склон Адмиралтейской возвышенности, профиль НСП 1607, 1616-В), причем последние сами «насажены» на структурные поднятия, что весьма естественно для морен на суше. На Карском шельфе в пределах Карской ступени на глубине 80–100 м наблюдаются сходные, но менее выраженные формы.

Коррелятные образования на суше – основные морены среднеплейстоценового баренцево-новоземельского гляциала максимального горно-покровного оледенения Новой Земли, сохранившиеся в горной части архипелага [Красножен, 1990; Труфанов, 1990], где они часто перекрыты отложениями средне-верхнеплейстоценового кумжинского мариния [Красножен, 1990].

Для акватории литологический состав конечно-моренных образований чрезвычайно схож с таковым для гляциально-морских осадков [Государственная ... , лист S-38–40, 1999]. Для них характерна сильная переуплотненность (2,3–2,4 г/м³), темно-серая и серо-стальная окраска, влажность до 20 % и большое (5–10 %) количество щебня и дресвы, которые практически неокатаны. В составе грубообломочного материала преобладают местные породы позднего протерозоя – палеозоя Новой Земли и мезозойские породы Адмиралтейского мегавала. По гранулометрическому составу тиллы содержат 10–15 % песка и примерно в равных количествах алевритовые и пелитовые частицы. Поэтому соответствующий диамиктон по генезису определяется как ледниковый с участием ледниково-морского осадконакопления. Отмечается примесь щебня и дресвы.

Все вышеперечисленные данные, а также нахождение на юге Новой Земли морских и озерно-аллювиальных осадков [Павлов, 1982ф] низов среднего неоплейстоцена фиксируют возрастной интервал оледенения серединой среднего неоплейстоцена и указывают на пространственную эволюцию и размер оледенения.

Таким образом, данный ледниковый комплекс может быть отнесен к крайним образованиям максимального оледенения и сопоставлен со среднерусским надгоризонтом европейской части России (тимано-уральским надгоризонтом европейского Северо-Востока) и самаровско-газовским интервалом Западной Сибири. Эти отложения коррелируются также с верхней сейсмоакустической пачкой нижнего сейсмогоризонта второго сейсмокомплекса региональной шкалы – САП-II-2-1 [Zarchidze, 1991; Соболев, 1988ф]. Мощность – до 80 м.

Среднее–верхнее звенья нерасчлененные

Морские отложения (mII–III₁), выделяемые на шельфе Баренцева моря в составе ССП-II-6, коррелируются с комплексом осадков кумжинского мариния архипелага и представлены песками, глинами с неравномерной примесью алеврита.

Результаты донного опробования и данные СНП свидетельствуют о довольно широком площадном распространении осадков в западной, северо-западной частях листа и выходят на поверхность дна в основном в понижениях рельефа. Очевидно, отсутствуют в районе зон донной абразии близ Новой

Земли и большей части Адмиралтейской возвышенности. Обычно залегают согласно на подстилающих образованиях ССК-III при отметках от –210 до –250 м и выше, а на более мелководных участках несогласно (по типу подошвенного прилегания) ложатся на ниже-среднеплейстоценовые либо коренные породы, иногда перекрывая эрозионные врезы относительной глубиной до 20–30 м.

На станции 24 (профиль 22) в районе Крестового поднятия нижняя часть 2-метровой колонки формировалась под влиянием атлантического течения, на что указывают планктонные формы фораминифер (определения Н. И. Дружининой): *Neogloboquadrina pachyderma* (Ehrenb.) и *Globigerina bulloides* d'Orb., а также океанические *Cassidulina laevigata* d'Orb. [Государственная ... , листы S-38–40, 1999].

Описываемый горизонт перекрывается слоем осадков с обедненным комплексом песчаных и известковых видов фораминифер, существовавших в неблагоприятных условиях обитания ледниково-морской аккумуляции в валдайское (зырянское) время. Такой разрез полностью соответствует колонкам, вскрывшим бореальные казанцевские отложения и описанным Н. И. Дружининой, Е. Е. Мусатовым [Дружинина, 1992] на Центральной Баренцевоморской возвышенности, а В. Я. Слободным, С. В. Тамановой (1972 г.) и Л. В. Поляком (1984 г.) в Карском море.

Возраст подтверждается тем, что данные осадки перекрыты рельефообразующими ледниковыми и ледниково-морскими отложениями, слагающими формы рельефа высокой степени сохранности, время формирования которых (по геоморфологическим соотношениям) не древнее верхнеплейстоценового. Мощности этого таксона – от первых метров на склонах Адмиралтейской возвышенности до 10–25 м во впадинах и прогибах, локально повышаясь до 50 м.

Верхнее звено

Подводные краевые моренные образования (${}^s\text{gIII}_2$) соответствуют ССП-II-4 с хаотической сейсмозаписью, развиты на значительной площади и локализуются на склонах Новоземельского орогена, восточной части Адмиралтейской возвышенности, склонах главных желобов территории – Предновоземельского и Восточно-Новоземельского, формируя как системы протяженных гряд, так и холмисто-западинный мезорельеф [Матишов, 1984; Мусатов, 1992; Спиридонов, 1991].

На поверхности дна акватории эти раннененецкие (ханмейские, раннезырянские) субгляциальные образования обычно слагают формы, похожие на конечно-моренные гряды с относительной высотой до 35–40, а местами до 60 м (рис. 14). Они хорошо распознаются на сейсмоакустических разрезах динамически интенсивной, как правило, нерегулярной записью осей синфазности, что объясняется неоднородностью литологического состава, высокой латеральной изменчивостью и дискретностью распространения. Моренные образования имеют хорошую выраженность в рельефе, отчетливые вертикальные и латеральные границы и залегают на подстилающих отложениях со стратиграфическим несогласием, образуя локальные раздувы мощностей. Мезорельеф кровли отличается высокой расчлененностью по сравнению

с близлежащими участками шельфа. Поверхность гряд на подводных склонах Новоземельского орогена и на контрсклонах Предновоземельского (Западно-Новоземельского) желоба к северу от 74° с. ш, по результатам донного фотографирования и опробования, характеризуется широким развитием валунно-галечно-гравийной отмостки [Государственная ... , листы S-38–40, 1999].

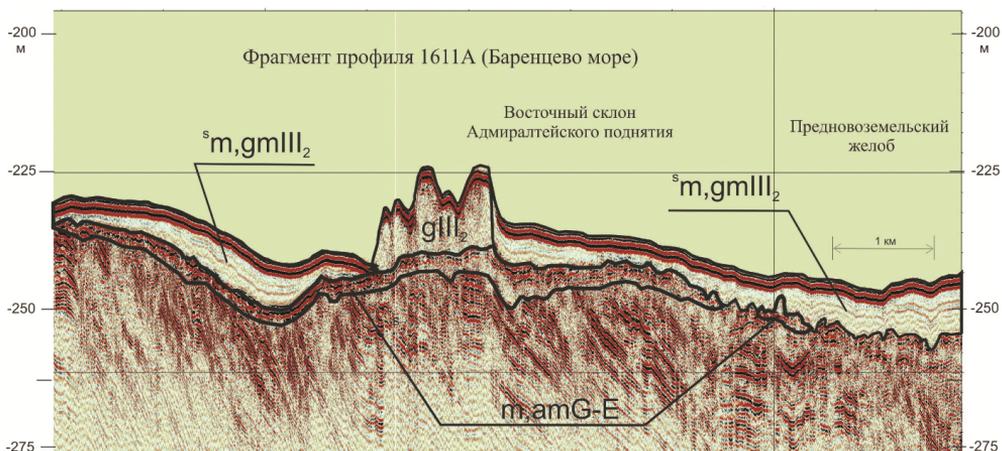


Рис. 14. Хорошо выраженная в рельефе подводная краевая моренная гряда раннененецкого (ханмейского, раннезырянского) времени зафиксирована на сейсмоакустическом субширотном профиле 1611А (МАГЭ, 2016); имеет типичные асимметричные соотношения с одновозрастными морскими, ледниково-морскими осадками.

Высокой сохранности моренных форм мог способствовать высокий темп послеледниковой трансгрессии, приведший к консервации субэарального холмисто-грядового мезорельефа на глубинах 30–140 м и некоторой нивелировки мезорельефа и формирование мозаичного прерывистого, обусловленного размещением котловин на моренах чехла остаточных отложений невыдержанной мощности [Алексеев, 1986; Матишов, 1984]. Кроме того, быстрый подъем уровня моря препятствовал завершению выработки профилей равновесия подводного склона.

Конечные и стадийные морены на подводном склоне Новоземельского орогена, судя по их конфигурации, связаны с Новоземельским центром оледенения. Фронтальные стадийные моренные гряды, ориентированные вдоль изобат, формируют крупные массивы длиной от 10 до 75 км, шириной 3–15 км; как правило, имеют проксимальные склоны 3–5° и более. Дистальные склоны моренных гряд более пологие, часто представляют собой место постепенного, не активного фациального перехода к ледниково-морским осадкам.

Стратон выполнен (по данным пробоотбора [Государственная ... , листы S-38–40, 1999]) переуплотненными (1,9–2,1 г/см³) серыми песчано-алевроглинистыми микритами, преимущественно алевро-глинистым диамиктоном с примесью плохоокатанного грубообломочного материала (5–10 %), влажность составляет от 20 до 35 %. Доля неокатанных обломков (щебня и дресвы) пород Новоземельской области сноса достигает 90–100 %. Литологический состав (%): песок – от 1 до 15 (иногда 20–25), алеврит – 30–45 (в отдель-

ных случаях до 50), пелит – 40–60. Осадки являются «немыми» либо содержат ассоциации фораминифер, где четвертичные виды смешаны с переотложенными юрскими и раннемеловыми [Дружинина, 1992; Соболев, 1988ф]. Макрофауна практически отсутствует.

Описываемые моренные образования на глубинах свыше 140–150 м фациально замещаются ледово-морскими осадками холодного раннененецкого (ранневалдайского) интервала [Государственная ... , листы S-38–40, 1999]. ССП-II-4 по своему стратиграфическому диапазону полностью соответствует САП-II-1,2 Баренцево-Карской региональной шкалы [Мусатов, 1989; Zarchidze, 1991]. На суше Новой Земли стратон коррелируется с долгинской мореной позднего неоплейстоцена [Красножен, 1990]). Мощность достигает 30 м.

Морские и ледниково-морские образования (m, gm, ll_2) раннененецкого (ханмейского, раннезырянского) времени, соответствующие ССП-II-5, сопряжены с одновозрастными моренными образованиями и широко развиты в западном борту Новоземельского орогена, на восточном склоне Адмиралтейской возвышенности и в Предновоземельском (Западно-Новоземельском) желобе севернее широты 74°.

Толща несогласно лежит преимущественно на коренных породах нижнего мела, причем формирует не только обычные для бассейновых фаций формы заполнения, а в ряде случаев выглядит скорее «насыпанной» в современном рельефе с обратными углами склонов на контактах выклинивания (рис. 14 – см. западнее вала).

Для рассматриваемых сейсмически полупрозрачных («светлых») слоистых образований наиболее вероятным представляется ледниково-морской генезис и формирование не в максимум оледенения, а в начале дегляциации ледникового покрова. Спорадический характер распространения этой толщи и специфические углы ее склонов объясняются высокой энергией потоков на крутых склонах палеовозвышенностей, когда холодные талые воды прорезали многочисленные каналы, которые затем подвергались дальнейшей интенсивной эрозии. Поэтому ледниково-морские толщи формировались на максимальных глубинах бассейна близ подножий склонов, где и была сосредоточена лавинная [Лисицын, 1982] гляциально-морская седиментация. В таких условиях геологически мгновенно формировались специфические конусы выноса тонкого обломочного материала.

Описываемые образования представлены глинистыми, песчанистыми алевритами и алевритистыми, песчанистыми глинами серого и темно-серого цветов, различной консистенции (до тугопластичной) с примесью гравия и гальки различной окатанности и незначительной примесью (до 1 %) крупнозернистого песка. Бедные ассоциации фораминифер и остракод (заключение Н. И. Дружининой), соответствующие обстановке морского приледникового бассейна [Государственная ... , листы S-38–40, 1999], и характер осадков свидетельствуют об их гляциально-морском генезисе.

В скважинах, пройденных по этим образованиям, вскрыты пелитовые алевриты, алевритовые пелиты с примесью песка, с многочисленными щебнем, дресвой, галькой, с гнездами ожелезнения и мелкими сидеритовыми конкрециями. В нижней части толщи встречаются прослой песков с косою слоистостью [Гриценко, 1989]. Мощность – до 45 м.

Морские и ледово-морские отложения ($^{\circ}m,mgIII$) соответствуют ССП-II-1,2,3 и как картируемая единица на шельфе объединяют и морские осадки – аналоги верхней части кумжинской толщи, и ледово-морские образования холодного валдайского (зырянского) времени, причем последние могут включать в себя и прослой морских осадков «безледного» валдая – аналог крестьяхинской толщи (каргинского времени) [Государственная ... , листы S-38–40, 1999]. Такой достаточно сложный фациальный состав данного геологического тела отражен в различных типах волновой картины на сейсмограммах с закономерно (либо напротив) хаотически ориентированными короткими осями синфазности. Стратон в виде нерасчлененной толщи прослежен в пределы картируемой площади с юга, с пограничных листов [Государственная ... , листы R-39,40, 2014]. Донным опробованием на шельфе при глубинах моря 150–200 м под слоем современных осадков в ряде случаев вскрыты осадки, в которых доминируют фораминиферы *Retroelphidium clavatum* (Cushm.), *Cassidulina reniforme* Norv., *Cibicides lobatulus* Walk. et Jac., что, по заключению О. Ф. Барановской, позволяет параллелизовать породы с ниже-средневалдайскими морскими отложениями [Государственная ... , листы S-38–40, 1999]. Они закартированы на шельфе в виде нерасчлененной верхне-неоплейстоценовой толщи морских и ледово-морских отложений.

Возраст мариния (основания ССК-II) предполагается лишь в объеме 5-й кислородной стадии сулинского (казанцевского) горизонта, так как отсутствие данных бурения не позволяет отнести нижнюю часть таксона ко всему объему кумжинской свиты Новой Земли. Это полностью соответствует нижней сейсмопачке в составе верхнего горизонта второго сейсмокомплекса (ССП-II-1,2,3) Баренцево-Карской региональной шкалы [Zarchidze, 1991; Соболев, 1988ф].

В целом можно сделать вывод об относительно незначительном распространении в пределах изученной акватории мариния (соответствующего кумжинским и крестьяхинским морским осадкам Новой Земли), что объясняется интенсивностью последующих денудационных процессов, в значительной степени эродировавших и переотложивших эти осадки на предполагаемой субэвальной стадии развития в сартанскую эпоху [Государственная ... , лист S-38–40, 1999].

Морские, ледово-морские образования (ССП-II-2,3) по результатам донного опробования представлены серыми и темно-серыми алевритами глинистыми, глинами алевритовыми, иногда с примесью песка, гравия, дресвы, гальки, щебня, т.е. материала ледового разноса в количестве 1–4 %. Осадки характеризуются высокой изменчивостью гранулометрического состава по латерали: во впадинах, прогибах и на шельфовых равнинах содержание (%): песка – 2–6, алеврита – 16–25, пелита – 66–81; влажность при этом варьирует от 46 до 68 %. В то же время на близрасположенных внутришельфовых поднятиях состав осадков несколько иной (%): песка – 7–10, алеврита – 30–43 и до 66, пелита – 24–49 и до 58–67; влажность снижается до 28–36 %; консистенция – мягкопластичная.

В пределах древней аккумулятивно-абразионной поверхности, сформировавшейся между уровнями временной стабилизации на глубинах –210 и –250 м, морские, ледово-морские отложения верхнего неоплейстоцена с размывом лежат на ледово-морских ниже-среднеплейстоценовых осадках. На более низких

батиметрических уровнях характеризуемые осадки нивелируют холмисто-западинный рельеф кровли ССК-III. Мощность ССП-II-2 в западинах достигает 10–15 м, уменьшаясь в привершинной части холмов до первых метров.

Верхняя часть (ССП-II-1) с крапчатым типом записи накапливалась параллельно с образованием ледников на суше, в ледовитом, относительно мелководном палеобассейне времени последнего оледенения (позднененецкого или полярного для европейского Северо-Востока и сартанского в Западной Сибири) и прослеживается лишь ниже современных глубин 120–140 м, что полностью совпадает с оценками [Fairbridge, 1961] величины предголоценовой регрессии. Донным отбором в верхней части стратона вскрыты осадки, характеризующиеся обедненными в видовом и количественном отношении комплексами фораминифер [Дружинина, 1992], где в наибольших количествах отмечены: *Reophax scoriurus* Monf., *Ammonium cassis* (Park.); встречаются *Retroelphidium orbiculare* (Brady), *Protelphidium albiumbilicatum* (Weiss), *Cassidulina* ex gr. *teretis* Loeb. et Tapp. (закл. Н. Н. Дружининой). Им свойственны крайне неблагоприятные условия обитания микрофауны.

На мелководье эродированную кровлю подразделения (отмечается эрозия до ССП-II-3) с размывом перекрывают голоценовые образования. В целом его осадки соответствуют сейсмоакустическим пачкам ССП-II-1-3,2 региональной сеймостратиграфической шкалы верхнего кайнозоя [Лопатин, 1992; Zarchidze, 1991; Соболев, 1988ф]. На этом основании возраст подразделения принят как верхненеоплейстоценовый. Мощность – до 20 м.

Морские нефелоидные и ледово-морские отложения (^smn,milll) являются фациальной разновидностью, глубоководным аналогом предыдущего подразделения и также соответствуют ССП-II-1,2,3. Стратон выделен и широко распространен в Карском море глубже 250 м, протягиваясь вдоль бортов на нижних ступенях и в днище Приновоземельского (Восточно-Новоземельского) желоба на плоских широких структурно-неотектонических поверхностях – осложняющих его выступах. Представлен по результатам донного опробования в Карском море глинистыми алевролитами, глинами. По корреляции с вышеописанным фациальным аналогом, возраст подразделения – верхний неоплейстоцен. Мощность – до 15 м.

Неоплейстоцен, верхнее звено – голоцен

В этом переходном стратиграфическом интервале на Карской акватории прослеживаются с соседних площадей широко развитые там два стратона в морских фациях, соответствующие нижней сеймопачке ССП-I-2 – с акустически прозрачной записью.

Мариний (^smill₄-H) закартирован на тех участках, где в сартанское-голоценовое время происходило интенсивное осадконакопление в Карском море [Государственная ... , листы R-39,40, 2014]. На сейсмограммах описываемым отложениям соответствует ССП-I-2, для которой характерна прозрачная волновая картина или светлая горизонтальнослоистая запись с протяженными параллельными осями синфазности в случае применения детализующего высокочастотного варианта сейсмоакустического профилирования.

В Карском море эта толща формировалась преимущественно в течение предголоценовой регрессии до отметок минус 120–130 м, 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 алевритами зеленовато-серыми, серыми и коричневатосерых 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-горизонтальнослоистыми глинами серого цвета. Нижняя часть разреза имеет темно-серый цвет, более грубозернистый состав с редкими включениями гравия, ракушечного детрита и окатышей коричневатых глин. На арх. Новая Земля им отвечают озерные и болотные осадки абросимовской толщи [Красножен, 1988; Красножен, 1990].

По данным палеонтологических исследований, выполненных О. Г. Окуневой, для этих отложений выделен арктический, мелководный комплекс фораминифер, в котором преобладает *Haynesina orbicularis* (Brady). В нижней части толщи фораминиферы не обнаружены. Мощность – до 30 м [Государственная ... , листы R-39,40, 2014].

Морские нефелоидные отложения ($\text{mnl}_{4-Н}$) развиты на нижних структурных ступенях дна Восточно-Новоземельского желоба. На сейсмограммах им соответствует тот же глубоководный ССП-1-2. По материалам донного опробования, они представлены глинами, глинистыми алевритами. Мощность осадков незначительна – от 1 м, увеличивается до 10 м в понижениях микрорельефа.

ГОЛОЦЕН

В составе голоцена на акватории выделены четыре стратона, один из которых – морской нефелоид – сейсмоакустическое подразделение.

Мариний (mH) широко развит вдоль границы с сушей на обширных и протяженных с севера на юг неотектонических структурных ступенях как западного, так и восточного подводных склонов архипелага. Представлен морскими песками, алевритами, глинами. Сформирован в условиях как различной гидродинамической активности, причем высокая активность водной среды и большое количество поступающего материала характеризуют исключительно ряд прибрежных участков. В открытом море на расстоянии нескольких километров от берега концентрация поступающей с суши взвеси падает до 5 мг/дм³. Небольшая часть ее распространяется на более удаленные участки дна. Это отражается на составе маломощного (первые метры) плаща морских голоценовых осадков, развитых практически повсеместно: в южной части площади в составе их преобладают грубые фракции, встречается перлювий в виде отмстки (по данным донного опробования и подводного фотографирования). К северу от 74° с. ш. доминируют более тонкие осадки – пелиты алевритовые и пелиты. Мощность – до 10 м [Андреева, 2000].

Морские нефелоидные отложения ($^{\circ}mnH$) развиты на обширных подводных равнинах и в днищах Западно- и Восточно-Новоземельского желобов, где образуются в условиях низкой гидродинамической активности за счет гравитационного осаждения осадочного материала, перемещающегося во взвешенном состоянии [Алексеев, 1986]. Материал дальнего разноса формирует нормально-осадочные, облекающие рельеф более древних образований акустически прозрачные толщи. Наиболее крупные поля развития морских нефелоидных осадков фиксируются в днище Западно-Новоземельского желоба, где мощность ССП-I-1 достигает максимальных 12 м.

Представлены глинами, иногда алевритистыми. Картирование этих отложений выполнено по результатам интерпретации сейсмоакустических лент (ССП-I-1), если мощность осадков превышала 4–5 м (то есть разрешающую способность метода) и по материалам донного опробования [Государственная ... , листы S-38–40, 1999]. Подошва отложений устанавливается по резкой смене вещественного состава и физических свойств.

В днище Западно-Новоземельского желоба осадки водонасыщены, влажность в среднем составляет 80 %, плотность 1,5–1,7 г/см³. Зеленовато-серый, ниже серый, темно-серый, иногда голубовато-серого цвета пелит обогащен гидротроилитом в виде вкраплений, реже стяжений и прослоев. В ряде случаев вскрыты пелиты с примесью грубообломочного материала (<1 %). В некоторых случаях фракционный состав голоценовых осадков идентичен составу подстилающих и отличается только меньшей плотностью и большей влажностью. Мощность – до 12 м.

Аллювиально-морские отложения подводных конусов выноса (amH) наиболее широко развиты в верхней части подводных склонов архипелага и в подводной части его заливов и в прол. Маточкин Шар. Образованные ими крупные конусы выноса разгружаются на преимущественно скальных структурных ступенях подножия Новой Земли.

Отложения формируются в бухтах, являющихся седиментационными ловушками в результате абразии и селективного выноса алевро-пелитового и песчаного материала, а также аллювиального выноса в голоцене. Представлены песками, алевритами, глинистыми илами мощностью до 15 м.

Аллювиально-гляциофлювиальные и морские образования нерасчлененные (af,mH) развиты почти во множестве заливов и губ севернее прол. Маточкин Шар, пространственно связаны с современным оледенением. Сформированы в результате разгрузки водно-ледниковых потоков и аллювиального выноса в голоцене. Характерен слой осадков большой мощности; в частности в бух. Норденшельда он составляет 30 м. Содержание взвеси при этом достигает 300 мг/дм³ на севере (бух. Норденшельда), до 14 мг/дм³ – южнее (бух. Северная Сульменева) [Андреева, 2000]. Образование представлены песками, песчанистыми алевритами, песчанистыми глинами с обломочным материалом. Мощность стратона – до 30 м [Андреева, 2000].

ЛИТОЛОГИЯ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Литологическая карта поверхности дна акватории составлена с учетом предшествующих построений [Государственная ... , листы S-38–40, 1999] и уточнена по данным гранулометрического анализа проб донных отложений, отобранных в полевой сезон 2015 г. Донное опробование было проведено в пределах Баренцевоморской части площади листа. В акватории Карского моря, а также вдоль западного берега Новой Земли границы литологических комплексов не менялись, ввиду отсутствия новых данных.

Для характеристики осадков и донно-каменного материала привлекались описания из полевых журналов.

Современные отложения имеют повсеместное распространение на изученной акватории и представлены фракционными разностями от галечников, развитых в прибрежных районах Новой Земли, до пелитов, выполняющих наиболее глубокие впадины и котловины. Разнообразный гранулометрический состав донных отложений акватории, особенно в прибрежной зоне, определен близостью арх. Новая Земля, которая является областью сноса терригенного материала в акваторию.

Условия образования современных донных отложений

Распределение современных отложений по площади контролируется несколькими факторами, важнейшими из которых являются рельеф дна и гидродинамическая обстановка акватории, обусловленная совокупным действием постоянных и приливно-отливных течений и волнения.

Дно акватории баренцевоморской части листа представляет собой сложно расчлененную подводную равнину, где чередуются обширные подводные депрессии и возвышенности с преобладающей глубиной моря 150–250 м. Максимальные глубины отмечены в локальном понижении Западно-Новоземельского желоба – 290 м и до 300–400 м в Восточно-Новоземельском желобе. Пересеченный рельеф дна акватории существенно влияет на гидрологический режим, который определяет распределение различных гранулометрических типов современных осадков.

В Баренцевом и Карском море, как и в других морях северного полушария, существует общее постоянное перемещение вод, направленное против часовой стрелки, определяющее в основном их гидротермальный режим. С запада в Баренцево море поступает Мурманское течение – ветвь теплого Северо-Атлантического течения, разделенная на два потока. Один из них направляется на северо-восток в виде Новоземельского течения, а второй за пределами

южной границы листа в виде Колгуево-Печорского течения через Карские Ворота проникает в Карское море [Атлас, 1980], сливаясь с Ямальским течением и перемещаясь на север. Навстречу ему, вдоль арх. Новая Земля направляется Восточно-Новоземельское течение, замыкая циклонический круговорот в Карском море.

Общая картина течений в акватории усложняется местными циклоническими и антициклоническими вращениями водных масс. Кроме того, на нее накладываются периодические приливно-отливные процессы, вызываемые атлантической приливной волной, поступающей с запада. В Баренцевом море местами скорость приливных течений достигает 50–70 см/с. Они захватывают все горизонты воды, взмучивают мелкие частицы и облегчают их снос и перемещение постоянными потоками.

Ближайшей областью сноса терригенного материала в акваторию являются берега арх. Новая Земля. Этот материал оседает в основном в непосредственной близости от источника сноса. В удалении от берегов поступление терригенного материала главным образом происходит в результате абразии морского дна, количественная оценка объема образующихся при этом осадков не проведена. По подсчетам В. И. Гуревича [Гуревич, 2002], не менее 15 % площади Баренцевского шельфа занято палимпсестовыми и эдафогенными отложениями, которые образуются в местах размыва коренных пород дна.

Баренцево море относится к числу ледовитых, но в пределах листа, благодаря отепляющему влиянию атлантических вод, средняя граница распространения плавучих льдов проходит примерно по меридиане 50° в. д. Карское море большую часть года покрыто сплошным ледяным покровом, что сдерживает волновое воздействие на берега и дно, а также позволяет тонкодисперсному материалу отлагаться на небольших глубинах. Одним из основных источников поступления осадочного материала на шельф является речной сток, а также абразионные и термоабразионные берега.

Припайные льды вблизи берегов Новой Земли транспортируют в море грубообломочный терригенный материал, насыщающий льдины у берегов. Плавучие льды и айсберги несут с собой крупнообломочный материал, который попадает в донные осадки при таянии льдов. В целом количество материала ледового разноса в донных осадках Баренцева и Карского морей составляет 2–3 %, однако может достигать 5–10 %.

Гранулометрический состав донных осадков

Для построения литологической карты поверхности дна акватории использовалась универсальная десятичная гранулометрическая классификация ВНИИОкеангеология, согласно которой осадки разделены на гранулометрические типы: моногранулярные, бигранулярные, тригранулярные и полигранулярные [Методическое ... , 2017].

К **моногранулярным** осадкам, сложенным одной доминирующей группой фракций (более 75 %), относятся галечники, гравий, пески и пелиты. Эти отложения занимают примерно 25 % площади изученной акватории, из которых 20 % приходится на пелиты и пелиты чистые.

Галечники и гравий (Г,Гр) распространены вдоль западного берега Новой Земли (вокруг п-ова Гусиная Земля, в районе от мыса Дмитриева до мыса Сухой Нос). Поля их развития ограничены изобатой 80 м. Более мелкие пятна галечников располагаются вблизи п-ова Адмиралтейства, мыса Борисов и на других прибрежных участках. В качестве примеси (до 6–8 %) в галечниках довольно часто присутствуют валуны, щебень, иногда – ракуша. Галечники, как правило, очень хорошо сортированы [Касабов, 1990ф], поскольку расположены в волноприбойных зонах, где действуют кратковременные, но мощные гидродинамические силы, и переработка обломочного материала превышает интенсивность его привноса.

Пески (П,Пс) развиты в заливах и бухтах западного берега Новой Земли в районе от мыса Северный Гусиный Нос до мыса Сухой Нос на глубинах до 70–80 м. Представлены средне- и мелкозернистыми разностями, причем крупность их уменьшается с увеличением глубины моря. Вблизи берега в песках отмечается примесь (до 5–8 %) гальки, иногда – щебня, представленных коренными породами Новой Земли. Пески, как правило, хорошо сортированы. Очевидно, определяющим фактором в накоплении песков является волновое воздействие. Хотя в заливах сила волнения ослаблена, зато приливно-отливные, сгонно-нагонные, вдольбереговые и штормовые течения действуют постоянно, способствуя выносу более мелких фракций.

Однородные пелиты (Пл^ч, Пл) выделяются в отрицательных формах рельефа дна: в Западно-Новоземельском желобе и Центральной впадине на глубинах 250–300 м и более. Осадки хорошо сортированы. Формирование пелитов в Баренцевом море определяется выпадением пелитовых частиц из взвеси при условии повышенной скорости осадконакопления, в зоне стабильной слабой гидродинамической активности придонного слоя.

В Карском море пелиты покрывают практически полностью все дно Восточно-Новоземельского желоба глубже изобат 140–150 м. Отложения хорошо сортированы, содержание пелитовой фракции составляет 80–85 %. На первый взгляд, аккумуляция столь тонкозернистых осадков на небольших глубинах и в зонах довольно заметного течения (5–10 см/с) труднообъяснима. Однако, если принять во внимание своеобразие условий седиментации в этой части Карского моря, то оказывается, что такое распределение вполне закономерно.

С одной стороны, Карское море отличается большей, по сравнению с Баренцевым, ледовитостью. Поэтому, волнения здесь в меньшей степени вымывают тонкие фракции из донных отложений. Во-вторых, большая часть крупного терригенного материала, выносимого р. Обь, осаждается в Обской губе, а до Восточно-Новоземельского желоба доходят лишь наиболее тонкие частицы. Кроме того, величина абразии берегов Новой Земли и речной терригенный сток весьма незначительны, а поступающий с острова более крупнозернистый материал осаждается в непосредственной близости от берегов.

Бигранулярные (переходные) осадки сложены преобладающей (от 50 до 75 %) и дополняющей (от 50 до 25 %) группами фракций. Эти отложения занимают 35 % площади изученной акватории Баренцева моря, представлены песчаными галькой и гравием П(Г,Гр), алевритовым песком (АП), песчаным (ПА) и пелитовым (ПЛА) алевритом и алевритовым пелитом (АПл) и связаны фаціальными переходами между собой и соответствующими разно-

стями моногранулярных осадков. Распределение отложений переходного типа характеризуется приуроченностью к определенным формам рельефа дна.

Гравийно-галечные и песчано-гравийные разности развиты фрагментарно на участках западного подводного берегового склона Новой Земли, на подводном продолжении мысов Северный Гусиный Нос, Долгий, Сухой Нос и др. и ограничены изобатами 80–90 м.

Пески алевритовые и алевриты песчаные распространены преимущественно на глубинах от 130 до 200 м. Южнее они отмечены на северном склоне Гусиной банки, плато Моллера и в губах Митюшиха, Крестовая, Южная и Северная Сульменевы, Машигина и др. Узкие полосы этих отложений тянутся вдоль всего восточного борта Западно-Новоземельского желоба. В центральном и северном районах алевритовый песок и песчаный алеврит картируются в привершинных частях возвышенностей.

Пелитовый алеврит и алевритовый пелит распространены на восточном и западном склонах Западно-Новоземельского желоба и в Центральной впадине Баренцева моря.

Условия образования осадков переходного типа определяются сочетанием неотектонического фактора и условиями нестабильного, преимущественно слабого гидродинамического режима. Крупнозернистые разности переходной группы сортированы плохо, а тонкозернистые отличаются хорошей сортировкой.

В Карском море распределение алевритовых пелитов контролируется батиметрической зональностью. Эти осадки, примыкая непосредственно к прибрежным песчано-гравийно-галечным образованиям, протягиваются полосой вдоль всего восточного берега Новой Земли до изобаты 140–150 м, они же сменяются моногранулярными пелитами. На удалении от берегов небольшие пятна алевритовых пелитов также отмечены на возвышенностях дна.

Тригранулярные осадки (миктиты), состоящие из трех фракционных групп, и **полигранулярные** (полимиктиты), сложенные четырьмя и более фракциями, относятся к смешанным осадкам и занимают около 40 % 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: гравийно-песчано-алевритовые (ГрПА), пелито-алеврито-песчаные (ПлАП), 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 фациальными переходами.

Миктиты и полимиктиты (Мг,гр), содержащие значительное количество крупно- и грубообломочных фракций, развиты на глубинах до 100 м на западном прибрежном склоне Новой Земли от мыса Северный Гусиный Нос до мыса Сухой Нос, а также в северо-восточной части района на банке Горбовых островов. Миктиты выполняют пространство между полями распространения осадков переходного типа, обнаруживая определенные закономерности. Пелито-песчано-алевритовые отложения тяготеют к районам распространения песков алевритовых и алевритов песчаных, с которыми они связаны фациальными переходами. Песчано-пелито-алевритовые отложения характеризуются

непрерывным переходом в алевроитовый пелит, пелитовый алевроит и пелитовые миктиты. Песчано-алеврито-пелитовые миктиты широко развиты на западном и восточном склонах Западно-Новоземельского желоба, а также склонах Центральной впадины Баренцева моря на глубинах 200–250 м.

В Карском море осадки смешанного типа представлены практически только песчано-гравийно-галечными микритами, распределение которых также контролируется батиметрической зональностью. Они закартированы вдоль всего прибрежного склона восточного берега Новой Земли и располагаются между изобатами 0 и 20–30 м, являясь продуктами береговой и донной абразии.

Обработка данных гранулометрического анализа

Особенности рельефа дна, ледового режима и связанные с ними процессы гидродинамики определяют направленность литодинамических процессов.

По данным гранулометрического анализа построены кумулятивные кривые, по методике, предложенной В. И. Гуревичем [Гуревич, 1985ф].

Все многообразие кумулятивных кривых сведено к четырем типам: Г, Е, А, В (рис. 15). Процесс седиментации для кривой *Г-типа* характеризуется транспортировкой и размывом в условиях стабильной умеренной гидродинамики. Характерный гранулометрический состав осадков АП и ПА.

Процессы неустойчивой аккумуляции и транспортировки развиты на большей части акватории. Это не только области выровненного рельефа дна, но и склоны. На этих участках формируются осадки, которым соответствуют S-образные и полимодальные кумулятивные кривые.

Полимодальная кумулята *Е-типа* обычна для осадков, образовавшихся при транспортировке, частичном размыве и аккумуляции в условиях нестабильной, преимущественно умеренной гидродинамической активности. Выделяются подтипы Е1 и Е2 по содержанию гравийной фракции в осадке. Характерный гранулометрический состав осадков подтипа Е1 – полимиктиты, подтипа Е2 – миктиты мелкообломочные.

Для S-образной кумулятивной кривой *А-типа* преобладающим процессом седиментации является аккумуляция и, частично, транспортировка в условиях нестабильной, преимущественно слабой гидродинамики. Характерный гранулометрический состав осадков ПЛА, АПл, Пл.

Для вогнутой кумулятивной кривой *В-типа* преобладающим процессом седиментации является аккумуляция в условиях стабильной, преимущественно слабой гидродинамики. Характерный гранулометрический состав осадков – Пл и Пл^ч.

Процессы устойчивой аккумуляции локализуются в наиболее глубоких участках Западно-Новоземельского желоба и Центральной впадины.

Генетические типы донных отложений

В зависимости от происхождения исходного материала, поступающего в акваторию, в пределах листа выделяются следующие генетические типы донных осадков: терригенный, эдафогенный и палимпсестовый.

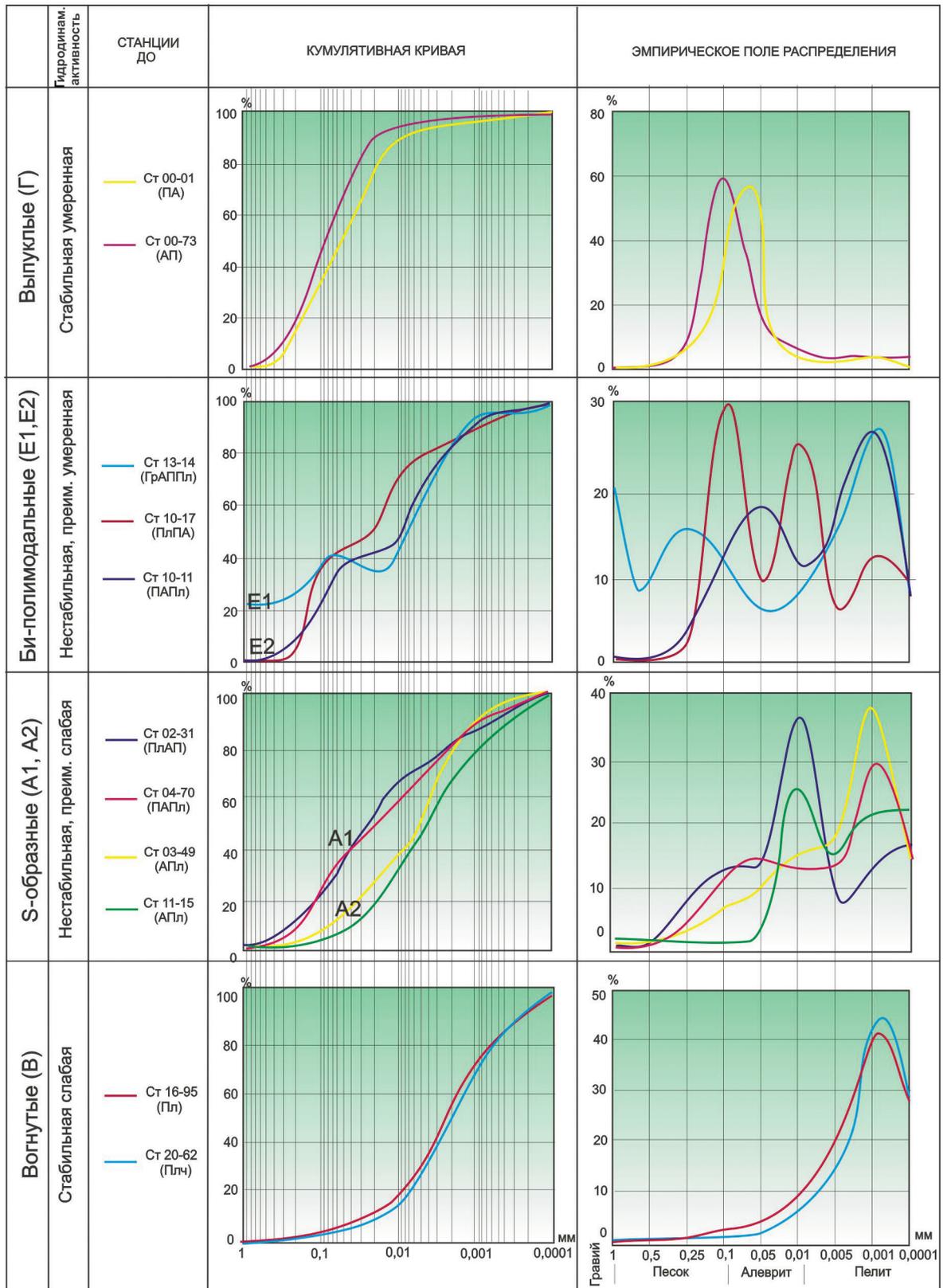


Рис. 15. Зависимость гранулометрического состава от гидродинамической активности.

В акватории значительно преобладают **терригенные** осадки, не выделяемые на карте крапом. Они покрывают около 95 % площади дна.

Источниками терригенного материала в акватории является местный размыв дна на положительных формах рельефа, а также абразия берегов и речной сток арх. Новая Земля. Значительная часть грубо- и крупнообломочного материала оседает в губах, заливах и вблизи них, чем и объясняется преобладание тонких гранулометрических фракций в поверхностных отложениях акватории. Заметное влияние на формирование осадков оказывает ледовый разнос (5–10 %) [Кошелева, 1999].

Главным фактором седиментогенеза является гидродинамическая обстановка, которая здесь складывается из совокупного действия постоянных и приливо-отливных течений. Перенос мелкообломочного материала осуществляется в основном во взвеси и сальтацией. Первый способ характерен для пелитовых частиц, второй – для мелкопесчаных и алевритовых.

На восточном склоне Центрально-Баренцевской впадины и на Адмиралтейской возвышенности в песчано-алевритовых микритах отмечено содержание карбонатной примеси в количестве 10–25 %. Карбонаты представлены ракушечным детритом и целыми раковинами двустворок.

На ряде станций донного опробования в осадках обнаружены железомарганцевые корки на обломках пород и раковинах моллюсков толщиной несколько миллиметров. Эти станции вынесены на литологическую карту.

Особенностью донных отложений Карского моря является присутствие железомарганцевых конкреций (ЖМК). Поля их развития известны и закартированы [Гуревич, 2002]. Однако в пределах площади листа отмечены немногочисленные находки микроконкреций и корок в прибрежье Новой Земли и на прилегающем склоне Восточно-Новоземельского желоба.

Эдафогенные отложения представляют собой продукты разрушения допозднекайнозойских пород, где вероятны их подводные скальные выходы, и развиты в районах, где отсутствуют или имеют малую мощность четвертичные отложения. Механизм их формирования в целом схож с таковым для палимпсестовых образований. Эдафогенные осадки приурочены к сводам неотектонических возвышенностей или к абразионным берегам. В Баренцевом море эти отложения отмечены на восточном склоне Адмиралтейской возвышенности и являются продуктами разрушения триасовых пород.

В Карском море песчано-гравийно-галечные микриты, закартированные на прибрежном склоне вдоль всего восточного абразионного берега Новой Земли, вероятно, также имеют эдафогенное происхождение и являются продуктами разрушения палеозойских пород.

Палимпсестовые осадки развиты в районах отсутствия голоценовых отложений или их незначительной мощности (менее 0,2 м). Палимпсестовые отложения представляют собой остаточные разноразмерные накопления, формирующиеся в процессе размыва плейстоценовых отложений. Осадки характеризуются плохой сортировкой и широким диапазоном гранулометрических фракций – от пелитовых до галечных. Палимпсестовые отложения выделены на Адмиралтейском и Крестовом поднятиях. Не исключено, что полимиктиты, отмеченные в прибрежной зоне от мыса Северный Гусиный Нос до мыса Долгий, также являются продуктами размыва плейстоценовых образований.

В Карском море палимпсестовые отложения отмечены мористее заливов Чекина, Медвежий и Брандта, а также на возвышенных участках дна Восточно-Новоземельского желоба на глубинах 250–260 м. Вероятно, песчано-алевритовые пелиты на безымянной возвышенности вблизи юго-восточной границы акватории на глубинах 100–140 м также содержат палимпсестовую компоненту.

Гравитационные отложения, являющиеся продуктами деятельности абразионных процессов и потоков материала, перемещенных вниз по склону, предположительно, отмечены в юго-восточной части листа на крутых склонах Восточно-Новоземельского желоба.

Характеристика минерального состава донных отложений

Минеральный состав поверхностных донных отложений зависит от петрографического состава пород областей сноса, размыва дна. Выход тяжелой фракции в осадках изменяется в зависимости от близости суши, дальности переноса и гидродинамических условий зоны седиментации. Для данной акватории, в связи с удаленностью от берегов и преобладающими глубинами более 200 м, эти значения невелики и варьируют от 0,16 до 3,5 %. В среднем по площади выход тяжелой фракции составляет 0,1 % от крупноалевритовой фракции осадка.

Минеральный состав тяжелой фракции довольно однообразный. Основными минералами являются обыкновенная роговая обманка, черные рудные, группа эпидота–цоизита, гранаты, моноклинные пироксены, титанистые минералы (табл. 1).

Таблица 1

Минеральный состав тяжелой фракции поверхностного слоя донных отложений (по 50 пробам)

Тяжелые минералы	Содержание, %		Среднее значение, %
	min	max	
Пироксены	0,0	5,0	1,3
Обыкновенная роговая обманка	0,0	31,0	10,1
Группа эпидота–цоизита	1,0	17,1	8,4
Гранат	1,0	27,9	18,7
Циркон	1,0	16,0	9,3
Неопределенные титанистые минералы	0,4	7,8	3,6
Черные рудные	1,0	49,8	35,7
Пирит	0,0	54,7	3,9
Сидерит	0,0	5,5	0,9
Железо-карбонатные агрегаты	0,0	11,7	2,7
Выход тяжелой фракции	0,16	3,5	1,0

Аутигенные образования в донных осадках изученной акватории представлены пиритом, сидеритом, гидроокислами железа, железисто-карбонатными агрегатами и единичными зернами глауконита.

На основании распределения в поверхностных осадках минералов тяжелой фракции выявлено, что большую часть листа S-39 занимает чернорудно-гранат-эпидот-амфиболовая провинция. Лишь в северной части листа в пределах Адмиралтейской возвышенности сокращается количество амфиболов и развита гранат-эпидот-чернорудная провинция. На прибрежном мелководье островов Новая Земля, где верхнечетвертичные образования залегают на триасовых осадочных породах, развита гранат-чернорудно-амфибол-эпидотовая провинция.

В некоторых районах наблюдается обогащение отдельными минералами. На Адмиралтейской возвышенности, плато Моллера и северном склоне Кармакульской впадины осадки обогащены титаном, цирконом и гранатом. Все эти области показаны на литологической карте, причем за граничные приняты следующие содержания (кг/т): для граната – 3, титансодержащих – 7, циркона – 3. Расчет концентраций данных минералов проводился по крупноалевритовой фракции. Также на карте немасштабным знаком отмечены участки, где в пробах обнаружены единичные зерна ортита и монацита (2–4 % от тяжелой фракции).

Геохимические исследования органического вещества в донных отложениях. Для органо-геохимической характеристики донных осадков и определения перспективности площади по геохимическим критериям выполнен комплекс анализов, включающий определение содержаний $C_{орг}$, компонентного состава углеводородных газов (УВГ) и жидких углеводородов (УВЖ), а также проведен изотопный анализ углерода метана.

Содержание $C_{орг}$ в среднем по акватории составляет 1,0 %, в наиболее пониженных участках акватории – 2 %. Повышенные содержания $C_{орг}$ приурочены к алеврито-пелитовым и пелитовым отложениям, отчетливо выражена зависимость содержания в осадках $C_{орг}$ от их дисперсности и, следовательно, сорбционной емкости.

Для определения состава и содержания газовой компоненты было проанализировано 50 проб донных осадков. Среди углеводородных газов в отложениях доминирует метан.

Метан опережает другие УВГ при миграции, обладает значительной химической и термической устойчивостью, может иметь биохимическое и глубинное происхождение. Поэтому он не является надежным геохимическим индикатором или поисковым признаком наличия скоплений УВ. Помимо метана в газовой фазе донных отложений присутствует широкий спектр его гомологов – тяжелые углеводороды. В их составе присутствуют как предельные углеводороды – этан, пропан, и и-бутан и др., так и непредельные – этилен, пропилен и-бутулен.

Содержание углеводородных газов в донных осадках исследуемой акватории по 50 пробам приведено в табл. 2.

Содержание углеводородных газов в осадках (нл/кг)

Газ	Хср	Хмин	Хмакс
Метан	7110,34	2882,81	461215,99
Этан	152,98	84,70	1163,20
Этилен	58,77	23,04	551,01
Пропан	111,88	62,88	637,91
Пропилен	33,29	14,52	484,57
и-бутан	10,13	0,00	41,50
н-бутан	54,78	27,34	303,38
бутен-1	16,58	0,00	202,36
и-бутилен	14,15	0,00	242,85
i-пентан	15,96	1,23	56,33
п-пентан	18,46	1,05	109,97

Расположение участков повышенных содержаний тяжелых углеводородов в целом совпадает с таковыми для метана, что особенно важно, поскольку образование этана, пропана и бутана биохимическим путем ограничено.

Изотопный анализ атомов углерода в молекуле метана был выполнен в 5 образцах газа с повышенными и аномальными значениями концентрации метана. В табл. 3 приведены значения концентрации метана и значения параметра δC^{13} (‰), отражающего соотношение стабильных изотопов C^{12} и C^{13} . В двух образцах изотопный анализ выполнить не удалось из-за низких концентраций метана и объема газа. Как видно из табл. 3, значения δC^{13} (‰) не выходят за пределы генетического диапазона современного микробиологического газа.

Таблица 3

Изотопия углерода метана в газовой фазе

Номер пробы	Концентрация метана (ppm)	$\delta C^{13} C^{12}$, ‰
11-03	146,013	Мало газов
01-01	234,455	Мало газов
08-04	657,851	-62,5
13-04	723,001	-93,7
06-02	4434,769	-85,39

Методом жидкостно-адсорбционной хроматографии выполнено исследование группового состава жидких углеводородов (табл. 4).

Компонентный состав жидких углеводородов, % (по 50 станциям)

Компонент	Хср	Хмин	Хмакс
Масла	60,36	20,00	78,78
Нейтр. смолы (бензольные)	22,69	16,34	38,17
Окисл. смолы (спирто-бензольные)	11,70	1,22	40,00
Асфальтены	5,48	0,15	25,00
Содержание УВЖ, % вес	0,1208	0,0066	0,5547

В изученном районе преобладают смолистые битумоиды с содержанием масел около 60 % и содержанием асфальтенов 6–10 %.

В целом участки с повышенным содержанием в осадке метана и суммарного количества тяжелых углеводородов хорошо коррелируют с некоторыми антиклинальными структурами, показанными на схеме нефтегазогеологического районирования. В частности они совпадают со структурами Адмиралтейская, Крестовая, Митюшихинская.

МАГМАТИЗМ

Докайнозойские нестратифицированные магматиты на площади листов S-39,40 представлены комплексами трех возрастных уровней – позднепротерозойского, позднедевонского и триасового(?), а также «невалидной» ассоциацией мезозойских габброидов ложа Баренцева моря. В кайнозое магматическая деятельность проявилась в виде редких трубок взрыва трахибазальтового состава. Все интрузивные комплексы с собственными названиями фигурируют в Легенде Северо-Карско-Баренцевоморской серии листов [СЛ, 2003ф], значительная часть описательных и аналитических подразделений приведена согласно монографии Е. А. Кораго [Кораго, 2005].

Позднепротерозойские интрузии

Они представлены двумя позднерифейскими(?) и одним позднерифейско-ранневендским комплексами, пространственно сопряженными, а возможно, отчасти и генетически связанными с выходами верхнерифейских(?) таксонов.

Якорнинский клинопироксенит-метагабброидный гипабиссальный комплекс малых интрузий ($v' - v' RF_3 ? k$) назван по одноименной бухте в губе Северная Сульменева, расположенной на западе Северного острова; территориально связан исключительно с участками развития якорнинской и удобнинской толщ. К названному комплексу отнесены дайки и небольшие штоки зеленокаменно измененных долеритов, а также амфиболитов, клинопироксенитов, изредка серпентинитов. Все они тяготеют к зоне Главного Новоземельского разлома, обнажаются на побережье губ Северная Сульменева и Митюшиха, где прорывают породы вышеупомянутых толщ.

В одном из наиболее крупных ($1,0 \times 0,4$ км) тел на берегу губы Северная Сульменева, имеющем пластообразную форму, различаются метагабброиды (чаще метадолериты), кварцсодержащие эпидот-альбитовые и почти мономинеральные (близкие к горнблендитам) амфиболиты. Породы полосчатые, линзовидно-полосчатые, пятнистые, пронизаны жилами гранитного состава; контакты с вмещающими отложениями резкие, субсогласные (в основном крутые). Здесь же среди вмещающих кристаллосланцев и мраморов распространены многочисленные разноориентированные мелкие дайки, жилы различно измененных габброидов (в т. ч. амфиболитов), условно относимые к якорнинскому комплексу; протяженность даек десятки – первые сотни метров, мощность – до 3 м. Вместе с окружающими их стратифицируемыми образованиями они участвуют в складчатости, дайки интенсивно катаклазированы, в мраморах – будинированы.

Таблица 5

Химический состав позднерифейских ультрамафитов и метагабброидов якорнинского комплекса и амфиболов из них

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
SiO ₂	40,99	40,75	47,10	50,16	57,49	48,44	53,96	50,30	49,31	53,83	49,14	47,61	47,40	54,21	52,29	49,74	47,57	49,59	60,70	59,37
TiO ₂	0,07	0,01	0,22	1,23	1,30	0,75	1,26	2,69	0,42	0,71	3,60	0,58	0,39	0,44	0,52	0,47	0,51	0,35	1,48	1,06
Al ₂ O ₃	1,58	1,06	21,25	19,03	17,22	13,00	17,76	12,82	14,81	17,56	13,15	12,46	21,15	5,58	5,17	19,43	8,11	3,87	13,61	16,54
Fe ₂ O ₃	4,03	4,88	2,21	3,46	3,30	1,76	2,12	2,60	2,53	2,99	6,73	3,47	2,29	1,40	1,71	1,43	11,25	9,22	3,80	2,44
FeO	4,75	1,44	5,86	7,34	6,45	9,31	6,92	12,33	6,44	6,81	9,74	7,58	6,36	6,86	9,21	5,33	0,83	2,67	5,81	4,32
MnO	0,15	0,07	0,17	0,15	0,14	0,19	0,14	0,24	0,20	0,16	0,30	0,22	0,14	0,16	0,27	0,13	0,19	0,19	0,21	0,14
MgO	37,10	39,43	9,20	4,82	3,05	13,34	4,50	5,37	11,86	5,49	3,93	13,66	6,29	17,28	18,82	7,35	17,85	19,89	2,12	3,12
CaO	–	–	10,52	8,41	5,33	10,59	7,44	9,89	11,67	7,87	8,22	13,25	12,76	12,73	11,02	11,59	12,87	13,20	3,77	4,53
Na ₂ O	0,07	0,84	1,39	2,80	3,20	1,04	2,61	2,23	1,58	2,48	3,66	0,88	2,38	0,92	0,68	0,91	0,61	0,77	4,04	3,27
K ₂ O	0,03	0,21	2,02	2,51	2,27	1,51	3,00	1,30	1,10	1,97	0,59	0,26	0,82	0,37	0,26	3,53	0,22	0,25	4,17	4,75
P ₂ O ₅	0,03	–	0,02	0,07	0,25	0,07	0,27	0,22	0,05	0,14	0,95	0,04	0,02	0,04	0,05	0,09	–	–	0,29	0,46
ппп	11,13	10,68	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–

Примечание. **1–2** – серпентиниты (губа Митюшиха); **3–4** – метадолериты (губа Северная Сульменова); **5–13** – гибридные породы по метагабброидам (там же); **14–16** – амфиболиты и шпиры амфиболитов (там же); **17–18** – амфиболы из амфиболитов (там же); **19–20** – «монцодиориты» гибридные (губа Митюшиха и губа Северная Сульменова), оливковые долериты [Кораго, 2005].

В районе губы Митюшиха также фиксируются малые дайкообразные интрузии и жилы, сложенные интенсивно измененными ультрамафитами и мафитами; в частности здесь обнаружено изометричное в плане тело серпентинитов размером $1,0 \times 0,6$ км. Эти магматиты располагаются среди интенсивно тектонизированных аляскитов митюшевского комплекса или же сгущены вблизи них уже в поле отложений палеозоя; во всех случаях они имеют тектонические контакты с окружающими породами и, как правило, либо несут следы воздействия со стороны митюшевских гранитоидов, либо пересекаются гранитными прожилками и жилками, аналогичными им по составу.

Химические анализы (табл. 5) метабазитов из интрузивного тела на берегу губы Северная Сульменева показывают, что они близки по своему составу к долеритам и габбро, представляя собой мезократовые низко- и умеренноглиноземистые образования известково-щелочной серии; серпентиниты губы Митюшиха имеют состав, сходный с дунитами. Наряду с этим в интрузиях обоих районов присутствуют породы, обладающие значительными вариациями окисного состава, что может связываться с приконтактовой «гибридизацией» или аллохимическими преобразованиями.

Возраст пород якорнинского комплекса в губе Северная Сульменева, согласно их геологическому положению, близок к времени формирования вмещающих позднерифейских толщ, а верхняя временная граница фиксируется прорыванием метагабброидов гранитоидами северосульменевского комплекса (табл. 6), для которого здесь имеется изотопная датировка $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ методом по циркону со значением 739 ± 30 млн лет [Соболев, 2008ф]. Возраст прорываемых якорнинским комплексом кристаллосланцев по обломочным цирконам, согласно последним данным [Соболев, 2008ф], безусловно, моложе 1030 млн лет. Исходя из этого, время становления комплекса оценивается как позднерифейское.

Северосульменевский гранитовый комплекс ($\gamma\text{RF}_3?ss$) впервые был датирован условно «докембрийским» возрастом и схематично описан Ю. П. Ершовым и И. А. Андреевой в 1976 г. Ранее эти образования считались раннемезозойскими и включались в состав «сульменевского комплекса» [Геология, 1970]. Породы, отнесенные к описываемому подразделению, названному по одноименной губе, представлены мелкозернистыми и аплитовидными, нередко порфиroidными плагиогранитами, лейкогранитами, пегматоидными гранитами, а также пегматоидными обособлениями и пегматитами. Распространены эти гранитоиды только на побережье губы Северная Сульменева, где густо насыщают блок кристаллических пород докембрия площадью около 5 км^2 . При этом чаще они развиты среди верхов позднерифейского разреза, где локализуются в кристаллосланцах и амфиболитах. По морфологическим особенностям резко превалируют согласные жилы, однако нередки и секущие тела самых причудливых очертаний. Тонко инъецируя кристаллические сланцы, они на отдельных участках образуют мигматиты, птигматиты и пр. Мощность тел колеблется от миллиметров до 3–4 м, а протяженность составляет от сантиметров до первых десятков метров. Состав и строение мелких жил достаточно постоянны, в более значительных по мощности телах краевые части сложены аплитами или порфиroidными мелко-среднезернистыми разновидностями, сменяющимися (иногда довольно резко) в центральных частях крупнокристаллическими и пегматоидными гранитами. Вмещающие породы

представлены кристаллосланцами разного состава, амфиболитами, реже мраморами. Контактное воздействие гранитоидной магмы на мраморы часто выражается в появлении гранат-эпидотовых скарнов, развитых по трещинам и имеющих мощность до первых сантиметров. В сланцах и амфиболитах за счет контактового воздействия происходит замещение ряда минералов более низкотемпературными. При соприкосновении гранитоидной магмы с базитами возникает широкая гамма гибридных образований, нередко характеризующихся умереннощелочным уклоном.

Средний количественно-минеральный состав пород комплекса колеблется в широких пределах: кварц – от 25 до 40 % (редко более), плагиоклаз – от 35 до 60 %, микроклин и калиево-натриевый полевой шпат – от 0 до 25 %, мусковит – от 0 до 20 % (обычно 5–10 %). Иногда присутствует турмалин в количестве до 3 %, реже встречаются зерна граната. Акцессорные минералы представлены цирконом, апатитом, иногда галенитом, шеелитом, касситеритом и минералами из группы тантало-ниобатов.

Химический состав гранитоидов комплекса (табл. 6) заметно варьирует, включая как пересыщенные (до 78 %), так и насыщенные кремнекислотой разности нормальной и умеренной щелочности. Количество глинозема обычно повышено (12–15 %). Сумма щелочей колеблется от 6 до 8,5 %, причем превалирует то натрий, то калий.

Т а б л и ц а 6

Химические составы позднерифейских гранитоидов северосульменевского комплекса (пересчитаны на безводный остаток)

Оксиды	1	2	3	4
SiO ₂	78,28	74,59	71,9	47,45
TiO ₂	0,03	0,03	0,26	0,59
Al ₂ O ₃	12,5	15,13	15,24	29,44
Fe ₂ O ₃	0,24	0,38	0,94	3,93
FeO	0,50	0,47	1,72	7,87
CaO	1,69	0,42	2,63	0,8
MgO	0,62	0,17	1,37	1,17
MnO	0,01	0,03	0,07	0,04
K ₂ O	0,63	4,86	2,71	8,6
Na ₂ O	5,50	3,83	3,05	0,81
P ₂ O ₅	Сл.	0,09	0,11	–

Пр и м е ч а н и е. 1–3 – граниты; 4 – мусковит [Кораго, 2005].

Имеющиеся немногочисленные геохимические данные 18 спектральных полуколичественных анализов свидетельствуют (в первом приближении) о лито-халько-сидерофильном дифференцированном геохимическом типе гранитоидов. Характерны повышенные (иногда на порядок и более) количества Cr, Ni, Cu, Co, в меньшей степени – La, Ce, а также – Sr и Sn. Сколько-нибудь выраженная рудная минерализация, связанная с комплексом, не выявлена.

Возраст рассматриваемых образований устанавливается на основании их активных контактов с позднерифейскими(?) кристаллосланцами и метабазита-

ми, являющимися в регионе наиболее древними породами. Изотопные даты гранитов составляют 1300 ± 90 млн лет (Pb-Pb метод термоионной эмиссии из микронавесок циркона, ВСЕГЕИ), 598 ± 26 и 618 ± 18 млн лет (U-Pb метод по циркону, Хьюстон, США), 584 ± 27 млн лет (K-Ar метод по валовому составу, ВСЕГЕИ), 1280 ± 70 млн лет (Sm-Nd метод, ИГиГД РАН). Однако при последних датировках [Соболев, 2008ф] гранитных интрузий методом $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст цирконов варьирует от 467 ± 26 до 2846 ± 17 млн лет, но при этом 7 наиболее «молодых» зерен ложатся на дискордию, фиксирующую время кристаллизации (верхнее пересечение) как 739 ± 30 млн лет. В этом случае 3 более древних зерна (1212 ± 39 , 1888 ± 13 и 2846 ± 17 млн лет) скорее всего были захвачены из вмещающих пород. Проведенное датирование позволяет считать наиболее вероятным позднерифейский возраст комплекса.

Митюшевский аляскит-гранитовый комплекс ($\epsilon\gamma$ - γRF_3 - V_m) представлен крупным массивом Митюшев Камень на юго-западе Северного острова Новой Земли. В современном эрозионном срезе этот массив распадается на четыре выхода, которые вытянуты в северо-восточном направлении на 40 км (при ширине 3–8 км) от прол. Маточкин Шар, пересекают зал. Енисей и прослеживаются далее по побережью губ Серебрянка и Митюшиха севернее (гора Приметная) и западнее (мыс Запасова) Митюшева Камня. Главное тело интрузива (площадью более 50 км²), расположенное между р. Мутная и губой Серебрянка, имеет в плане овальную эллипсоидальную форму, образуя пластину мощностью до 5 км, ограниченную разломами с крутыми наклонами сместителей на восток. Два других выхода (гора Приметная и мыс Запасова) принадлежат к сравнительно маломощным субпластовым телам, также падающим к востоку и юго-востоку под углами 30–60°. Для четвертого тела (гора Литке), имеющего преимущественно тектонические контакты, предполагается штокообразная форма.

Массив Митюшев Камень сложен аляскитами и лейкократовыми гранитами с переходами к периферии в меланократовые гранодиориты и (редко) плагиограниты. Аляскитами сложены также северная и западная субпластовые интрузии, а в пределах южного штока аляскиты сменяются меланократовыми разновидностями гранитоидов. В составе комплекса преобладают крупнозернистые аляскиты, но отмечаются средне- и мелкозернистые пегматоидные и порфириовидные разности. Плагиограниты и гранодиориты чаще всего гнейсированы, имеют такситовое сложение, обусловленное линейно расположенными скоплениями биотита (редко амфибола). Однако при ненарушенном строении это обычно крупнозернистые массивные породы. Вдоль разрывных нарушений, как правило, ограничивающих интрузивные тела, фиксируются мощные зоны расланцевания (огнейсования). В гранитоидах митюшевского комплекса отмечаются аутометасоматические изменения – альбитизация, калишпатизация, окварцевание. В отдельных случаях наряду с появлением кварцевых, кварц-полевошпатовых жил и прожилков (более характерных для центральных частей интрузий) в гранитоидах устанавливаются полевошпатовые новообразования двух-трех генераций, что указывает на проявленность поздних наложенных процессов. К жильной фазе митюшевского комплекса отнесены аплитовые и маломощные пегматоидные тела, расположенные преимущественно в периферических частях крупного массива, а также редкие дайки кварцевых порфиров.

Таблица 7

Химический состав позднерифейско-ранневендских гранитоидов митюшевского комплекса (пересчитаны на безводный остаток)

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
SiO ₂	78,04	77,40	77,23	76,80	76,61	76,38	76,38	76,07	75,85	75,39	74,94	74,87	74,85	74,56	74,47	74,34	74,29	74,28	73,90	70,74	66,99	66,78	66,54
TiO ₂	0,09	0,11	0,10	0,13	0,09	0,20	0,15	0,20	0,13	0,20	0,20	0,27	0,47	0,16	0,025	0,25	0,27	0,15	0,28	0,27	0,47	0,47	0,37
Al ₂ O ₃	11,31	11,75	11,23	12,05	12,50	13,32	11,70	11,81	12,77	12,43	12,70	11,86	13,13	13,64	12,26	13,33	13,17	13,05	12,40	15,70	15,28	15,17	15,69
Fe ₂ O ₃	1,01	0,52	1,10	0,92	0,04	1,39	0,73	0,70	0,50	0,71	0,60	1,11	0,83	0,92	1,25	0,61	0,59	0,69	1,13	0,53	2,64	2,11	2,06
FeO	0,44	0,79	0,90	0,98	0,68	0,22	0,44	1,62	1,09	1,46	1,45	1,43	2,20	0,66	1,40	1,27	1,01	1,38	1,77	1,73	1,75	2,13	1,79
MnO	0,03	0,02	0,03	0,04	0,01	0,02	0,03	0,05	0,03	0,04	0,04	н/об	н/об	0,02	н/об	0,06	н/об	0,05	0,09	н/об	0,09	0,10	0,08
MgO	0,23	0,19	0,18	0,07	0,09	0,46	0,59	0,50	0,15	0,32	0,41	0,78	0,46	0,49	0,33	0,13	0,33	0,48	0,59	0,96	2,55	2,19	1,65
CaO	0,45	0,55	0,74	0,41	0,80	1,42	0,99	0,44	0,55	1,38	0,60	0,70	0,78	0,77	0,95	0,89	0,67	0,94	0,97	1,66	2,52	3,70	3,76
Na ₂ O	2,76	4,06	3,78	3,81	3,85	6,18	3,86	3,56	3,79	3,72	3,81	3,68	3,76	2,95	4,21	3,49	4,13	3,36	3,72	4,28	2,65	3,41	4,37
K ₂ O	5,63	4,59	4,62	4,77	4,91	0,41	5,13	5,01	5,08	4,27	5,20	5,24	3,51	5,83	4,81	5,56	5,49	5,62	5,08	4,09	5,06	3,80	3,60
P ₂ O ₅	–	0,06	0,01	0,03	0,03	–	0,01	0,04	0,04	0,07	0,05	0,07	н/об	н/об	0,07	0,06	0,05	н/об	0,06	0,05	0,00	0,13	0,10

Примечание. **1–5, 7–10** – микроклиновые аляскиты; **11–19** – аляскиты-лейкограниты; **20** – гранит; **6** – альбитизированный гранит; **21–22** – гранодиориты; **23** – граносиенит [Кораго, 2005].

Химический состав (табл. 7) преобладающих пород комплекса – крупнозернистых лейкократовых гранитоидов – отвечает аляскитам (SiO_2 до 77 %, суммарная щелочность – около 9 % при некотором преобладании калия над натрием, незначительное количество Fe и Mg). В химизме пород краевых фаций, обогащенных биотитом и роговой обманкой, отражены переходы от аляскитов к гранодиоритам.

Наложенные постмагматические процессы скорее всего проявились в форме редкометалльного пегматитообразования (Ba, La, Nb), грейзенизации (Sn, Zr), а более поздние гидротермальные преобразования выражены накоплением Sn, Mo, Bi, Nb, Ba.

Возраст гранитоидов, установленный U-Pb методом по двум образцам циркона, составляет от 609–735 (± 50) млн лет до 587(± 50) млн лет [Кораго, 2005]. Последние датировки [Соболев, 2008ф] гранитного массива вблизи зал. Енисей показали, что из 10 изученных зерен цирконов 9 образуют группу с $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возрастaми от 663 ± 50 до 721 ± 23 млн лет. Пять наиболее близких по возрасту зерен дают конкордантный возраст 722 ± 3 млн лет, принимаемый исследователями как усредненное время кристаллизации массива. Таким образом, совокупность результатов датирования показывает, что митюшевский комплекс имеет позднерифейско-ранневендский возраст.

Позднедевонские интрузии

В пределах Новоземельской структурно-формационной мегазоны в начале позднего девона проявился довольно интенсивный базитовый магматизм в форме базальтовых покровов, вулканокластитов в нижнефранских отложениях и, вероятно, комагматичных с ними силлов и даек габбродолеритов, долеритов, кварцевых долеритов, реже верлитов и порфирировых базальтов, выделяемых в самостоятельный интрузивный комплекс.

Костиншарский верлит-долеритовый гипабиссальный комплекс ($v\beta D_3k, v\sigma D_3k$) обильно насыщает ниже-среднедевонскую тайнинскую свиту. Позднедевонские интрузии вместе с сопряженными вулканитами являются единственными магматическими образованиями, весьма широко распространенные на площади листов в пределах арх. Новая Земля. Эти магматиты отвечают породам преимущественно толеит-базальтового, реже – оливин-базальтового состава, а также «промежуточным» образованиям, внешне мало отличающимся друг от друга. Интрузии сложены (в порядке уменьшения их доли в комплексе): долеритами, габбродолеритами, оливиновыми долеритами, микродолеритами, микрогаббропорфиритами, верлитами (безплагиоклазовыми оливин-клинопироксеновыми породами).

Преобладают пластовые по форме тела (силлы), мощность которых колеблется от 1 до 50 м, изредка достигая 80 м, а протяженность обычно не превышает 15–20 км. Нередко образуются «пачки» из 8–10 силлов, разделенных неширокими полосами осадочных пород. На геологической карте силлы показаны немасштабными знаками в местах их наибольших скоплений, преимущественно в упомянутой тайнинской свите. Гораздо реже интрузии костиншарского комплекса залегают в самых низах верхнедевонского разреза или в породах силура и в более древних отложениях. Маломощные силлы

обычно однородны, с зонками закалки в эндоконтактах и иногда с миндалекаменными породами в кровле. В крупных силлах центральные части сложены обычно средне- и крупнозернистыми габбродолеритами, в кровельных частях появляются кварцевые разновидности, а в приподошвенных – микродолериты. В оливиновых долеритах нередко обособляются (в виде шлиров) умереннощелочные габбродолериты. Химический состав пород костиншарского комплекса представлен в табл. 8. Полный химический состав позднедевонских вулканитов костиншарского комплекса района мыса Сахарова и Горбовых островов (острова Личутина и Большой Заячий), расположенных за северной рамкой листа, также представлен в прил. 10.

На западном побережье Новой Земли в районе губ Митюшиха, Северная и Южная Сульменева помимо силлов распространены дайки, а также субвулканические образования (некки), представленные: пироксенофировыми и (реже) афировыми базальтами, внешне неотличимыми от эффузивных аналогов. Дайки костиншарского комплекса маломощны и на карте также показаны «внемасштабно». Они локализованы главным образом в породах силура и нижнего-среднего девона; в их составе преобладают микродолериты, а также порфиновые долериты и базальты. Средний химический состав подобных пород отражает табл. 8.

Т а б л и ц а 8

Средний химический состав пород даек и некков позднедевонского костиншарского гипабиссального комплекса

Оксиды	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	48,89	45,10	47,53	45,20	49,65	50,83
TiO ₂	1,36	1,48	1,60	1,41	1,86	0,92
Al ₂ O ₃	14,49	15,25	14,67	15,41	14,20	14,35
Fe ₂ O ₃	2,16	3,38	2,33	2,34	1,59	1,24
FeO	7,46	8,77	8,72	9,09	11,40	8,52
MnO	0,20	0,21	0,18	0,18	0,22	0,17
MgO	7,07	9,20	7,86	8,81	4,42	7,41
CaO	9,28	8,80	9,00	9,50	8,33	9,98
Na ₂ O	2,10	2,60	2,94	2,84	2,19	2,08
K ₂ O	0,22	0,29	0,35	0,38	0,15	1,11
P ₂ O ₅	0,13	0,16	0,19	0,13	0,20	0,08
ппп	–	–	4,73	4,69	4,61	2,42
Сумма	–	–	100,11	99,98	99,95	99,95
Число анализов	14	19	33	38	2	4

П р и м е ч а н и е. 1 – кровные базальты, 2 – порфиновые оливиновые базальты, 3 – долериты, 4 – оливиновые долериты [Комплект ... , 1998ф], 5 – базальты Горбовых островов, 6 – базальты мыса Сахарова [Соболев, 2015ф].

Образования костиншарского комплекса, как и их эффузивные аналоги в рейской свите, принадлежат к единой умеренно дифференцированной толлит-базальтовой серии. Это в общем мезо-меланократовые умеренноглиноземистые породы, обладающие нормальной щелочностью при преобладании натрия над калием. Как в базальтах, так и в долеритах заметно повышенное

против кларковых значений содержание ванадия. Постмагматическая гидротермальная деятельность проявилась в эпидотизации, окварцевании, карбонатизации и сульфидизации. С этими же процессами связано образование кварцевых и кварц-карбонатных жил мощностью до 1 м, несущих слабую сульфидную минерализацию. Контактное воздействие интрузий на вмещающие породы выражено в слабом ороговиковании терригенных пород и мраморизации известняков.

Позднедевонский возраст базитовых интрузий костиншарского комплекса очевиден из их соотношений с вмещающими породами и комагматичности с позднедевонскими (франскими) эффузивами. Не исключено, однако, что магматическая деятельность началась в конце среднедевонского времени, т. к. первые (редкие и маломощные) прослои туфов основного состава появляются уже в кровле тайнинской свиты. В тектоническом плане этап позднедевонского основного магматизма рассматривается в связи с т. н. «отраженной активизацией» на пассивной окраине Восточно-Европейского палеоконтинента; вещественные и возрастные аналоги известны на Пай-Хое, Северном и Полярном Урале.

Триасовые(?) интрузии

Интрузивная деятельность этого времени, связываемая с коллизионным этапом развития Новоземельской складчатой системы, проявилась очень слабо и фиксируется сравнительно немногочисленными малоразмерными телами, сопоставляемыми с тремя комплексами.

Черногорский монцодиорит-гранитовый комплекс представлен: мелкой интрузией горы Чёрная, штокообразным телом вблизи ледника Рождественский, а также серией даек в районе заливов Цивольки и Медвежий на восточном побережье Северного острова. Первая из них имеет в плане сложные очертания, вытянута в субмеридиональном направлении на 5 км при ширине 1,5–2 км. На юге контакт интрузии с известняками нижнего девона крутой, а на востоке, севере и западе – с терригенными породами среднего девона, карбона и нижней перми – пологий. Центральная и северная части тела сложены мелко- и среднезернистыми диоритами и монцодиоритами, имеющими «взаимопереходы» ($\mu\delta\tau\zeta$) в меньшей степени – гранодиоритами, а в приконтактной зоне – гибридными породами «диоритового» состава. В строении южного участка интрузии преобладают крупнозернистые лейкократовые биотитовые граниты и гранодиориты ($\gamma\tau\zeta$). Штокообразное тело вблизи ледника Рождественский имеет в плане округлые очертания, несколько вытянуто в северо-восточном направлении вдоль разрывного нарушения и сложена гранодиоритами; площадь его – около 0,8 км². Большинство даек черногорского комплекса, не показанных на карте (ввиду малого масштаба), сложено гранодиоритами, реже диорит-порфиритами, микродиоритами и микроагбродиоритами. Мощность их варьирует – от 1 до 8 м при протяженности от первых десятков м до 2 км. Соотношения между породами черногорского комплекса не вполне отчетливы, но иногда трактуются в виде трех фаз внедрения. Считается, что в первую очередь интродировали диориты и монцодиориты северной и центральной

частей интрузии горы Чёрная, во вторую фазу – гранодиориты и граниты тела вблизи ледника Рождественский и южного участка массива горы Чёрная, а также дайки микрогранитов, аплитов, гранит-порфиров и гранодиорит-порфиров. К третьей фазе относят дайки диорит-порфиров, микродиоритов и габбродиоритовых порфиров.

По химическому составу (табл. 9) средние породы соответствуют диоритам и кварцевым диоритам, умеренно обогащенным щелочами. Кислые магматиты имеют состав нормальных гранодиоритов и гранитов, а химизм даек отражает их разнообразный состав. О возрасте подразделения – см. ниже (после описания сарычевского комплекса).

Сарычевский гранодиорит-аляскитовый комплекс ($\gamma\delta\text{-}\epsilon\lambda\Gamma\text{?s}$) включает в себя штокообразные тела площадью от 3 до 15 км², вытянутые по простиранию структур вмещающих пород, и мелкие дайки в районе зал. Енисей, губ Крестовая, Южная, Сульменова и Северная Сульменова. В целом названные интрузии приурочены к зоне Главного Новоземельского разлома. Штоки и дайки сложены лейкократовыми гранитами и аляскитами, гранодиоритами, реже биотитовыми и аплитовидными равномернозернистыми гранитами, либо гранит-порфирами. В краевых частях тел гранитоиды обладают порфировидными структурами. По химическому составу породы отвечают аляскитам и гранитам с доминирующей калиевой щелочностью (табл. 9).

Т а б л и ц а 9

Средние химические составы пород триасовых(?) плутонических комплексов

Оксиды	Черногорский комплекс							Сарычевский комплекс		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	59,49	67,78	70,32	70,77	58,62	61,76	65,06	75,84	77,87	74,46
TiO ₂	0,47	0,42	0,35	0,31	0,61	0,69	0,42	0,19	0,06	0,27
Al ₂ O ₃	16,85	15,46	17,86	14,49	16,90	16,80	18,30	12,18	11,57	13,27
Fe ₂ O ₃	1,92	0,79	0,79	0,73	2,11	1,60	1,08	1,42	1,30	1,41
FeO	4,19	2,89	2,07	2,09	5,15	3,45	1,64	1,14	1,01	1,24
MnO	0,11	0,07	0,02	0,07	0,18	0,26	0,05	0,08	0,12	0,05
MgO	4,14	1,40	0,48	0,92	4,37	3,36	1,18	0,36	0,34	0,61
CaO	5,44	2,78	1,95	2,02	5,30	4,70	4,51	0,76	1,22	0,60
Na ₂ O	4,48	4,03	2,22	3,73	4,10	4,36	6,34	3,29	2,08	2,51
K ₂ O	2,70	4,26	3,84	4,77	2,49	2,81	1,28	4,71	4,42	5,51
P ₂ O ₅	0,21	0,12	0,10	0,10	0,17	0,21	0,14	0,03	0,01	0,07
Количество анализов	8	4	1	4	3	4	2	10	1	1

П р и м е ч а н и е. 1–7 – черногорский комплекс: 1 – диориты, 2, 3 – гранодиориты (2 – гора Чёрная, 3 – район ледника Рождественский), 4 – граниты, 5 – кварцсодержащие монодиориты, 6 – кварцевые диориты и микродиориты, 7 – альбитизированные гранодиорит-порфиры; 8–10 – сарычевский комплекс: 8 – аляскиты, 9 – гранит-порфиры (горы Сарычева, Соседка), 10 – аляскит-порфиры (губа Северная Сульменова) [Комплект ... , 1998ф].

Интрузии черногорского и сарычевского комплексов прорывают все отложения, включая пермские, и оказывают на них контактовое воздействие. Их возрастные датировки К-Аг методом по биотиту, амфиболу и валовому составу варьируют от 180–196 до 210–230 млн лет [Кораго, 1988; Комплект ... , 1998ф]; получены и более древние (244–256 млн лет) датировки методом $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$. Приведенные значения охватывают весьма обширный интервал – от конца перми по конец ранней юры. В целом же становление магматитов черногорского и сарычевского комплексов считается субсинхронным и связывается с завершающей стадией позднегерцинского тектогенеза, сформировавшего современную структуру западного сегмента Урало-Монгольского складчатого пояса, включая и Новую Землю. По совокупности имеющихся данных и по общегеологическим соображениям, возраст обоих комплексов принимается триасовым.

Безымянинский пикродолерит-трахидолеритовый гипабиссальный комплекс ($\omega\beta$ - $\tau\beta\Gamma^?b$). Под таким названием условно выделена группа преимущественно секущих тел умереннощелочных и нормальных базитов, распространённых на северо-западе Южного острова арх. Новая Земля (бассейн р. Безымянная, район оз. Ящик). На эти образования, обычно пропускавшиеся при среднемасштабной геологической съёмке, впервые обратили внимание на рубеже XX и XXI веков сотрудники Западно-Арктической партии ПМГРЭ (Л. Г. Павлов, А. П. Каленич и др.) при проведении поисковых работ на свинцово-цинковое оруденение. В 2002 г. эти интрузивные породы были описаны в открытой печати [Каленич, Жуков, 2002] в качестве производных формаций умереннощелочных пикродолеритов, но без собственного названия. Описание тектона, как и его название взяты из монографии Е. А. Кораго, Т. Н. Тимофеевой «Магматизм Новой Земли» [Кораго, 2005]. Комплекс представлен жильными и трубообразными, а также (как исключение) субсогласными телами обычно сильноизменённых габродолеритов, пикродолеритов и долеритов нередко повышенной щёлочности. Мощность дайковых тел составляет первые метры, протяжённость – десятки–первые сотни метров. Вмещающие преимущественно терригенные породы возрастного диапазона от силура до карбона на контактах с дайками безымянинского комплекса существенных изменений не претерпели; лишь иногда отмечается некоторое осветление, связанное со слабым ороговикованием.

Абсолютному большинству пород комплекса свойственны очень высокие потери при прокаливании, составляющие от 4–5 почти до 18 %. Характерны широкие вариации содержания кремнезёма (от 30,39 до более 60 %, хотя в большинстве образцов количество SiO_2 составляет от 41–43 до 46 %) и щелочей с преобладанием то калия, то натрия; это же касается других преобладающих окислов. В целом имеющиеся аналитические данные свидетельствуют о преимущественно повышенной щёлочности, а также меланократовости пород (табл. 10). Какая-либо достоверная рудная минерализация, связанная с безымянинским комплексом, не известна.

Химический состав базитовых даек (1–18) и жилы бостонитов (19) безымянинского гипабиссального комплекса

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
SiO ₂	46,40	41,16	43,40	30,39	35,39	41,65	42,67	43,00	42,43	44,95	45,70	45,74	43,72	48,61	38,67	46,50	46,01	40,11	64,59
TiO ₂	1,36	1,83	1,37	1,11	1,22	0,90	1,46	1,88	2,40	1,61	2,05	2,29	2,27	1,93	1,54	1,60	1,35	0,78	0,94
Al ₂ O ₃	19,47	13,54	15,79	13,65	13,36	15,68	18,12	13,50	14,32	13,08	14,61	12,22	14,33	14,65	15,56	13,36	13,18	16,29	13,49
Fe ₂ O ₃	8,07	20,04	14,84	4,59	15,91	12,22	10,83	16,21	15,78	12,39	10,42	16,62	18,65	11,04	14,64	16,17	17,24	7,97	5,30
MnO	0,05	0,26	0,19	0,10	0,18	0,12	0,2	0,24	0,20	0,07	0,06	0,17	0,21	0,21	0,17	0,21	0,24	0,10	0,04
MgO	5,89	8,06	11,05	2,92	9,94	9,72	9,22	5,98	6,87	6,18	5,12	6,92	6,18	6,46	8,47	8,22	6,34	5,93	1,84
CaO	1,70	5,06	4,32	25,21	11,3	11,49	8,50	6,59	6,72	9,10	7,99	6,04	4,99	7,50	7,49	7,24	7,78	12,48	1,75
Na ₂ O	3,83	3,70	3,17	0,79	4,37	2,51	3,70	2,32	3,39	1,34	2,02	3,99	3,74	3,47	3,84	2,92	3,47	0,46	4,11
K ₂ O	3,35	0,83	0,51	3,41	0,97	1,57	0,14	1,56	1,01	2,26	2,84	0,27	0,31	0,17	0,25	0,09	0,77	2,06	4,03
P ₂ O ₅	0,05	0,35	0,09	0,07	0,26	0,06	0,14	0,22	0,21	0,12	0,15	0,18	0,26	0,18	0,13	0,23	0,29	0,08	0,16
ппп	–	–	–	–	–	3,70	–	4,90	–	4,10	–	–	–	3,10	–	9,20	3,10	2,00	12,80

Примечание. 1, 2, 3, 4, 7, 9, 11, 12, 14 – из бассейна рек Нехватова и Ю. Тайная; 5, 6, 8, 10, 13, 15, 16, 17, 18, 19 – из бассейна р. Безымянная, район оз. Ящик [Каленич, Жуков, 2002].

Геологический возраст рассматриваемых образований устанавливается по их активным, секущим контактам с отложениями в возрастном диапазоне от силура по карбон включительно. Радиологические датировки дают значения $218 \pm 1,4$ и 255 ± 17 млн лет ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ метод по валовому составу) и 446 ± 34 млн лет (Sm/Nd изохрона из того же образца, где Ar/Ar метод дал 255 ± 17 млн лет). Можно считать, что рассматриваемый комплекс достаточно уверенно датируется раннемезозойским временем.

Мезозойские интрузии

В качестве преамбулы считаем необходимым пояснить общую ситуацию в отношении сравнительно недавно установленного явления мезозойского магматизма в акваториальной части западного арктического сектора РФ. На прилегающем к архипелагам шельфе достоверно установлены факты, документирующие события юрско-мелового тектоно-магматического этапа, которые связываются с деятельностью Баренцево-Амеразийского суперплюма [Шипилов, Карякин, 2011; Шипилов, 2016; Шипилов, Лобковский, 2016]. Считается, что Баренцево-морский ареал проявления позднемезозойского базальтоидного магматизма охватывает архипелаги Шпицберген и Земля Франца-Иосифа (ЗФИ), прилегающий к ним шельф и простирается далеко на юг вдоль Восточно-Баренцево-го мегабассейна [Шипилов, Лобковский, 2016]. Южная часть ареала была уточнена при составлении листов ГК-1000/3 (рис. 16). По результатам интерпретации морских геолого-геофизических данных «аномальные сейсмические горизонты» (обусловленные базальтоидными интрузиями – силлами) в терригенных отложениях перми – мезозоя локализуются в пределах осевой зоны Восточно-Баренцево-го мегапрогиба с утоненной земной корой (рис. 17) [Шипилов, Карякин, 2011; Государственная ... , лист S-38, 2017]. На сейсмических разрезах через Южно- и Северо-Баренцевскую впадины отчетливо наблюдается, как с юга на север пакеты интрузивных базальтоидных тел занимают все более высокие стратиграфические и гипсометрические уровни в разрезе осадочного чехла. Наиболее явно они проявляются в диапазоне от пермско-триасового до нижнемелового комплексов (рис. 18, 19), вплоть до экспозиции их сохранившихся от эрозии останцов (даек) на поверхности дна моря вблизи арх. ЗФИ [Шипилов, Карякин, 2011; Шлык-ова, 2012ф]. Дайки (подводящие каналы пластовых интрузий) отражаются на сейсмических разрезах в виде зон потери корреляции (рис. 19). С этими зонами внедрения даек северо-западного простирания часто связаны постмеловые сдвиги и антиклинальные складки [Шлык-ова, 2012ф]. В пределах самого архипелага наблюдаются хорошо сохранившиеся в рельефе гряды даек, а также покровы и силлы, пластовые тела которых вскрыты скважинами, а нередко венчают разрезы и бронируют отложения от размыва. Интервал насыщения интрузиями разреза только верхнепалеозойско-триасовой части осадочного чехла колеблется от 1 км на бор-тах до 6–8 км в депоцентре Восточно-Баренцево-го мегапрогиба. Мощность пластовых тел базитов изменяется от нескольких метров до десятков и сотен метров, судя по их обнажениям на Шпицбергене и Земле Франца-Иосифа, а также результатам бурения параметрических скважин.

На площади изученного листа в пермско-триасовом интервале разреза осадочного чехла, по сейсмическим данным, выделяется несколько уровней внедрения пластовых интрузий в форме «аномальных сейсмогоризонтов».

Мезозойские габброиды ложа Баренцева моря (vβMZ). Пластовые интрузии габбродолеритов показаны на разрезе к геологической карте и сопровождающих его сейсмических (глубинных динамических) разрезах. Протяженность силлов, судя по сейсмозаписям, достигает нескольких десятков километров. Они вскрыты скважиной в непосредственной близости от района, на площади смежного листа [Государственная ... , лист S-38, 2017]. Габбродолериты изучены по шламу из скв. Лудловская-1, где они в интервале 2880–3300 м образуют два силла мощностью 27 и 8 м в терригенных отложениях триаса [Комарницкий, Шипилов, 1991; Шипилов, 1998]. Они представляют собой зеленовато-серые мелкозернистые породы с офитовой, долеритовой и порфиоровидной структурой, сложены плагиоклазом и моноклинным пироксеном. Количество рудных минералов (магнетит и ильменит) достигает 15 %. В краевых частях силлы сложены миндалекаменными базальтами с интерсертальной, участками вариолитовой, структурой.

По химическому составу (табл. 11) габбродолериты близки к основным магматитам, вскрытым скважинами на Земле Франца-Иосифа, а также к дайкам желанинского комплекса, распространенным на северо-западе арх. Новая Земля [Комплект ... , 1998ф]. Возраст этих пород, судя по трем определениям К-Аг методом из зерна габбродолеритов скв. Лудловская-1 – 131, 139 и 159 млн лет, соответствует келловею – раннему мелу [Комарницкий, 1993]. Анализ данных, полученных в результате $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировки проб базальтоидов, отобранных в ходе экспедиций на арх. Земля Франца-Иосифа в течение 2006–2010 гг. показывает, что там существуют три группы сближенных значений итоговых возрастов (определение радиоизотопного возраста выполнялось в ИГМ СО РАН). Они укладываются в следующие интервалы: первая $196,5 \pm 6,3$ – $189,1 \pm 11,4$ млн лет (ранняя юра: геттанг–плинсбах); вторая $158,4 \pm 5,4$ – $152,6 \pm 14,5$ млн лет (поздняя юра: оксфорд–кимеридж); третья $138,1 \pm 2,6$ – $125,2 \pm 5,5$ млн лет (ранний мел: валанжин–баррем–апт) [Шипилов, Карякин, 2011].

Таблица 11

Химический состав мезозойских габбродолеритов

Оксиды	Скважина Лудловская-1*		Желанинский комплекс βMZg**	
	1	2	3	4
SiO ₂	54,40	50,16	51,78	52,76
TiO ₂	2,13	2,78	1,57	2,42
Al ₂ O ₃	13,27	12,48	15,34	14,67
Fe ₂ O ₃	4,76	5,42	1,76	4,33
FeO	7,75	8,81	10,19	8,89
MnO	0,25	0,31	0,21	0,20
MgO	4,01	3,77	6,88	4,28
CaO	7,48	7,36	9,48	7,93
Na ₂ O	2,88	2,73	2,24	2,40
K ₂ O	1,41	0,80	0,41	1,61
P ₂ O ₅	0,29	0,40	0,14	0,51
ппп	1,62	4,94	4,15	–
Сумма	100,25	99,96	100,00	98,39
Количество анализов	1	1	9	4

*По данным АМНГР [Евсюков, 1991ф], **ПМГРЭ [Комплект ... , 1998ф].

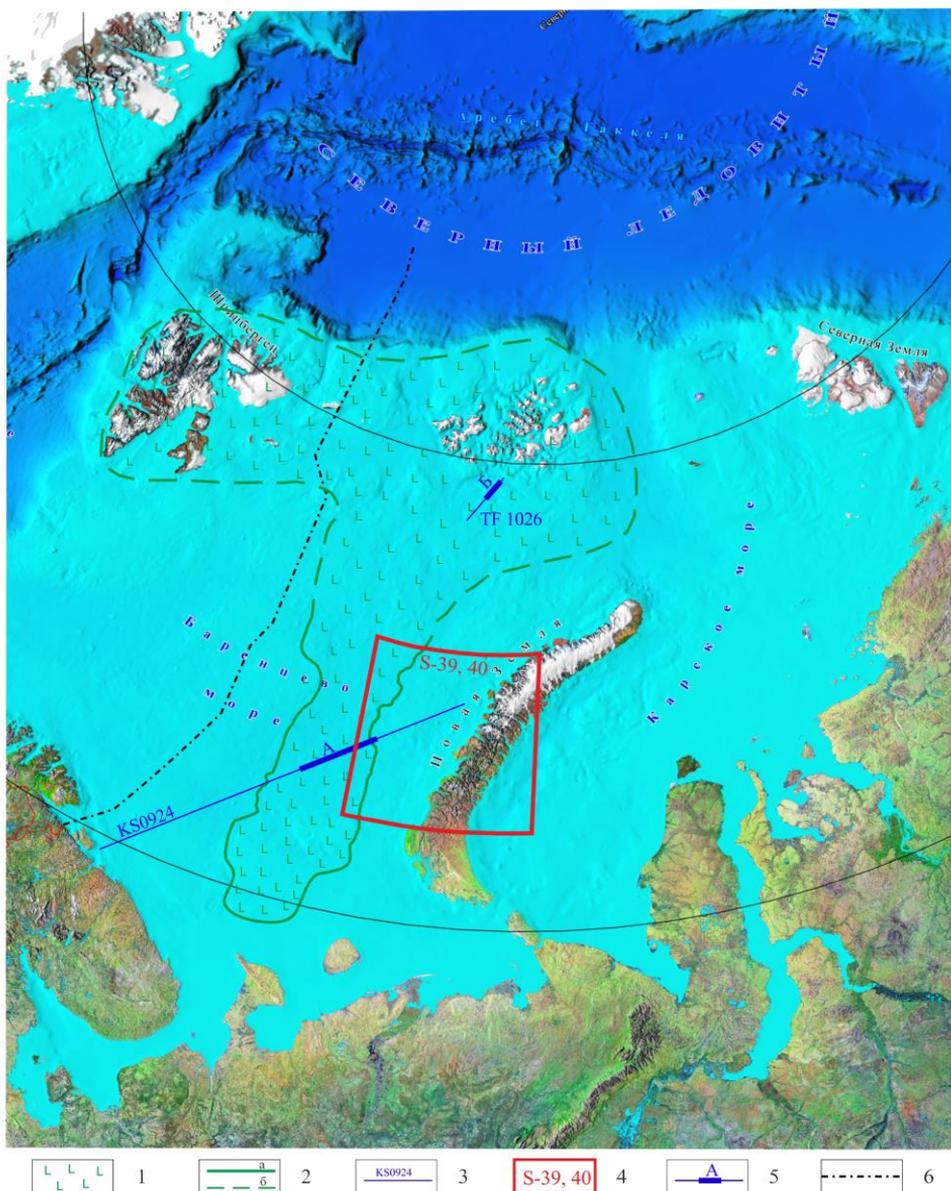


Рис. 16. Схема расположения Баренцевоморского ареала позднемезозойского базальтоидного магматизма (Шпилов, Лобковский, 2016), с дополнениями).

1 – площадь распространения ареала, 2 – границы ареала: *a* – достоверные, *b* – предполагаемые; 3 – линии сейсмических профилей, 4 – рамка листов S-39,40 Госгеолкарты-1000/3, 5 – положение фрагментов сейсмопрофилей, показанных на рис. 18, 19; 6 – линия морской границы с Норвегией.

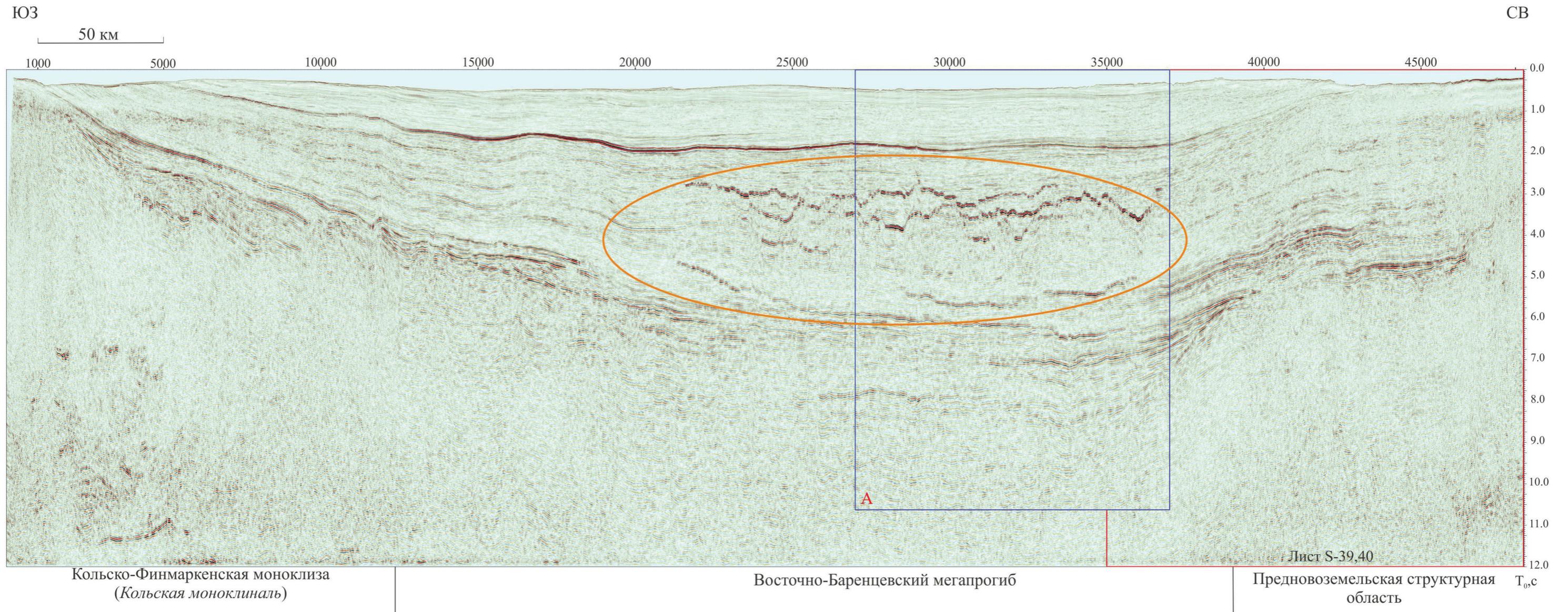


Рис. 17. Профиль KS 0924. Область локализации базальтоидных силлов в осевой части Восточно-Баренцевского мегапрогиба (обозначена овалом). Положение профиля показано на рис. 16.

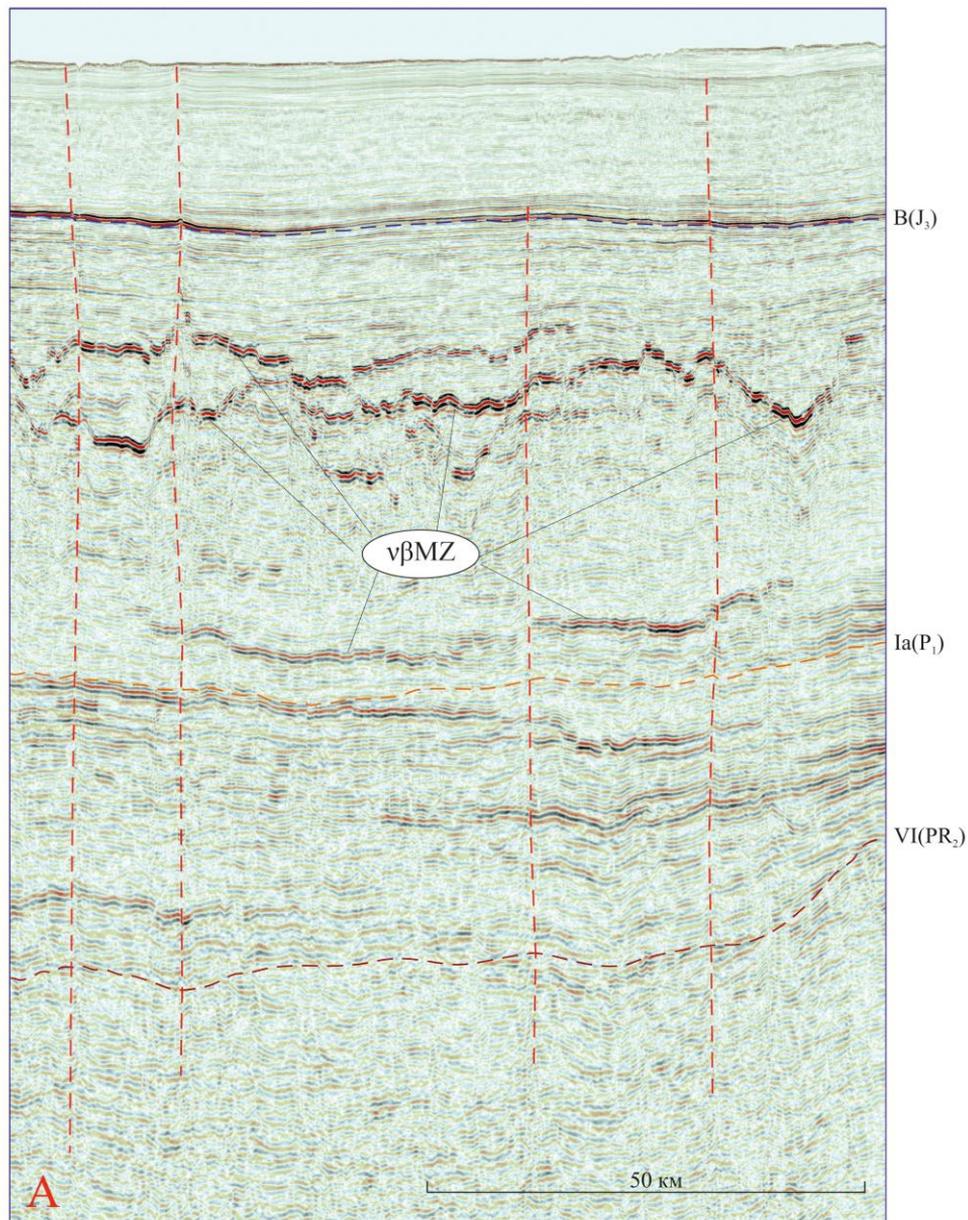


Рис. 18. Фрагмент профиля KS 0924. Сейсмический «образ» базальтоидных силлов, развитых в пермско-триасовых терригенных отложениях (южная часть Баренцевоморского ареала).

1 – отражающие горизонты; *2* – разрывные нарушения.

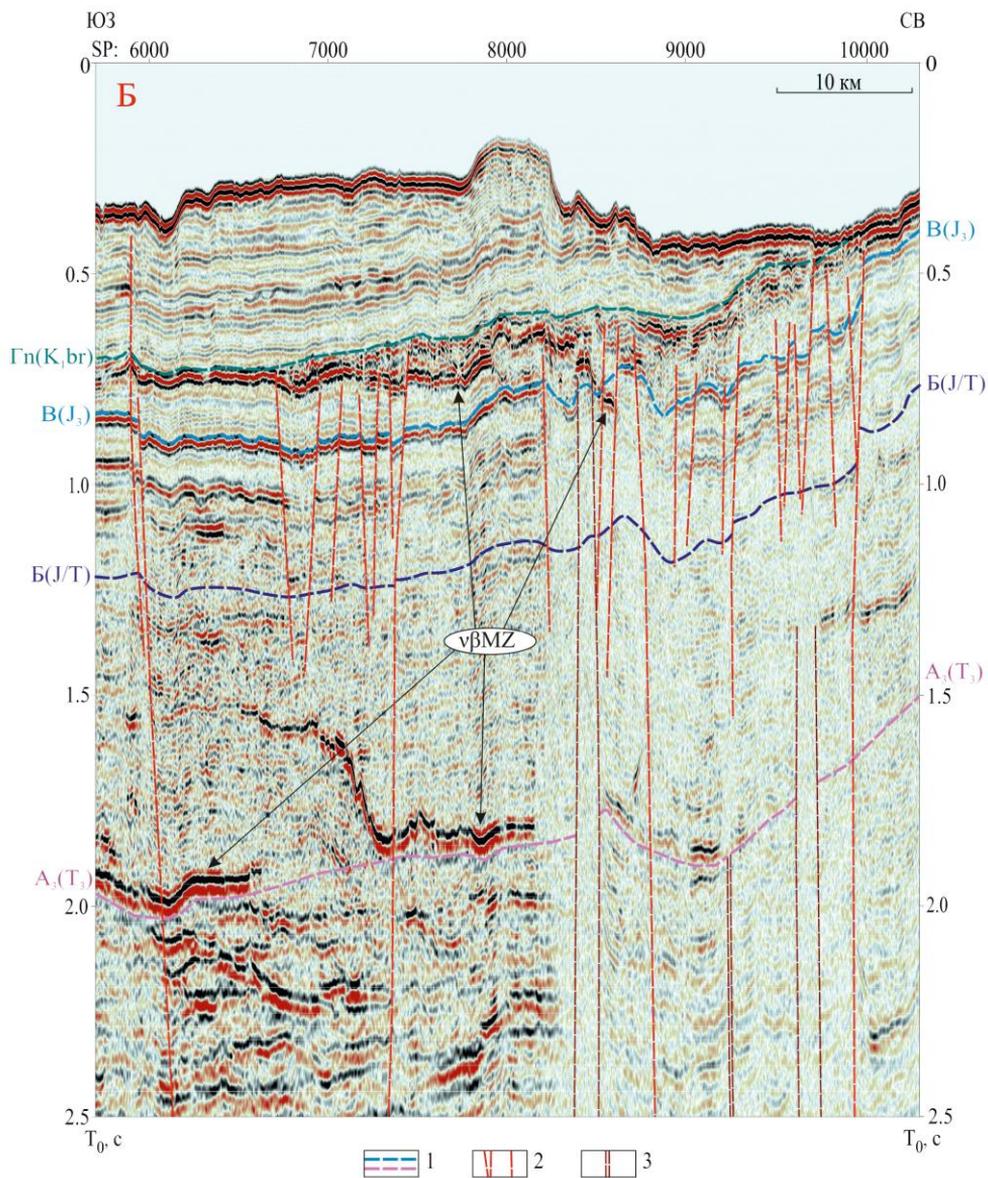


Рис. 19. Распространение базальтоидных интрузий (силлов и даек?) в триасовых и юрско-меловых отложениях (северная часть Баренцевоморского арела).

Положение профиля показано на рис. 16.

1 – отражающие горизонты, *2* – разломы, *3* – подводящие каналы (дайки?).

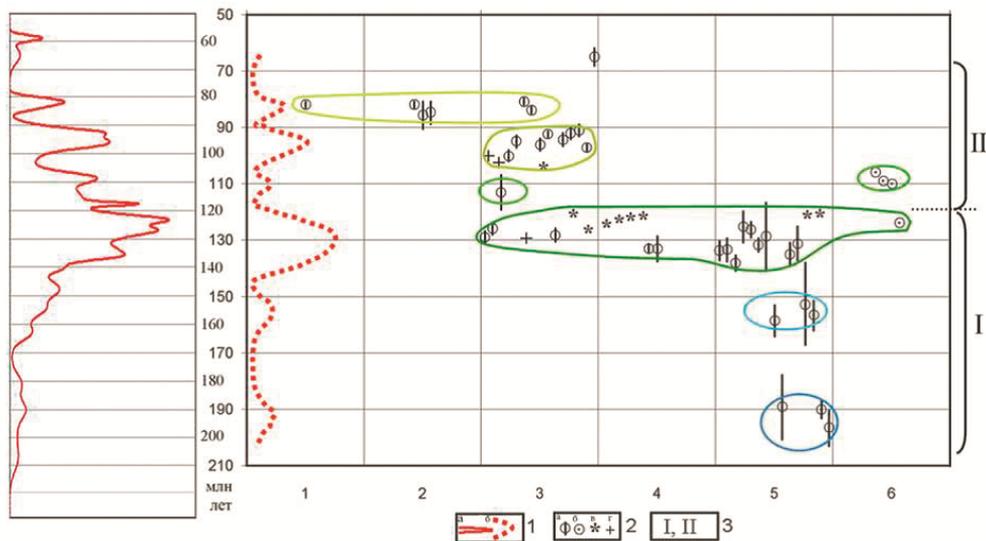


Рис. 20. Схема пространственно-временной характеристики и цикличности проявлений позднемезозойского плюмового магматизма арктического региона [Шипилов, Лобковский, 2016].

I: а – суммарная кривая относительной вероятности распределения возрастов базальтоидов, б – обобщенная кривая, иллюстрирующая пики активизации магматизма; 2 – значения возраста (а – $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, б – K/Ar , в – U/Pb , г – по стратиграфическим привязкам); 3 – стадии магматизма. Ось ординат – возраст (млн лет), ось абсцисс – области и районы проявления магматизма с возрастными датировками магматизма по столбцам: 1 – хр. Альфа, 2 – Северная Гренландия, 3 – Свердрупский бассейн, 4 – Шпицберген, 5 – ЗФИ, 6 – о. Беннетта (арх. Де-Лонга, Восточно-Сибирское море). Оконтуренные цветными линиями группы значений возрастов – фазы магматизма.

Наиболее ранние проявления магматизма (ранняя юра), обусловленные начальным этапом действия суперплюма, имели место на арх. ЗФИ (рис. 20).

Именно в этом районе Баренцевоморской континентальной окраины находился центр магматической активности арктического региона. При этом магматизм на ЗФИ продолжался по сенoman (рубеж – 95 млн лет) включительно, т. е. в общей сложности порядка 100 млн лет, а в его деятельности отмечается несколько наиболее активных фаз, что свидетельствует о длительном и полициклическом характере развития плюма (рис. 20). Растекаясь под литосферой, этот плюм формировал сначала на первой стадии Баренцевоморскую магматическую провинцию, затем спрединговый центр в Канадском бассейне [Шипилов, Лобковский, 2016].

Позднекайнозойские интрузии

Вершининский ультрабазит-базитовый комплекс (ВКЗ) представлен несколькими трубками взрыва (показаны внесмасштабными знаками на КЧО), выполненными агломератовыми и шлаковыми базальтовыми лавами и лавобрекчиями (ВКЗ). Трубки находятся на восточном побережье Северного острова у зал. Басова. Они имеют неправильные в плане очертания и падение,

близкое к вертикальному. Размер трубок в поперечнике не превышает 15 м; их породы состоят из хаотично распределенных стекловатых и в различной степени раскристаллизованных трахибазальтов, рудных минералов, ксенолитов вмещающих парапород, пироксенитов и долеритов. Вулканические шлаки обладают пузырчатыми текстурами, высоким содержанием рудных минералов, красновато-коричневой окраской и представлены двумя разновидностями: плагиоклаз-эгирин-маггемитовыми и амфибол-маггемитовыми.

Для проанализированных образцов вулканитов (табл. 12) характерно высокое содержание оксидов Fe и CaO при дефиците Al_2O_3 , MgO и TiO_2 . В некоторых разновидностях повышено содержание калия.

Т а б л и ц а 12

Химический состав кайнозойских базальтовых лав и лавобрекчий

Оксиды	1	2	3	4
SiO ₂	50,00	30,20	48,26	55,25
TiO ₂	0,26	0,33	0,35	0,44
Al ₂ O ₃	6,25	9,31	7,64	7,39
Fe ₂ O ₃	25,29	27,56	14,45	3,56
FeO	2,62	0,57	17,30	13,68
MnO	0,05	0,05	0,02	Сл.
MgO	4,74	6,98	1,06	2,95
CaO	8,76	14,51	8,25	12,50
Na ₂ O	0,08	0,08	0,08	0,09
K ₂ O	0,20	0,10	1,55	2,35
P ₂ O ₅	0,51	0,60	0,51	0,50
ппп	0,63	0,91	0,74	1,23
Сумма	99,39	100,20	100,22	99,94

П р и м е ч а н и е. [Комплект, 1998ф].

Радиологические определения возраста, выполненные И. А. Загрузиной (ЦИИ ВСЕГЕИ) К-Аг методом по валовому составу из вулканического стекла, свидетельствуют, что эти магматиты моложе 10 млн лет, так как содержание аргона в образце ниже чувствительности масс-спектрометра. Радиологическая датировка этих магматитов К-Аг методом (ИГиГД РАН, аналитик И. М. Васильева) составила 1,62 млн лет. На основании вышеприведенных данных комплекс датируется четвертичным возрастом [Кораго, 2005].

ТЕКТОНИКА И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ

На площади листа фиксируется сочленение трех тектонических мегаформ: Баренцевской плиты (БП), западного сегмента Урало-Монгольского складчатого пояса (УМСП) и северной («акваториальной») части Западно-Сибирской платформы (ЗСП). Упомянутые надпорядковые морфоструктуры характеризуются специфическими особенностями и имеют существенные различия во времени заложения, последовательности эволюции, геодинамических обстановках формирования и степени дислоцированности слагающих их структурно-вещественных комплексов (СВК).

Крупнейшими таксономическими единицами «*тектонического разреза*» площади считаются структурные этажи. Они отражают главнейшие тектонические эпохи, соответствующие СВК, сформированы в течение длительного промежутка времени, границы между ними фиксируются значительными перерывами в осадконакоплении (обычно сопровождаемыми пенепленизацией и корообразованием) с региональными структурными (угловыми, азимутальными) несогласиями. Этажи подразделяются на структурные ярусы, ограниченные также региональными (или субрегиональными), но стратиграфическими несогласиями. Они вполне могут быть выделены при среднемасштабном картировании, но здесь не используются из-за сложностей при компоновке «таблицы-матрицы», сопровождающей тектоническую схему.

Платформы, в частности вышеупомянутая Западно-Сибирская, имеют складчатый фундамент (за исключением щитов залегающих на больших глубинах) и крайне слабодислоцированный осадочный чехол; последний трактуется как верхний структурный этаж. Применительно к Баренцевской плите, как элементу древней (эпикарельской) платформы, последний отождествляется с верхнепротерозойско-кайнозойским интервалом. Структурно-вещественные комплексы его нижних частей, не говоря уже о дорифейском фундаменте, погруженном на глубину 8–16 км, изучены весьма слабо даже геофизическими методами.

В современных складчатых сооружениях, где «чехол» (в общепринятом понимании этого термина) не существует, отсутствует и «фундамент»; фигурируют только структурные этажи и т. д., для самого нижнего (нижних) из них в описаниях иногда употребляется условное понятие «основание складчатой системы». В пределах всего УМСП выделяется несколько (4–6) структурных этажей; в «новоземельской» части пояса реально могут быть изучены три верхние из них (рифейско-вендский, кембрийско-триасовый, мезозойско-кайнозойский), при этом последний (если исключить плиоцен-

квартер) на площади листа «вещественного выражения» не имеет – соответствующие образования, вероятно, денудированы при неоорогенезе.

Молодая (эпигерцинская) Западно-Сибирская платформа имеет юрско-кайнозойский чехол и, соответственно, одноименный структурный этаж. Более древние тектонические подразделения на картографической поверхности тектонической схемы представлены весьма ограничено и изучены сейсмическими методами явно недостаточно; в шкале таблицы они объединены в «доюрскую группу». Фундамент ЗСП в геологическом разрезе залегает на глубинах от десятков метров до 4,5 км.

Структурно-формационная зональность является следствием латеральных (площадных) неоднородностей, возникших в «эволюционные» этапы становления субсинхронных СВК и обусловленных в конечном счете тектоническими причинами; нередко она отождествляется с так называемыми «первичными тектоническими формами» (прогибами, поднятиями, вулканическими структурами и т. д.). Ранжированным отражением их в современном «статическом пространстве» принято считать следующий номенклатурный ряд: структурно-формационные (структурно-фациальные – при отсутствии интрузивного магматизма или ареального глубокого метаморфизма) мегазоны (мегаобласти), зоны (области), подзоны (подобласти), районы, подрайоны; при этом учитываются некоторые специфические различия платформ и складчатых сооружений, выраженные в том числе таксономически. Раздельное (независимое) районирование обычно осуществляется по крупным возрастным интервалам (одинаковым для всей территории серийной легенды), характеризующим тектонические эпохи (или важнейшие их этапы) и в пределах этих интервалов является «сквозным». Формации и формационные парагенезы, выступающие как особая тектоническая категория, являются реальными (наблюдаемыми) геологическими телами, нередко образуя вертикальные и латеральные ряды. В историко-генетическом аспекте (по предположению) они могут сопоставляться с теми или иными палеогеодинамическими обстановками.

Количество возрастных интервалов и их рубежи (как уже сказано выше – единые для всех СЛ) обычно определяются спецификой эволюции более сложно построенных тектоноформ, в данном случае это Новоземельская складчатая система. В «доплиоценовом пространстве» (картографическая поверхность тектонической схемы) таких интервалов четыре: рифейско-вендский, кембрийско-раннепермский, пермско-триасовый и юрско-миоценовый. Структурно-формационное районирование наиболее древних образований выглядит довольно простым, что вполне закономерно. Наиболее крупные подразделения (мегазоны) здесь не выделяются по целому ряду причин, главными из которых являются две: на открытых площадях – отсутствие критериев для индивидуализации таксонов подобного ранга, на закрытых – недостаточность вещественных характеристик.

В пределах листов S-39,40 фиксируются (с запада на восток): *Баренцевоморская* СФО (представлена глубоко залегающим малоизученным сейсмоподразделением, отождествляемым с метаосадочными породами в нижней части чехла Баренцевской плиты); *Новоземельская* СФЗ с двумя подзонами – Прибрежной (выделяемая только на разрезе, погребенная под фанерозем

верхнерифейская(?) амфиболит-кристаллосланцевая толща) и Маточкино-Сульменевской (локально обнаженные на архипелаге две свиты, субсинхронные и вещественно однотипные с упомянутой выше толщей, а также три контрастных по составу интрузивных комплекса в возрастном диапазоне от позднего рифея(?) по ранний венд), *Карскоморско-Ямальская СФО* (соответствующие породы находятся на большой глубине, не показаны даже на разрезах, формационная их принадлежность здесь не установлена). Таким образом, рифейско-вендские образования на полотно тектонической схемы имеют ограниченное распространение и отвечают только Маточкино-Сульменевской подзоне. В формационном отношении названным двум стратонам соответствует вулканогенно-осадочный метаморфизованный парагенез; интрузивные формации (за исключением гранитовой) из-за спорадичности коррелятивных им комплексов и малого размера тел на схеме не отображены. По ряду особенностей («пестрое» сложение стратонов, «контрастный» по основности состав интрузивных магматитов с участием пород разной щелочности и т. д.) эти образования отождествляются с обстановками континентального рифа на позднем этапе развития байкалид.

Схема структурно-формационного районирования кембрия – ранней перми является наиболее дифференцированной. В пределах древней платформы (Баренцевская структурно-формационная мегаобласть) обособляются (и в дальнейшем сохраняются примерно в тех же контурах) два подчиненных таксона – *Восточно-Баренцевская СФО* и *Предновоземельская СФЗ*. Наполнение их по-прежнему представлено только сейсмоподразделениями, в разрезе чехла они занимают среднюю часть и на тектонической схеме не отображены. Различия между таксонами районирования (наиболее отчетливые с лудлова) заключаются в неодинаковом объеме сейсмоподкомплексов, в положении и длительности стратиграфических перерывов, особенностях предполагаемого литологического состава. В низах рассматриваемого возрастного интервала (кембрий?–венлок) один и тот же сейсмокомплекс VI-IV отличается мощностями.

На площади современного архипелага, включая прилегающее с запада побережье (Вайгачско-Новоземельская структурно-формационная мегазона) в границах листа выделены две СФЗ: *Западнобережная* и *Центрально-Новоземельская*. Они разделены соответственно на две (Крестовая, Глазовская) и три (Рогачевская, Маточкиношарская, Северо-Карская) подзоны; в двух последних, кроме того, выделяются районы. Обособление названных таксонов районирования определяется «разноуровневыми» (в зависимости от ранга) отличиями прежде всего литологического состава стратонов (влияющем на названия свит и толщ), их соотношениях по латерали и вертикали (учитывая, что в смежных таксонах всегда имеются общие подразделения), а также наличием или отсутствием интрузивных магматитов (костиншарский комплекс); то есть, в конечном счете, тем или иным набором картографируемых единиц. Поскольку все они интенсивно дислоцированы и подавляющее большинство доступно непосредственному изучению с поверхности, то и на тектонической схеме они находят отражение в виде разновозрастных формаций. Наиболее древняя из них (известняково-терригенная кембрия–ордовика) отвечает обстановкам стабильной платформы (внутриконтинентальных бассейнов). Более поздние формации отражают «эволюционные» стадии развития герцинид

на периферии мобильной области и отождествляются с различными геодинамическими подкомплексами пассивной окраины: шельфа, а на востоке территории (с девона) – и континентального склона.

Сравнительно небольшая юго-восточная часть площади листа относится к Западно-Сибирской СФМО, представленной здесь *Ямальско-Надымской* СФО, а в ней – Карскоморской подобластью. На тектонической схеме данному возрастному интервалу отвечает существенное формационное подразделение; карбонатно-кремнисто-терригенный (с базальтоидами) парагенез (соответствует кембрийско?-нижнепермскому сейсмокомплексу), показанный непротяженной узкой полосой, примыкающей с востока к Карской зоне разломов.

Схема структурно-формационного районирования ранней перми – триаса отражает некоторое упрощение (нивелирование) геологической ситуации в указанный период времени – прежде всего в «новоземельской» части площади. В *Баренцевской СФМО* те же подчиненные таксоны (см. выше) образованы одинаковыми по стратиграфическому объему сеймоподразделениями (в перми – одним комплексом, в триасе – четырьмя подкомплексами), имеющими однотипную терригенную «начинку» и различающимися только мощностями. В Предновоземельской СФЗ три самых верхних (из перечисленных) сеймоподкомплекса выходят на картографическую поверхность; на тектонической схеме они объединены в две формации: оленёкско-анизийскую алевритоглинисто-песчаную и ладинско-норийскую глинисто-алевритопесчаную угленосную. Обе сопоставляются с прибрежной частью внутриконтинентальных бассейнов платформенного (мелководного) типа. В пределах архипелага (с обоими прилегающими побережьями) выделена *Кармакульская СФЗ*, входящая в состав протяженной *Урало-Новоземельской СФЗ* и разделяемая на три подзоны: Западно-Кармакульскую, Центрально-Кармакульскую и Восточно-Кармакульскую. Критерии расчленения в общем те же, что и для кембрийско-раннепермского интервала (стратиграфические, литологические, магматические и т. д.). Стратиграфические подразделения, выполняющие разные подзоны, в целом имеют существенно терригенный состав; триасовые(?) интрузивные комплексы развиты в двух восточных подзонах. На тектонической схеме стратифицируемые образования сгруппированы в две формации: сероцветную карбонатно-терригенную молассоидную артинско-северодвинского возраста, а также вятско-оленёкскую пестроцветную терригенную (с вулканистами) молассовую; интрузивные магматиты (выражающиеся в масштабе) принадлежат к монцодиорит-алаяскитовой формации. Все они ассоциируются с коллизионными процессами на заключительном этапе герцинского тектогенеза. *Западно-Сибирской СФМО* соответствует здесь Карско-Североямальская подобласть, входящая в *Ямальско-Красноселькупскую СФО*. Она представлена двумя сеймоподразделениями (P_{1-3} ; T_{2-3}) с предполагаемым существенно терригенным сложением и мощностями до первых тысяч метров. На тектонической схеме, у восточной рамки листа фрагментарно у Карской зоны разломов отображены только карбонатно-терригенные молассоидные (P_{1-3}) образования, с несогласием перекрытые юрско-миоценовыми формациями.

В «вещественном» районировании юры–миоцена для *Новоземельской СФЗ* соответствующие образования отсутствуют, о чем упоминалось выше. В пределах *Баренцевской структурно-формационной мегаобласти* уже из-

вестные Восточно-Баренцевская СФО и Предновоземельская СФЗ имеют различия в объеме и наполнении юрско-нижнеберриасских сейсмоподкомплексов, а также в мощностях трех синхронных (валанжин-раннеальбских) сейсмоподкомплексов. Только в Восточно-Баренцевской СФО присутствуют более «молодые» (среднеальбско-верхнемеловые) сейсмоподкомплексы, а также мезозойские габброиды. Все указанные сейсмоподразделения образуют верхнюю часть чехла Баренцевской плиты. На тектонической схеме показаны только стратифицируемые формации: песчано-алеврито-глинистая битуминозная ($J-K_1b_1$), глинистая (K_1v-br), глинисто-алеврито-песчаная угленосная (K_1a-ql_1), алеврито-глинистая известковистая (K_1ql_{1-2}), глинисто-гауконитосодержащая (K_2); они сопоставляются с обстановками внутриконтинентальных бассейнов (дифференцированных по удаленности от береговой линии). *Западно-Сибирскую структурно-фаціальную мегаобласть* представляет здесь Южно-Карская подобласть – составная часть *Ямало-Тазовской СФцО*. Одиннадцать сейсмоподразделений, образующих чехол Западно-Сибирской платформы, по формационному «набору» и геодинамической принадлежности в целом близки к «баренцевским». На тектонической схеме показаны формации: песчано-алеврито-глинистая битуминозная (J_2-K_1), глинисто-алеврито-песчаная угленосная (K_1), глинисто-алевритовая (K_{1-2}), карбонатно-глинистая (K_2), песчано-алеврито-глинистая (P_1), опоково-глинистая (P_{1-2}), глинисто-алеврито-песчаная (P_3-N_1).

«Вторично-тектоническая» структура является следствием деформаций. Интенсивность их резко различная для платформенных чехлов и складчатых областей; при описании конкретных структурных форм используются разные номенклатурные ряды. Кроме того, если в первых дислокации развиваются «перманентно» (носят по сути конседиментационный характер) и четко привязаны к ареалам осадконакопления, то в складчатых сооружениях проявлены лишь те, что возникают в заключительные (диастрофические) этапы тектонических эпох, а из-за покровно-надвиговых процессов они к тому же могут быть значительно смещены от мест первоначального накопления формационных комплексов. В отличие от «первичных тектонических форм» главным критерием при выделении таксонов этого типа является не вещественный, а структурный – конфигурация генерализованного зеркала складчатости (однаправленная, выпуклая, вогнутая, ступенчатая). Среди наиболее крупных (надпорядковых) структур в зависимости от размера выделяются трансрегиональные, региональные и субрегиональные. О первых сказано в начале главы; региональные и субрегиональные тектонические единицы, а также структурные формы I порядка отображены на Схеме тектонического районирования масштаба 1 : 5 000 000.

В чехле Баренцевской плиты на площади листа к наиболее крупным тектоническим единицам относятся две: Восточно-Баренцевский мегапрогиб (I) и Предновоземельская региональная ступень (II).

Первую из названных региональных тектоноформ слагают две впадины: Южно-Баренцевская (I-A) и Северо-Баренцевская (I-B), а также разделяющая их Лудловская седловина (I-Б); каждая из этих структур осложнена формами I порядка, среди которых здесь фиксируются (соответственно): Надеждинско-Тулумская (I-A1) и Андреевско-Бритвинская (I-A2) ступени; Южно-Луни-

ская котловина (I-B1) и Лунинско-Персеевский порог (I-B2); Штокмановско-Ледовый порог (I-B1), Северо-Штокмановская котловина (I-B2) и Медвежинско-Лудловская ступень (I-B3).

В границах Предновоземельской региональной ступени выделяются (с запада на восток) три линейные формы: Адмиралтейский мегавал (II-A), прогиб Седова (II-B) и Гусиноземельская субрегиональная ступень (II-B). Некоторые из названных тектонических форм проявлены (с той или иной степенью отчетливости) и в фундаменте рассматриваемой древней платформы (см. разд. «Глубинное строение»).

Урало-Новоземельский сегмент Урало-Монгольского складчатого пояса, фиксируемый здесь «открытой» (обнаженной) частью Новоземельской складчатой системы, представлен Центрально-Новоземельским мегантиклинорием (III), ограниченным региональными дизъюнктивами с запада – Предновоземельским взбросо-надвигом, с востока – Карской зоной разломов. В его пределах выделяются четыре субрегиональные тектоноформы – Западно-Новоземельский моноклинорий (III-A), Северо-Новоземельский антиклинорий (III-B), небольшой фрагмент Южно-Новоземельского антиклинория (III-B), Карский синклинорий (III-Г), восточное крыло которого скрыто под чехлом Западно-Сибирской платформы. Упомянутые антиклинории сочленяются структурой I порядка – Кармакульской блок-синклиналью (III-B1), выделяемой на периклинальном замыкании северного из них.

На юго-востоке площади листа в чехле Западно-Сибирской платформы (IV) выделяются Припайхойско-Приновоземельская моноклиза (IV-A) и Южно-Карская синеклиза (IV-B). Каждая из них представлена единственной структурной формой I порядка: соответственно Приновоземельской моноклиналью (IV-A1) и Западно-Карской субрегиональной ступенью (IV-B1).

ДЕФОРМАЦИИ

Современный (для складчатого пояса – весьма сложный) структурный план рассматриваемой площади целиком обусловлен деформациями – как складчатыми, так и разрывными.

Пликативные дислокации. Как уже было сказано выше, интенсивность подобных деформаций, их морфология и генезис существенно различаются для Новоземельской складчатой системы, с одной стороны, и чехла Баренцевской плиты и Западно-Сибирской платформы, с другой стороны. Не вполне однородны они и в пределах Новоземельской складчатой системы, при этом «стиль» пликативных дислокаций гораздо заметнее меняется в поперечном направлении – с запада на восток. В целом же для всех тектонических единиц Центрально-Новоземельского мегантиклинория характерна отчетливо линейная голоморфная складчатость.

Структурные формы высоких порядков мегантиклинория, замкнутые в плане, сжатые (как правило, изоклинальные), преимущественно опрокинутые на запад – с характерной западной вергентностью. Реже складки прямые или опрокинутые на восток, до лежащих – например, как в осевой части Северо-Новоземельского антиклинория. Для южной части структуры в пределах

Кармакульской седловины (блок-синклинали I порядка), с сопряженной частью Карского синклинория, характерны складки с северо-северо-западной и северной ориентировкой осей. Далее на север ориентировка осей меняется на север-северо-восточную с полого ундулирующими шарнирами. Отмечаются и крутые ундуляции структур, например, от Кармакульской седловины, выполненной породами перми, к северу происходит резкое (40–50°) воздымание шарниров складок и на поверхность выходят ниже-среднепалеозойские СВК [Кораго, 1988].

Для Северо-Новоземельского антиклинория характерно чередование с запада на восток зон интенсивного сжатия с развитием изоклинальной складчатости и образованием надвиговых чешуй с зонами более спокойного залегания, в пределах которых породы смяты в прямые открытые складки, а перемещения по разломам незначительны. Степень интенсивности дислокаций в пределах крупных продольных блоков находится в прямой зависимости от приуроченности их к крупным разломам, нередко представляющим собой широкие шовные зоны (10–15 км). Так, в зоне Главного Новоземельского разлома, антиклинали имеют, как правило, пологие восточные и крутые, подчас опрокинутые и сорванные западные крылья; при ширине в 3–5 км (редко 6–7 км) их протяженность колеблется в пределах 15–50 км; лишь на юге, где влияние разлома менее существенно, она возрастает до 60–70 км; для редких сохранившихся синклиналей в этой зоне характерна фрагментарность, асимметричность с воздыманием осевых плоскостей на запад и развитие сжатых складок высоких порядков [Кораго, 1988].

Находящаяся восточнее зона (при ширине от 4 до 15 км) характеризуется лучшей сохранностью структур с равным развитием синклиналей и антиклиналей, их большей выдержанностью по простиранию (протяженность 50–150 км), близким к вертикальному положением осевых поверхностей и симметричной формой [Кораго, 1988].

Интересной является зона складчатых деформаций, сопряженная с востока с Центральновоземельским разломом, которая по степени дислокаций близка к зоне ГНР, но отличается преобладанием «обратного» – юго-восточного воздымания осевых поверхностей с образованием асимметричных опрокинутых, а на отдельных обширных участках (по р. Митюшиха, оз. Дальнее и др.) с образованием лежащих и близких к лежащим складок с пологим западно-северо-западным падением крыльев. Здесь часто широко развиты (до преобладания) граничащие друг с другом по разломам узкие (3–7 км) антиклинали с протяженностью от 30–40 до 140 км, редкие синклинали имеют протяженность до 70 км [Кораго, 1988]. Сочленение Северо-Новоземельского антиклинория с Карским синклинорием происходит по зоне Восточноновоземельского разлома, к которой приурочено развитие мелких опрокинутых на восток изоклинальных складок. Так, в верховьях зал. Медвежий наблюдаются мелкие опрокинутые и лежащие складки с вергентностью на восток.

Западное крыло Карского синклинория построено несколько проще структур антиклинория и в ряде случаев представляет собой моноκлиналь, осложненную мелкими пликативными структурами высоких порядков; лишь на отдельных участках (район заливов Незнаемого–Чекшина и др.) отмечаются более крупные (8–10 км) складки.

Рассмотренные выше дислокации отвечают заключительным фазам позднегерцинского тектоногенеза. Известны и более древние деформации (байкальского этапа), локально проявленные в единичных блоках кристаллических пород протоплатформенного СВК, обнажающегося в районе губы Северная Сульменова. Внутреннее строение блоков кристаллических толщ не расшифровывается, установлено лишь крутое падение пластов на восток-юго-восток и наличие мелких (до плейчатости) складок, возможно, связанных с высокой пластичностью пород при динамометаморфизме(?) в зоне Главного Новоземельского разлома. Неправильная, близкая к изометричной форма отдельных выходов со сложными дислокациями – с сочетанием складок субширотного (270°) и северо-западного (330°) простираний – подтверждает двукратную (байкальскую и позднегерцинскую) наложенную природу деформаций. Возможна бескорневая, аллохтонная позиция этого блока, особенно учитывая слабую проявленность в потенциальных полях.

В чехле обеих платформ, сопряженных с запада и востока с Новоземельской складчатой системой, при средне- и крупномасштабных исследованиях выделяются субизометричные, линейные и незамкнутые в плане формы высоких порядков (под разными названиями у различных авторов): куполовидные и горстообразные поднятия, малые валы, структурные мысы и заливы, купола, мульды, ступени и др. Залегание слоев в доплиоценовой части чехла обычно крайне пологое (минуты, редко первые градусы). Существенно увеличиваются углы падения лишь во флексурах (или приразломных зонах) – до $5\text{--}15^\circ$, а также на крыльях отдельных валов. Так, в пределах восточной части Предновоземельской ступени (прогиба Седова и Гусиноземельской субрегиональной ступени) в поле триаса перед Предновоземельским надвигом проявлены формы в виде приразломных структурных «носов», а местами и брахиантиклиналей – система узких линейных складчато-разрывных дислокаций в полосе шириной $40\text{--}50$ км. Эти дислокации наиболее контрастно выражены в средне-позднетриасовых комплексах осадочного чехла, причем к западу от указанной выше зоны они сменяются более локальными пологими складками без разрывов. Деформации позднего триаса, близкие и аналогичные этим, известны значительно южнее на стыке уральских структур и Пайхойского антиклинория в северо-восточной и восточной частях Коротаихинской впадины [Государственная ... , лист R-41, 2012; Зархидзе, 2008ф].

Дизъюнктивные дислокации. Разрывные нарушения играют значительную роль в формировании всех основных структур территории. Так, разломы, осложняющие строение Центрально-Новоземельского мегантиклинория, образуют три основные системы: вдольскладчатую, имеющую простирание ($10\text{--}35^\circ$), две кососекущие – северо-западного ($300\text{--}320^\circ$) и северо-восточного ($50\text{--}60^\circ$) простираний [Красножен, 1988; Кораго, 1988; Красножен, 1990].

Разломы вдольскладчатой системы являются наиболее распространенными, обладают максимальной (до 450 км) протяженностью с характерным взбросово-надвиговым и надвиговым характером для наиболее крупных из них. При этом наиболее значимые перемещения отмечаются на западе Северо-Новоземельского антиклинория, где они имеют северо-западную направленность, а на востоке преобладают перемещения обратного знака, но меньшие по амплитуде [Кораго, 1988]. Самые крупные разрывные нару-

шения – Предновоземельский надвиг (ПН), Главный Новоземельский разлом (ГН), Центральновоземельский разлом (ЦН), Восточноновоземельский разлом (ВН) и Карская зона разломов (К), как правило, создают широкие (до 20 км) шовные зоны с серией субпараллельных разломов и интенсивной дислоцированностью толщ (разд. «Деформации»).

Хорошо изучена при ГК-200 зона *Главного Новоземельского разлома* – это долгоживущий глубинный шов (ширина на юге – 10–20 км, на севере до 2–3 км) с развитием взбросо-надвигов, падающих на восток-юго-восток и фрагментарностью сопряженных структур [Кораго, 1988]. На участке этой зоны с наибольшей интенсивностью дислокаций (в районе губы Северная Сульменаева) сохранились только пологие восточные крылья антиклиналей, а западные крылья и синклинали срезаны разломами с вертикальными амплитудами смещений до 2,5–3,0 км [Кораго, 1988]. На юге зоны ГНР в основном фиксируются крутопадающие разломы (60–80°); севернее, в районе максимальных дислокаций, преобладают пологие нарушения (30–50°).

Зона *Центральновоземельского разлома* прослеживается и ярко проявлена в сводовой части антиклинория. Для разломов этой зоны характерны перемещения взбросо-надвигового типа с пологими (до 10–50°) и обратными – запад-северо-западными падениями плоскости сместителя [Красножен, 1990]. Соответственно они характеризуются более извилистой формой в плане, а суммарные амплитуды горизонтальных перемещений по ним – от 3 до 10 км [Красножен, 1990]. Максимальная амплитуда смещений отмечена в районе оз. Ледниковое – по вертикали 1–2 км, по горизонтали 5–10 км [Кораго, 1988].

Зона *Восточноновоземельского разлома* отделяет Северо-Новоземельский антиклинорий от западного крыла Карского синклинория. На юге падение разломов этой зоны близко к вертикальному, а в центре и на севере плоскость сместителя падает на восток под углом 60–70°. Максимальные амплитуды смещения отмечаются между заливами Незнаемый и Медвежий – до 1 км.

Предновоземельский надвиг – главный разлом с амплитудой вертикального смещения до первых километров – принимается за границу Баренцевской плиты и Новоземельской складчатой системы. С востока последняя отделена от Южно-Карской части Западно-Сибирской платформы *Карской зоной разломов* сбросового характера.

Разломы северо-западного простирания проявлены незначительно и распространены преимущественно в областях краевых дислокаций и Кармакульской седловине. Реже они отмечаются на западном крыле антиклинория, например, в район губ Митюшиха и Мелкая описаны непротяженные (4–10 км) левосторонние сдвиги с амплитудой в первые сотни метров [Кораго, 1990]. Как правило, протяженность разломов этой системы десятки километров, характерные смещения – сбросо-сдвиги, сдвиги с амплитудой от сотен метров, редко до 2 км [Красножен, 1990]. Разломы этой системы повсеместно смещают вдольскладчатые дизъюнктивы.

Особо отмечаются [Кораго, 1988] субширотные нарушения в районе губы Безымянная в зоне периклинального погружения антиклинория. Здесь зафиксирована серия пологих надвигов, по которым подразделение верхнего девона и карбона надвинуты на стратоны кембрия–силура, причем перемещения

в северо-северо-западном направлении предшествовали складчатым деформациям и вдольскладчатым взбросо-надвигам [Кораго, 1988].

Наименее проявленные разломы северо-восточного простирания имеют небольшую протяженность (до 40 км) и малые сдвигово-взбросовые и сдвигово-сбросовые смещения. В современной структуре являются наиболее молодыми: смещают как соскладчатые, так и северо-западные разрывные нарушения [Красножен, 1988].

Выделение, анализ и типизация систем разрывных нарушений шельфовой части листов проведены на основе изучения геофизических характеристик (рисунок потенциальных и волновых полей). Большинство нарушений выявлено в фундаменте и палеозойских комплексах осадочного чехла. Значительная часть этих разломов затухает в верхнедевонско-нижнекаменноугольной толще, и поверхность среднекаменноугольно-нижнепермской карбонатной платформы нарушена лишь немногочисленными сквозными разломами. По кровле верхней юры проявились бескорневые разрывные нарушения, обусловленные гравитационной тектоникой в мощных алеврито-глинистых толщах триаса.

Главные разломы акватории, как правило, глубинного характера и прослеживаются регионально, пересекая всю площадь листа; часто являются сквозными. Прочие разрывные нарушения распространены локально и развиты только в фундаменте или в отдельных комплексах осадочного чехла.

По кинематическим характеристикам, на шельфе наиболее широко развиты сбросы и сдвиги, а в Предновоземельской ступени – взбросы. Последние широко развиты в полосе шириной до 50 км к западу от Предновоземельского надвига, где ограничивают линейные горст-антиклинали, простирающиеся почти параллельно зоне главного разлома. Взбросы сквозные, выходят на поверхность предчетвертичного среза.

К сдвигам относятся разломы северо-западного простирания. Такие разломы прослеживаются от Новой Земли до Свальбарда, постепенно теряя амплитуду горизонтальных смещений. По-видимому, они имеют древний, байкальский возраст заложения и неоднократно активизировались, в свальбардскую фазу каледонского тектогенеза, в позднегерцинскую и, возможно, альпийскую эпохи. Разломы выделяются в структуре потенциальных полей по смещениям осей аномалий и зонам высоких градиентов, а на сейсмических профилях МОВ ОГТ – зонами потери корреляции, резкими изгибами и смещениями осей синфазности рефлекторов в палеозойских толщах. На неотектоническом этапе активизация этих разломных систем проявилась в большей степени вертикальными подвижками блоков с образованием региональных уступов и узких желобов в рельефе дна моря. Реже отдельные отрезки древних разломов приобретают сквозной характер, с оперяющими разрывами в верхней части осадочного чехла. Они сегментируют главные разломы, ограничивающие Новоземельскую складчатую систему.

Значительная роль в формировании структуры шельфовой части региона принадлежит сбросам. Большая часть сбросов северо-восточного простирания связана с позднедевонско-раннекаменноугольной эпохой рифтогенеза. Часть погребенных нарушений выражена в смещениях кровли карбонатного комплекса, что свидетельствует о заложении или активизации этих разломных систем в послекарбоновое время, возможно, в позднепермско-триасовую

эпоху. Юрско-меловые отложения Восточно-Баренцевского мегапрогиба нарушены многочисленными малоамплитудными разрывными нарушениями (проявлены в рельефе горизонтов Б–В'), они не имеют прямой связи с разломами фундамента и затухают в триасовых или меловых отложениях. На Штокмановско-Ледовом пороге такие разломы формируют тектонически-экранированные ловушки углеводородов.

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ

Новые геофизические данные, полученные уже в XXI веке, позволили повысить глубинность и детальность изучения разреза земной коры. Сейсмо-разведочные работы МОВ ОГТ (с приемным устройством 8 км и длительностью регистрации 12 с), выполненные одновременно с гравиметрическими и гидромагнитными измерениями [Павлов, 2011ф], создали каркасную сеть профилей, увязанную с глубинными исследованиями в Баренцевом море на опорных профилях. Профиль AP-2 [Рослов, 2004ф] пересекает все основные тектонические элементы на площади листов S-39,40 и почти перпендикулярно ему выполнен профиль МПВ вдоль Адмиралтейского мегавала. Результаты этих исследований использованы для построения карт изогипс по подошве и основным отражающим горизонтам осадочного чехла, геологической карты, тектонической схемы и схемы глубинного строения.

Сейсмо-гравимагнитные модели, построенные на опорных профилях (AP) и профилях каркасной сети в ходе геофизических исследований и картосоставления, дают представление о физических параметрах среды и глубине залегания поверхности М. При моделировании были использованы как результаты петрофизических исследований в регионе, так и данные из опубликованных источников. Параметризация моделей осадочного чехла и консолидированной части земной коры основывалась на результатах петрофизических и геофизических исследований параметрических скважин [Дортман, 1984; Журавлев, 1993; Печерский, 2001; Строение, 2005; Ritzmann, 2007]. Расчеты, выполненные различными методами по характерным аномалиям магнитного поля, показали, что верхние кромки магнитоактивных тел (мезозойских габброидов) в Восточно-Баренцевском мегапрогибе приурочены главным образом к поверхности складчатого, кристаллического фундамента, а также к породам пермско-триасового возраста. При параметризации модели учитывалось, что стабильное существование магнитных минералов может распространяться на глубину до 40–50 км, а область наиболее благоприятной их кристаллизации – не глубже 30 км [Печерский, 2001]. Поэтому образование мантии можно считать немагнитными, их средняя плотность $3,3 \times 10^3 \text{ кг/м}^3$. Магнитная восприимчивость пород нижнего гранулит-базитового слоя была принята постоянной – 60×10^{-3} ед. СИ; и плотность принимается равной $2,95 \times 10^3 \text{ кг/м}^3$.

В результате моделирования в разрезе земной коры на профилях каркасной сети выделены три слоя – осадочный, «гранитно-метаморфический» (верхняя кора) и «гранулит-базитовый» (нижняя кора) с характерными значениями петрофизических параметров. Разделение консолидированной коры на два слоя

принято на моделях условно. По данным ГСЗ (профили АР-1, -2 -3) скорость в верхней коре от 6 до 6,5 км/с, а в нижней коре – 6,7–7,3 км/с. Предполагается, что основные петрофизические и структурные неоднородности, которые отражаются в аномалиях потенциальных полей, присущи главным образом верхней части коры. Порода нижней коры, по-видимому, достаточно однородны по своим свойствам и находятся в вязкоупругом состоянии.

По данным ГСЗ на профиле АР-2 и результатам моделирования на профилях каркасной сети в пределах рассматриваемой площади подошва земной коры (граница М) расположена на глубинах 30–42 км (стратоизогипсы приведены на схеме глубинного строения). Мощность консолидированной коры изменяется от 15 до 41 км. Наибольшая мощность как земной коры в целом, так и гранитогнейсового слоя характерна для поднятий Предновоземельской региональной ступени и Новоземельского орогена. С увеличением мощности осадочного чехла и погружением кристаллического основания в Восточно-Баренцевском мегапрогибе происходит сокращение мощности гранитогнейсового слоя, увеличение его плотности и намагниченности, что можно объяснить внедрением большого объема магматических тел. В то же время мощность нижней коры здесь несколько сокращена, и это, по-видимому, связано с подъемом границы Мохо. Однако может быть и другое объяснение: на геолого-геофизическом разрезе профиля АР-2 под центральной частью мегапрогиба в интервале глубин 30–42 км предполагается коро-мантийная смесь [Строение ... , 2005]. Наибольшая же мощность гранитогнейсового слоя (до 25–30 км) характерна для Новоземельского орогена. В Предновоземельской зоне с севера на юг наблюдается сокращение его мощности от 22–23 км для Адмиралтейского мегавала до 18–20 км на Гусиноземельской субрегиональной ступени.

Верхнерифейские метаморфические образования (мраморы, кварциты, кристаллические сланцы, гнейсы, амфиболиты) выходят на поверхность в районе губы Северная Сульменева на западе Северного острова Новой Земли. Верхнерифейский комплекс известен также на юге Южного острова Новая Земля (метапесчаники, сланцы, туфолавы). В районе губы Митюшиха отмечены выходы гранитов и гранодиоритов позднерифейско-вендского возраста (590–730 млн лет) [Строение ... , 2005]. При создании модели весь рифейско-вендский «комплекс» был включен в состав верхней консолидированной коры.

На разрезе в основании осадочного слоя (чехла) предполагаются нижнепалеозойские образования. Средне-позднепалеозойский комплекс по составу терригенно-карбонатный. Его мощность в смежных областях весьма изменчива и достигает максимальных значений в рифтогенных прогибах. Верхняя граница комплекса соответствует отражающему горизонту Ia, приуроченному к кровле карбонатных пород. Основную часть разреза осадочного чехла (до 9–10 км) составляет пермско-триасовый комплекс; он характеризуется терригенным составом осадков с присутствием вулканогенных пород, особенно в триасе центральной части Восточно-Баренцевского мегапрогиба; его толщина сокращена до 4–5 км в пределах Предновоземельской региональной ступени. Мощность юрско-мелового плитного комплекса достигает 3 км. На Адмиралтейском мегавале осадки этого возрастного диапазона или не отлагались, или были размыты, как и верхняя часть триасовых пород. Лате-

ральное распределение мощностей осадочного слоя для Восточно-Баренцевского мегапрогиба и Предновоземельской региональной ступени применительно к различным сейсмоподразделениям и их группам показано на рис. 21–30.

Выполненное моделирование с привлечением результатов изучения волновых и потенциальных полей позволило выделить блоки земной коры, дать им геологическую, петрофизическую характеристику и предположить их тектоническую природу. Полученные данные отражены на схеме глубинного строения масштаба 1 : 2 500 000, где зафиксированы вероятные типы и главные элементы латеральной делимости земной коры.

В целом тектоническая структура площади сформирована на дифференцированной коре континентального типа и имеет субмеридиональную ориентировку. Блоки с сокращенной мощностью коры характерны для обширной западной части листа в пределах Баренцевской плиты, а также для крайней юго-восточной части, где фиксируется крупный блок в фундаменте Западно-Сибирской платформы. Эти таксоны отнесены к коре шельфовых морей и характеризуются сокращенной мощностью консолидированной коры – от 11 до 30 км на западе и 30–35 км на востоке. Разделяя их, прослеживается широкая полоса, выделенная как кора коллизионных областей с увеличенной мощностью (более 40 км), разделенная на серию блоков и соответствующая Новоземельской складчатой системе.

При рассмотрении западной части листа в пределах Восточно-Баренцевского мегапрогиба (ВБМ) выделяются блоки, типичные для осевой зоны сверхглубоких прогибов с редуцированной верхней корой – это два опущенных блока *Северо-Баренцевский (I)* и *Южно-Баренцевский (III)*, которые разделяет относительно приподнятый *Лудловский (II)* блок. По осадочному чехлу им соответствуют одноименные впадины и перемычка (седловина), явно выраженные в структуре поверхности фундамента.

Для ВБМ характерна сокращенная, преимущественно за счет верхнекорового слоя, мощность земной коры. В центральной части под мегапрогибом предполагается существование коро-мантийной смеси [Рослов, 2004ф; Строев, 2005]. Поднятие границы Мохо относительно смежных областей достигает 10 км и более. Южно-Баренцевская впадина отличается наибольшей на Баренцевской плите мощностью осадочного чехла (до 20 км) и сокращенной мощностью консолидированной коры (11–15 км). Максимальный подъем поверхности М (до 30 км) отмечен у границы впадины с Предновоземельской структурной областью. Он выражен гравитационным максимумом в редукции Буге амплитудой до 30 мГал.

Низкоградиентное, положительных значений аномальное магнитное поле (АМП) соответствует глубокому залеганию магматических тел пластообразной формы (силлы, покровы), насыщающих осадочную толщу мегапрогиба. Изоаномалы АМП и аномальное геофизическое поле (АГП) в северной части мегапрогиба меняют свое направление с субмеридионального на северо-восточное.

Граница мегапрогиба выделяется по высоким градиентам АГП и ступенчатому погружению фундамента. Она характеризуется как тектонически ослабленная, проницаемая для флюидов и магматических пород, зона. Текто-

нические нарушения представлены листрическими сбросами и надвигами со стороны Новоземельской складчатой системы.

Большинство исследователей связывают образование Восточно-Баренцевского мегапрогиба с растяжением докембрийской континентальной коры, возможно, с расколом и спредингом в наиболее глубоких частях прогиба [Тектоническая ... , 1996; Грамберг, 1997; Шипилов, Тарасов, 1998; Верба, 2007] и др. В настоящее время наиболее распространено мнение о допозднефранском времени рифтогенеза в восточном секторе Баренцева моря. В зоне сочленения Тимано-Печорской платформы и Южно-Баренцевской впадины (юго-восточный борт палеорифта) были получены наиболее типичные сейсмические разрезы [Павлов, 2011ф] с высокоамплитудными листрическими сбросами и ротационными блоками, подтверждающие рифтовую природу Восточно-Баренцевского мегапрогиба и характеризующие время рифтогенеза как допозднефранское. На западном борту палеорифта такие контрастные разломно-блоковые структуры не отмечены; возраст рифтогенного грабенообразования здесь оценен как раннекаменноугольный–башкирский. Это обусловило асимметричный профиль в строении и асинхронность развития бортовых зон рифтовой системы [Шипилов, Шкарубо, Лобковский, 2018].

Предполагается также, что образование этого сверхглубокого прогиба связано с раздвигом, инъекциями базитов с последующим метаморфизмом и уплотнением пород в консолидированной коре [Артюшков, Беляев, 2014]. Об этом свидетельствуют и результаты моделирования, показавшие высокую намагниченность пород кристаллического основания, а также широкое проявление магматических образований, выявленных МОВ ОГТ в осадочном чехле в осевой части мегапрогиба.

Результаты сейсморазведки и распределение глубин магнитоактивных объектов в осадочной толще ВБМ говорят о многоэтапном проявлении тектонической активности и магматизма. По характеру сейсмической записи предполагается широкое развитие магматических тел (даек, силлов, потоков и покровов) в широком возрастном диапазоне: в верхнем девоне, перми, триасе, юре и мелу.

Для площади Предновоземельской региональной ступени (ПРС) характерна высокая проницаемость земной коры с внедрением базитов. Распределение интенсивных положительных аномалий магнитного поля говорит о том, что магматические образования приурочены к прогибу Седова. Они также распространяются на краевую часть восточного склона Адмиралтейского мегавала и прослеживаются под надвигами Новоземельской складчатой системы. Судя по сейсмической записи и положению верхних кромок магнитоактивных тел, основной магматизм здесь происходил в девоне или был развит в более ранние периоды.

Седовский блок (VI), которому соответствует одноименный прогиб, выделяется поднятием границы Мохо. Мощность осадочного чехла здесь увеличивается от 8 до 14 км в юго-западном направлении. Можно предполагать, что прогиб Седова, как и ВБМ, имеет первично рифтогенную природу.

Глубоко погруженные *Гусиноземельский* (VII) и *Крестовский* (V) блоки выделяются минимумами силы тяжести, так как имеют более низкую плотность относительно карбонатно-терригенных образований палеозоя. Только

наиболее приподнятая часть фундамента – *Адмиралтейский блок* (IV) проявляется гравитационным максимумом. Разному уровню погружения блоков соответствует и разная степень утонения континентальной коры – она уменьшается в юго-западном направлении с 40 до 35 км, а затем и до 30 км в юго-восточном. Одноименные поднятия – Гусиноземельское, Крестовое и Адмиралтейское – выделяются по подошве осадочного чехла и воздымаются с юга на север. Их апикальные части находятся на отметках глубин 14; 7 и 4 км и, соответственно, с юга на север возрастает уровень аномального гравитационного поля в редукции Буге ($\delta = 2,30 \text{ г/см}^3$): -17 мГал , -9 мГал и $+37 \text{ мГал}$. Судя по этим данным, результатам сейсморазведки и сейсмоплотностного моделирования, кристаллическое основание поднятий сложено породами гранито-гнейсового комплекса.

К северу от Гусиноземельского блока выделяется приподнятый блок, названный нами *Софроновским* (VIII), характеризующийся крупным минимумом силы тяжести. Можно предположить, что кристаллический фундамент этого блока, аналогично описанным выше, представлен породами гранито-гнейсового комплекса. Характерный рисунок изолиний АГП говорит о том, что кристаллическое основание поднятий прослеживается и под зоной надвигов Новоземельского орогена.

Кора коллизионных областей, переработанная в герцинскую эпоху тектогенеза, имеет увеличенную мощность – более 40 км и выделяется в пределах Новоземельской складчатой системы, где представлена серией блоков. В целом они характеризуются линейными знакопеременными магнитными аномалиями северо-северо-восточного простирания. К поднятым блокам приурочены положительные аномалии, а фронтальные и низкие блоки характеризуются отрицательным, менее градиентным полем. Гравиметрическая съемка покрывает только южную часть Новой Земли, поэтому на площади листа проявляются фрагменты положительных аномалий амплитудой более 40 мГал.

С фронтальной частью складчатой системы коррелируется *Предновоземельский блок* (IX); с центральной частью – относительно поднятый *Центральный (Североноземельский) блок* (X); с восточной – сопряженная пара, состоящая из *Восточнопахтусовского* (XI) и *Пахтусовского* (XII) блоков. Результаты аэромагнитной съемки масштаба 1 : 200 000 свидетельствуют о широком развитии в пределах Центрального блока пород дайкового комплекса и силлов.

Кармакульскому прогибу (Кармакульской блок-синклинали I порядка), выделяемому на юге листа, в глубинном строении соответствует *Кармакульский блок* (XIII). Его характеризуют крупный гравитационный максимум и интенсивные, разного знака изометричные аномалии магнитного поля. Он отделяется от Центрального блока тектонической зоной повышенной проницаемости, выделяемой по положительным аномалиям и нарушению структуры АМП. По крупному разлому в фундаменте Кармакульский блок граничит с фрагментом *Южного блока* (XIV).

Несмотря на покровно-надвиговый характер интенсивно дислоцированного фанерозойского чехла Новоземельской складчатой системы, предполагается прямая корреляция его крупных элементов (антиклинориев, синклинориев

и отдельных структур I порядка) с глубинным строением консолидированной коры.

Восточнее, на шельфе Карского моря выделен *Приновоземельский блок (XV)*. По осадочному чехлу ему соответствуют Припайхойско-Приновоземельская моноклиза и Западно-Карская ступень. Для блока, по геофизическим данным, предполагается развитие кислого магматизма, что характерно для тектонических обстановок сжатия.

Анализ аномального гравитационного и магнитного полей свидетельствует о суперпозиции эффектов от разных источников, по петрофизическим свойствам и глубине их залегания. Изучаемая площадь отличается от смежных листов большой контрастностью аномального гравитационного и магнитного полей, что обусловлено значительными колебаниями глубины залегания поверхности кристаллического фундамента и поверхности М, с которыми связаны основные петрофизические границы. Аномальные поля отражают разнообразие тектонических условий формирования структуры земной коры. Наблюдаемое несовпадение в плане аномалий АГП и АМП и разворот их осей относительно друг друга служит признаком смещений структурных планов глубоких горизонтов. Отметим также, что для Предновоземельского и Кармакульского блоков АГП и АМП имеют обратную корреляцию по знаку, что характерно для аномальных полей Западно-Сибирской платформы и не типично для Тимано-Печорской плиты. Кроме того, линейные аномалии Тимано-Печорской плиты по форме и простираению резко отличаются от структуры потенциальных полей Новоземельской серии блоков.

Приведенная выше геологическая интерпретация геофизических данных показывает, что рассматриваемая территория характеризуется сложным геологическим строением и многоэтапным геодинамическим развитием земной коры.

Характеристика осадочного слоя Баренцевской плиты

Разрез осадочного чехла изучен бурением на поднятиях Адмиралтейского мегавала до 3755–4075 м, а сейсмическими методами освещен до глубин 18 км.

При более детальном и комплексном рассмотрении данных по глубинному положению и латеральным изменениям выделяемых сейсмокомплексов и их групп для Восточнобаренцевского мегапрогиба и Предновоземельской региональной ступени Баренцевской плиты, можно сделать вывод, что в западной части карты, во впадинах Восточно-Баренцевского мегапрогиба, представлены наиболее полные разрезы осадочного чехла, где присутствуют отложения от самых древних комплексов палеозоя (предположительно, кембрия?–силура) до верхнего мела.

В разрезе Баренцевской плиты выделяются верхнепротерозойский, кембрийско?-триасовый и юрско-кайнозойский структурные ярусы, сформировавшиеся в обстановках внутриконтинентальных бассейнов в пределах единого верхнепротерозойско-кайнозойского структурного этажа.

Нижний ярус сложен верхнепротерозойским структурно-вещественным комплексом (СВК), представленным сланцами и кристаллосланцами различного состава, мощностью более 3 км. Средний ярус выполнен кембрийско?-венлокским, лудловско-среднедевонским, верхнедевонско-нижекаменноугольным, среднекаменноугольно-нижепермским, пермским и триасовыми СВК. Только триасовые комплексы этого яруса выходят на поверхность и отражены на тектонической схеме.

Верхний ярус включает юрско-нижеберриасский и меловые комплексы. На поверхность предчетвертичного денудационного среза выходят отложения от оленёкско-анизийских (ранний–средний триас) до верхнего мела.

По кровле нижнего яруса (отражающий горизонт VI) наиболее рельефно выражены все основные структурные элементы. Адмиралтейский мегавал простирается почти параллельно Новоземельскому орогену на 250 км при ширине 60–100 км. Шарнир его погружается на юго-восток. В северо-восточной части мегавала расположено одноименное крупное Адмиралтейское поднятие, в своде которого фундамент залегает на глубине 4,5–5,0 км. Размеры структуры по изогипсе –5500 м составляют 100 × 40 км, амплитуда – более 1000 м. Юго-западная часть мегавала отделена грабенообразной впадиной и образует ступень на отметке 8 км, в пределах которой локализовано изометричное Крестовое поднятие. Размеры структуры в контуре изогипсы –8000 м составляют 45 × 35 км, амплитуда – более 500 м.

Адмиралтейский мегавал ограничивают крутые флексуры, осложненные разломами, по которым фундамент резко погружается в направлении Восточно-Баренцевского мегапрогиба до глубин 17–18,5 км. От Новоземельского орогена мегавал отделен прогибом Седова с глубиной залегания фундамента 9–11 км, с асимметричным профилем днища. Восточный борт прогиба Седова срезает Предновоземельский надвиг, амплитуда вертикального смещения по которому достигает нескольких километров.

Гусиноземельская субрегиональная ступень расположена на глубинах от 9 до 13,5 км и разделена на ряд относительно приподнятых и погруженных сегментов. В южной части, в пределах приподнятого блока вырисовываются контуры Гусиноземельского и Дмитриевского поднятий. Центральная часть представляет собой крупную поднадвиговую структуру протяженностью 130 км, замкнутую по изогипсе –10 км. От Дмитриевского поднятия ее отделяет глубокая депрессия, где фундамент погружается до 15 км.

Образования кембрия?-венлока ограничены в кровле главным каледонским несогласием (отражающий горизонт IV), которое занимает хронологический интервал от венлока до раннего девона [Тектоническая ... , 1996]. На площади листа кровля кембрийско?-венлокских образований залегает на глубине от 6 до 17 км. В составе кембрийско?-венлокского СВК, вероятно, преобладают карбонатно-терригенные формации. В сводовой части Адмиралтейского мегавала отложения комплекса размыты. Максимальная мощность комплекса наблюдается в бортовой части Восточно-Баренцевского мегапрогиба (до 1,8 км в Южно-Баренцевской впадине) и локальной депрессии Предновоземельской ступени (до 2 км), на большей части которой мощности варьируют от первых сотен метров до 1 км (рис. 21).

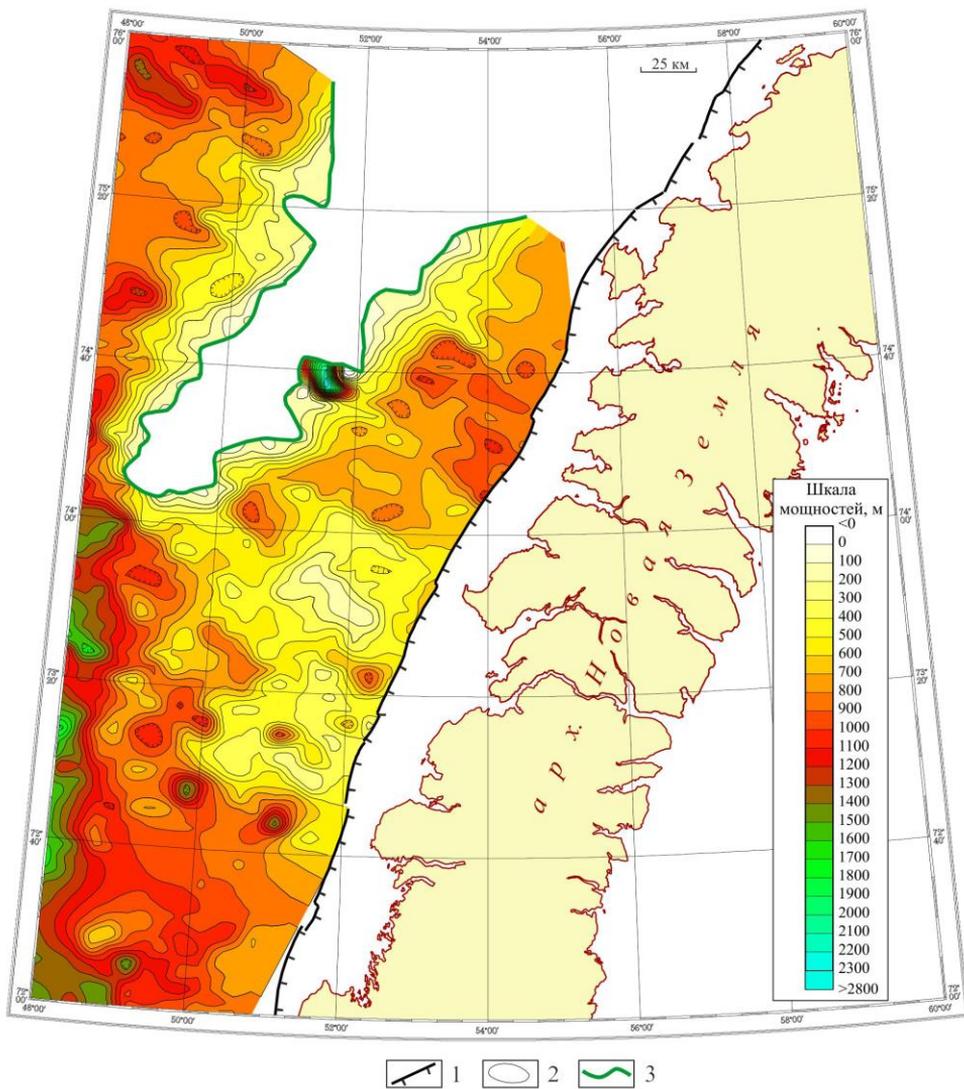


Рис. 21. Карта мощности сейсмокомплекса VI-IV (S_1-S_2).

1 – Предновоземельский надвиг, 2 – изопахиты, сечение 100 м, 3 – линия выклинивания силурийских отложений.

Залегающий выше комплекс лудлова–среднего девона (между сейсмогоризонтами $IV-III_2$) широко распространен в Предновоземельской ступени, где характеризуется довольно резкими изменениями мощности – от 150 до 800 м (рис. 22). Во впадинах Восточно-Баренцевого мегапрогиба, предположительно, разрез представлен только девонской частью [СЛ, 2009ф]. Здесь мощность толщи достигает 2,0 км. Ее формирование связано с позднекаледонской эпохой и началом свальбардской фазы тектогенеза, которая проявилась в среднем девоне интенсивным воздыманием и размывом с накоплением красноцветов [Тектоническая ... , 1996].

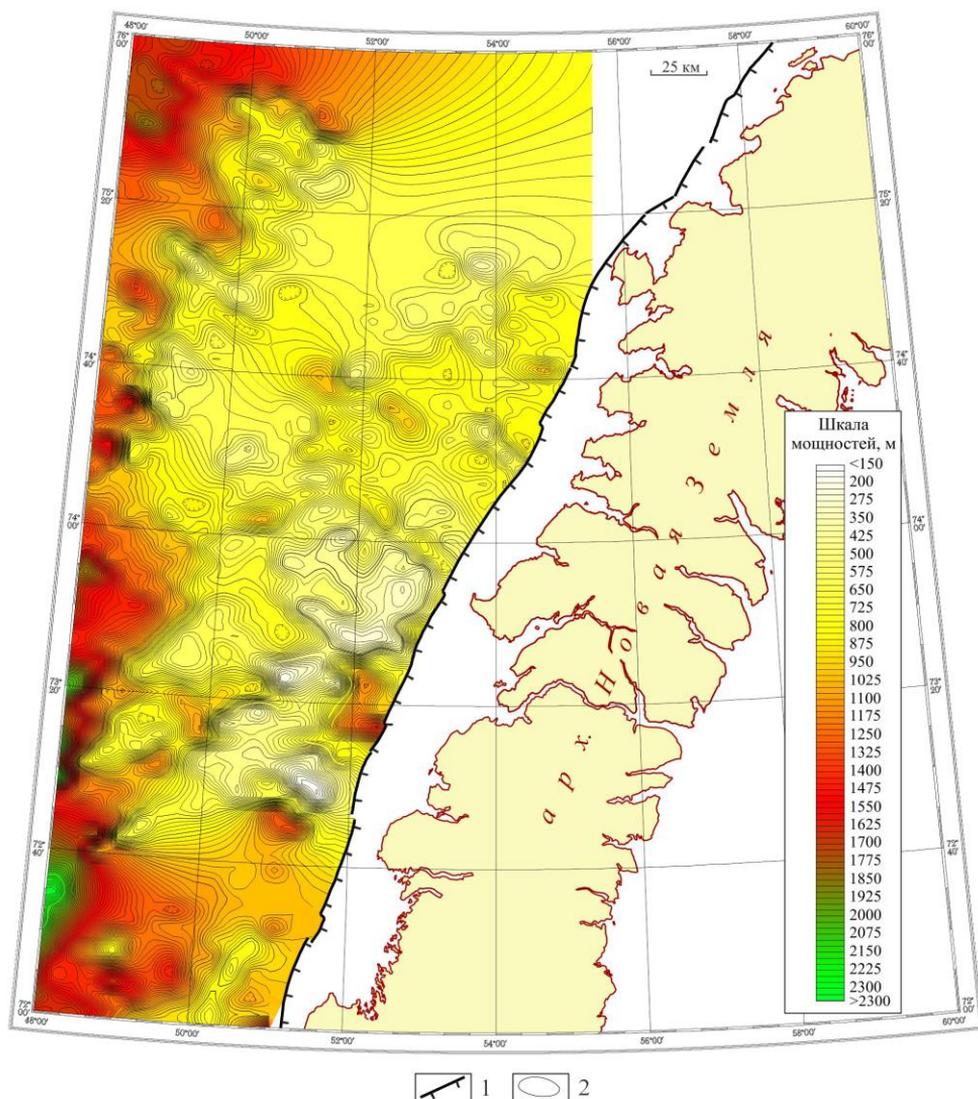


Рис. 22. Карта мощности сеймокомплекса $IV-III_2$ (D_{1-2}).

1 – Предновоземельский надвиг, 2 – изопахиты, сечение 75 м.

Верхнедевонско-нижнекаменноугольный комплекс ограничен в подошве свальбардским несогласием, которому соответствует отражающий горизонт Π_2 . Этот комплекс знаменует переход к развитию карбонатной платформы. Отражающий горизонт Π_1 в кровле толщи приурочен к несогласию, связанному с регрессивной фазой поздневизейско-серпуховского времени. Мощность колеблется от 400 м в пределах Адмиралтейского мегавала до 1100 м в прогибе Седова, локально достигая 1700 м (рис. 23).

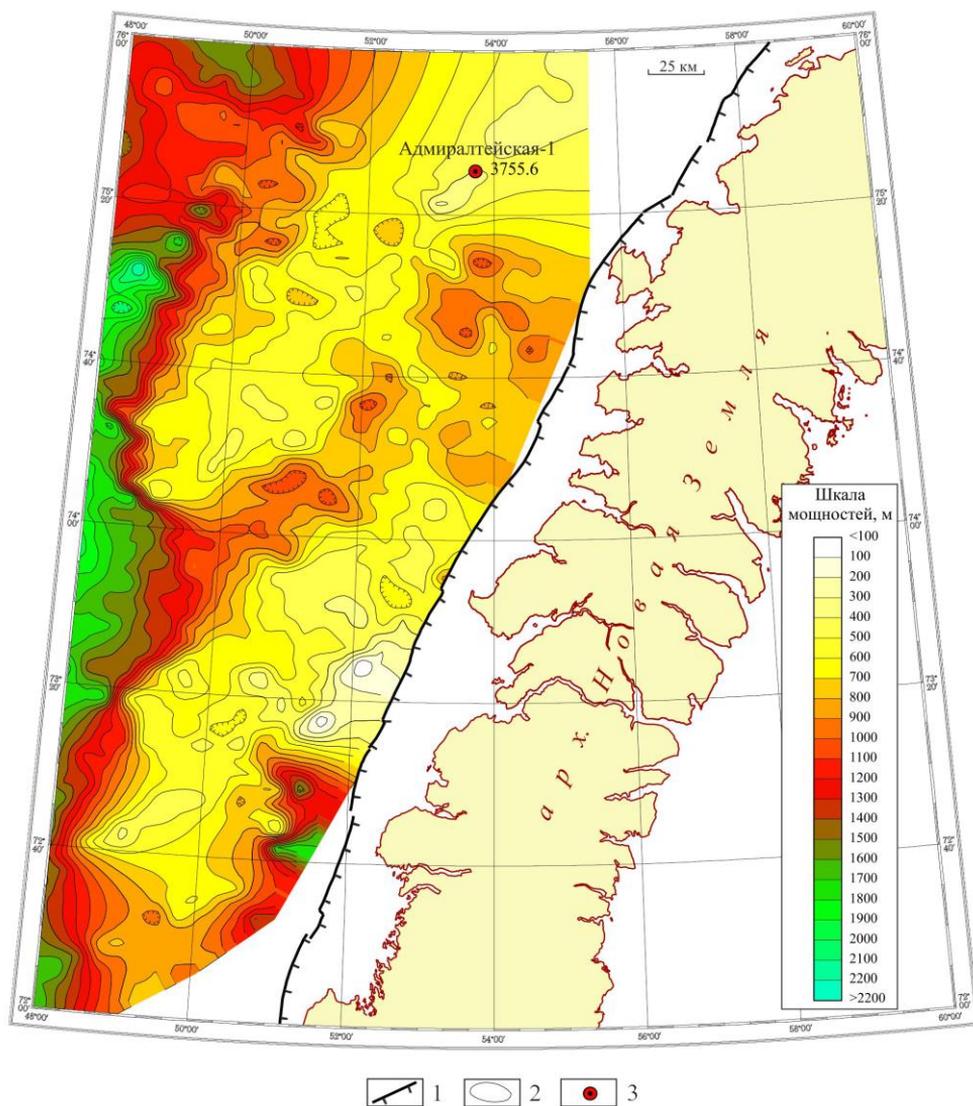


Рис. 23. Карта мощности сеймоподкомплекса Π_2 – Π_1 (D_3 – C_1).

1 – Предновоземельский надвиг, 2 – изопакиты, сечение 100 м, 3 – скважина поисково-разведочного бурения: название скважины и глубина забоя.

Выше несогласия Π_1 залегает среднекаменноугольно-нижнепермская толща мощностью 200–1800 м (рис. 24). В ее составе на площади листа, на Адмиралтейском поднятии присутствуют мелководные карбонатные формации, включающие известняки органогенно-обломочные, кремненные, доломитизированные. Распределение мощностей показывает устойчивое конседиментационное развитие Адмиралтейского мегавала на протяжении силура – ранней перми.

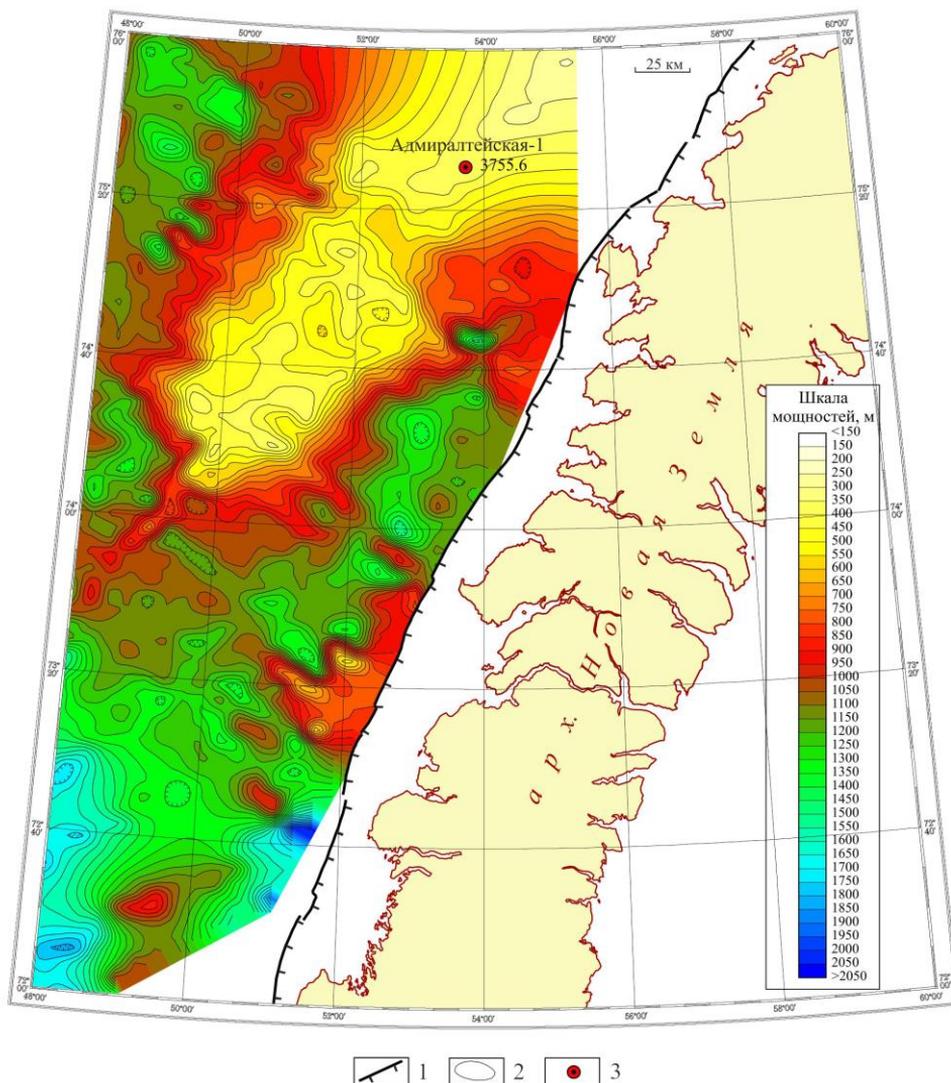


Рис. 24. Карта мощности сеймоподкомплекса Π_1 -1а ($^{\circ}C_2$ -P₁).

1 – Предновоземельский надвиг, 2 – изопахиты, сечение 50 м, 3 – скважина поисково-разведочного бурения: название скважины и глубина забоя.

В области Восточно-Баренцевского мегапрогиба в артинско-раннекунгурское время существовали депрессионные условия. Здесь могли накапливаться глинисто-карбонатные формации некомпенсированных впадин. С кровлей нижнепермских карбонатных (в депрессионных частях – глинисто-карбонатных) образований связан опорный сейсмический горизонт Ia.

Структурный план карбонатной платформы наследует в сглаженном виде рельеф кровли фундамента и нижележащих комплексов. Восточно-Баренцевский мегапрогиб в рельефе этой поверхности (отражающий горизонт Ia – кровля карбонатов) очерчивается по изогипсе 9–10 км. Южно-Баренцевская впадина характеризуется глубинами залегания сейсмогоризонта Ia от 10 до 12 км. Адмиралтейское поднятие оконтуривается по изогипсе 4 км, а Крестовое – 6,2 км.

Амплитуда поднятий – более 400 м. Размеры структур составляют соответственно 90×45 км и 40×35 км. В полосе развития поднадвиговых структур у Новой Земли кровля карбонатных отложений залегает на глубине 6–7 км.

Активизация тектонических процессов в конце приуральской эпохи перми обусловила переход к терригенной седиментации на Баренцевском шельфе. В течение перми (от артинского–кунгурского века) до триаса сформировалась мощная толща, сложенная различными по составу и происхождению морскими и континентальными комплексами. Пермский терригенный комплекс, ограниченный сейсмогоризонтами Ia-I(A), представляет собой регрессивную толщу заполнения некомпенсированных впадин. Мощность терригенного комплекса перми оценивается по сейморазведочным данным в Восточно-Баренцевском мегапрогибе от 2200 до 3600 м, в Предновоземельской региональной ступени – 1800–3800 м (рис. 25).

Отражающий горизонт I(A) соответствует одной из поздних фаз позднегерцинской тектонической активизации с проявлениями магматизма и регрессией на рубеже перми и триаса. Это несогласие между верхнепермскими отложениями и триасовой толщей, которая была сформирована в континентальных, прибрежно-морских условиях на фоне устойчивого погружения и поступления несортированных терригенных осадков.

Структуры Адмиралтейского мегавала хорошо выражены на уровне кровли перми. Адмиралтейское поднятие в контуре изогипсы 2000 м имеет размеры 110×50 км, амплитуду – более 200 м. Крестовое поднятие лежит гипсометрически ниже, на отметке –4000 м, имеет размеры 40×40 км и амплитуду более 100 м. На восточном склоне мегавала, вблизи Крестового поднятия, в контуре изогипсы –3600 м обособляется приразломная структура – Восточно-Крестовая.

В триасовой толще прослеживается ряд сейсмических горизонтов (A1, A2, A3), связанных с регрессивными фазами, приходящимися на окончание индского, анизийского и раннекарнийского времени. В разрезе выделяются индский (A–A₁), оленёкско-анизийский (A₁–A₂) ладинско-нижнекарнийский (A₂–A₃) и верхнекарнийско-норийский (A₃–B) комплексы. В различных структурно-формационных зонах они отличаются по мощности, литолого-фациальному составу и глубине эрозионного среза.

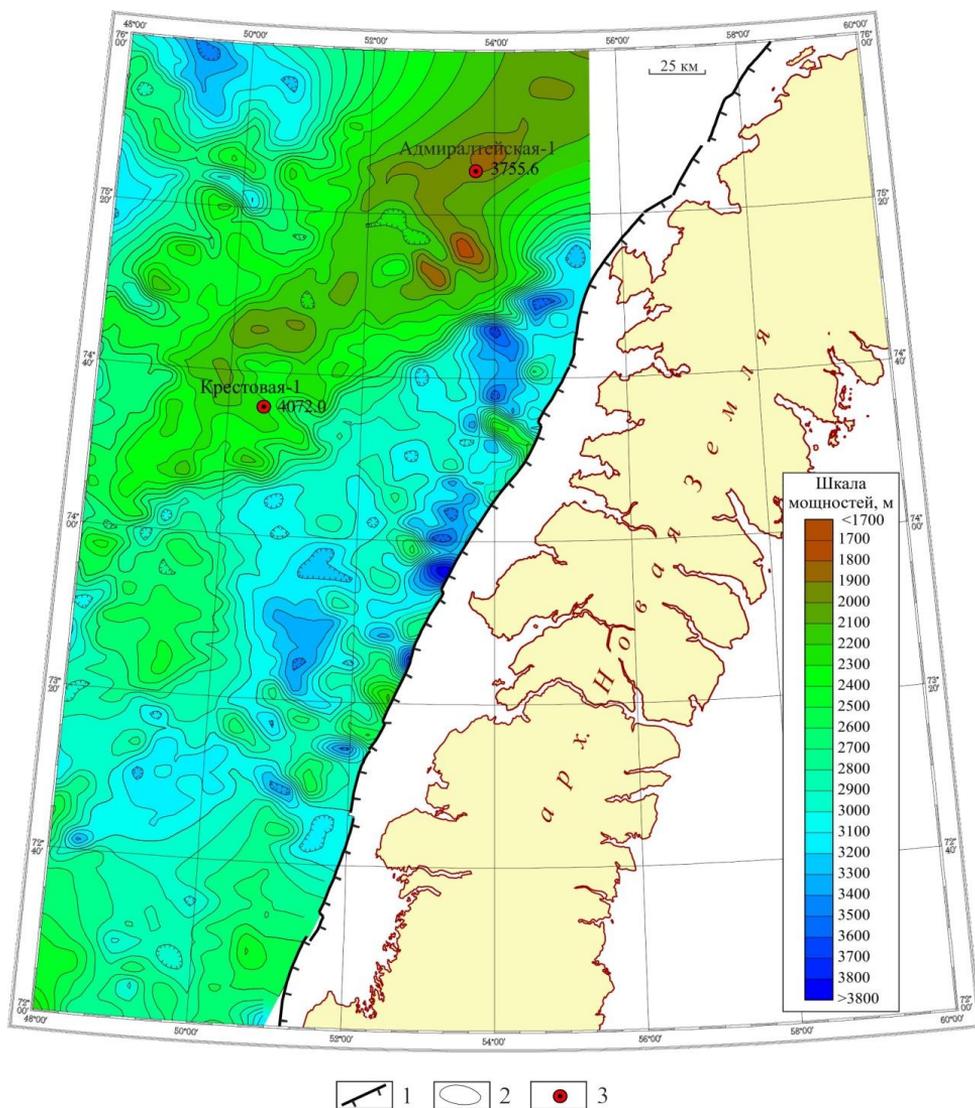


Рис. 25. Карта мощностей сейсмокомплекса Ia-I(A) ($^{\circ}P_{1-3}$).

1 – Предновоземельский надвиг, 2 – изопохиты, сечение 100 м, 3 – скважина поисково-разведочного бурения: название скважины и глубина забоя.

Мощность индского комплекса в Восточно-Баренцевском мегапрогибе – от 1100 до 2100 м, в Предновоземельской региональной ступени – 600–2000 м (рис. 26). Оленёкско-анизийский комплекс соответственно характеризуется мощностями 1000–2200 м и 600–2000 м (рис. 27). В индском и оленёкско-анизийском комплексах доминируют континентальные, реже прибрежно-морские фации.

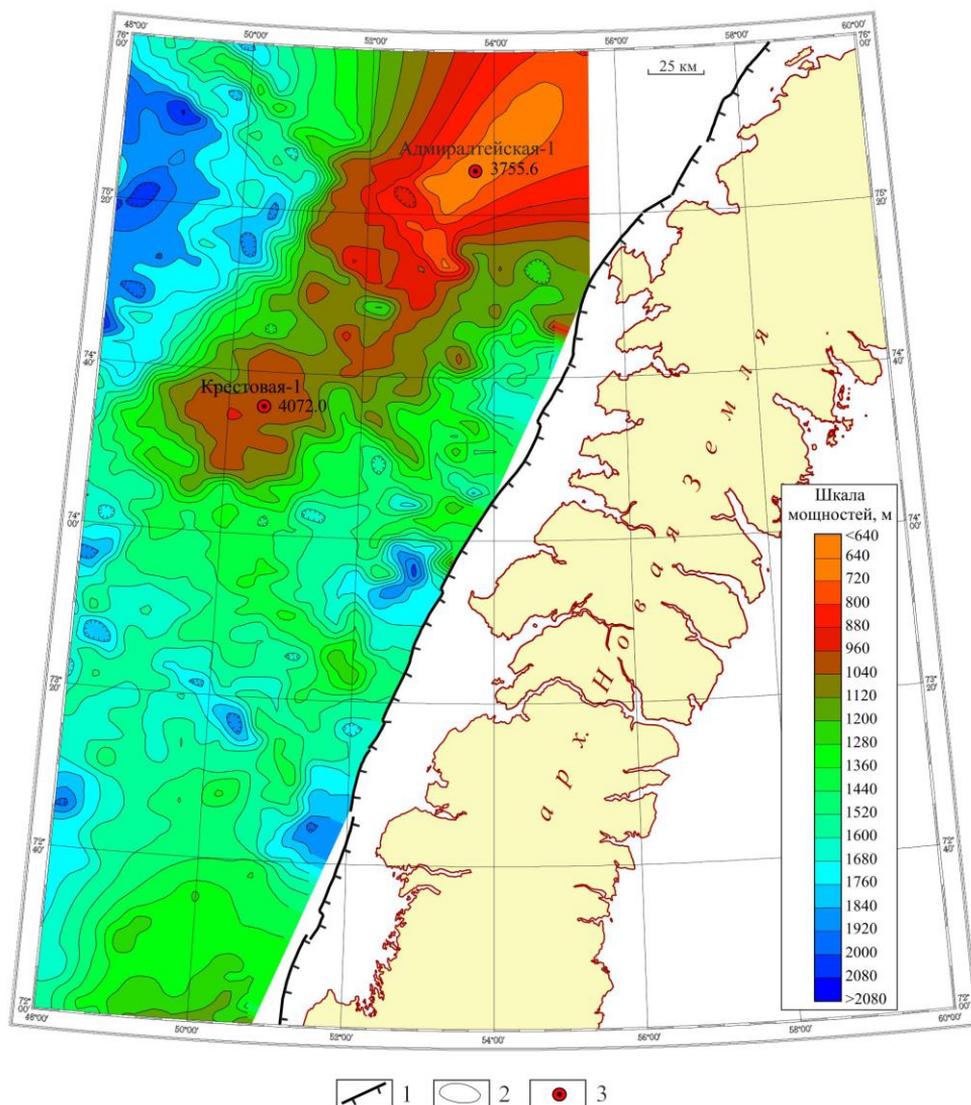


Рис. 26. Карта мощности сеймоподкомплекса I(A)–A₁ (°T₁).

1 – Предновоземельский надвиг, 2 – изопакиты, сечение 80 м, 3 – скважина поисково-разведочного бурения: название скважины и глубина забоя.

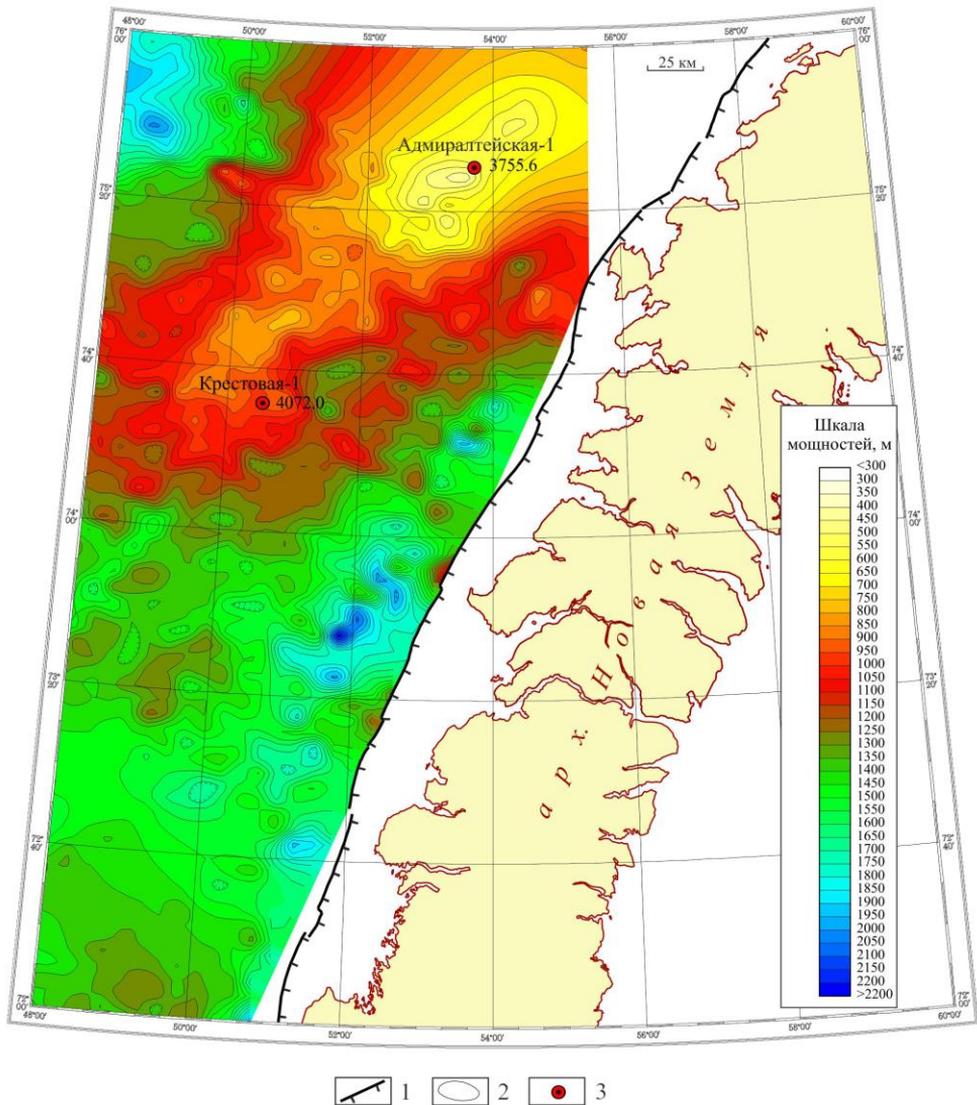


Рис. 27. Карта мощности сеймоподкомплекса А1–А2 (T_{10} – T_{2a}).

1 – Предновоземельский надвиг, 2 – изопакеты, сечение 50 м, 3 – скважина поисково-разведочного бурения: название скважины и глубина забоя.

Ладинско-нижнекарнийские и верхнекарнийско-норийские отложения имеют преимущественно морской генезис. Мощность ладинско-нижнекарнийского комплекса в Восточно-Баренцевском мегапрогибе составляет 800–1800 м, а для Предновоземельской ступени резко увеличивается в направлении Новой Земли до 3500 м (рис. 28–29).

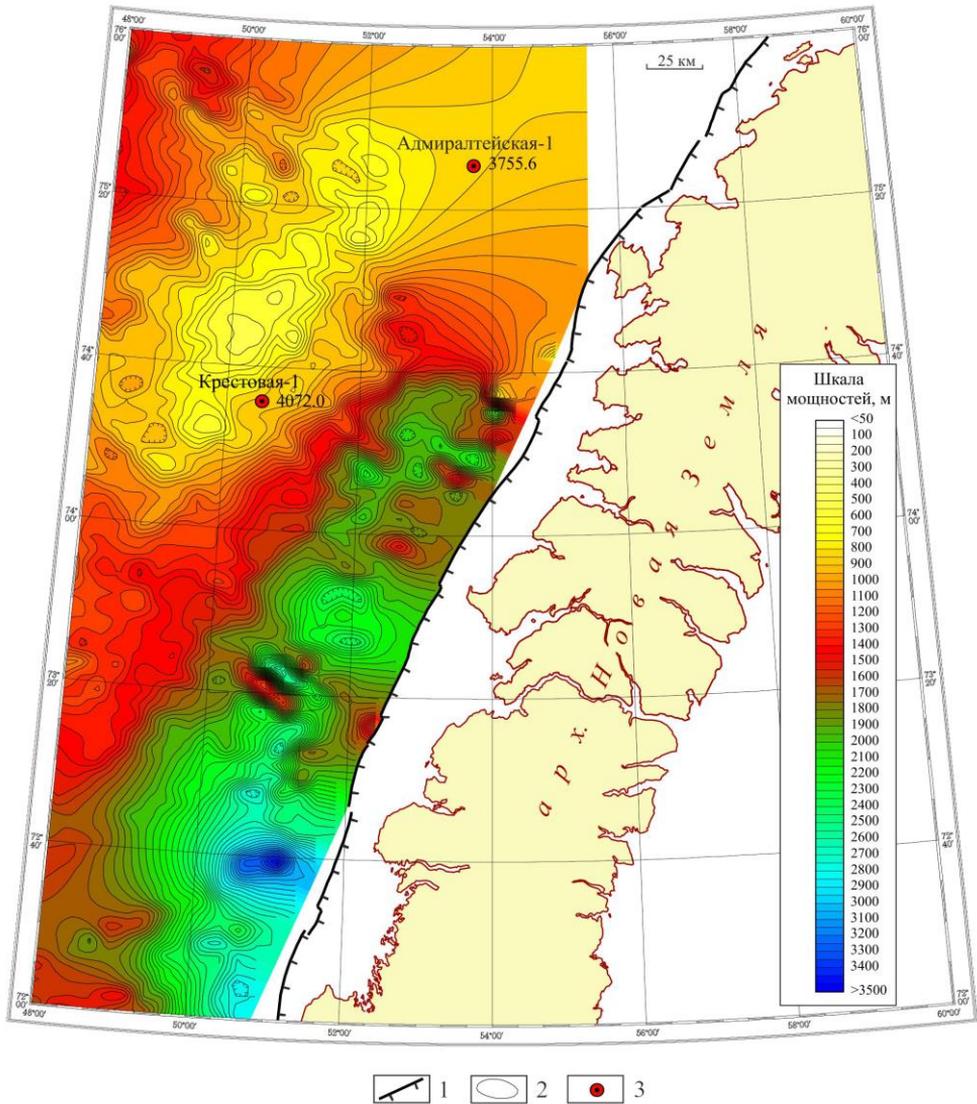


Рис. 28. Карта мощности сеймоподкомплекса A_2-A_3 ($T_{2l}-T_{3k1}$).

1 – Предновоземельский надвиг, 2 – изопохиты, сечение 100 м, 3 – скважина поисково-разведочного бурения: название скважины и глубина забоя.

Верхнекарнийско-норийский комплекс на большей части Предновоземельской ступени размыт, мощность его не превышает 1000 м, возрастая до 2250 м в Восточно-Баренцевском мегапрогибе (рис. 29). Суммарная мощность триасовых комплексов в пределах площади листа – от 1800 до 7000 м.

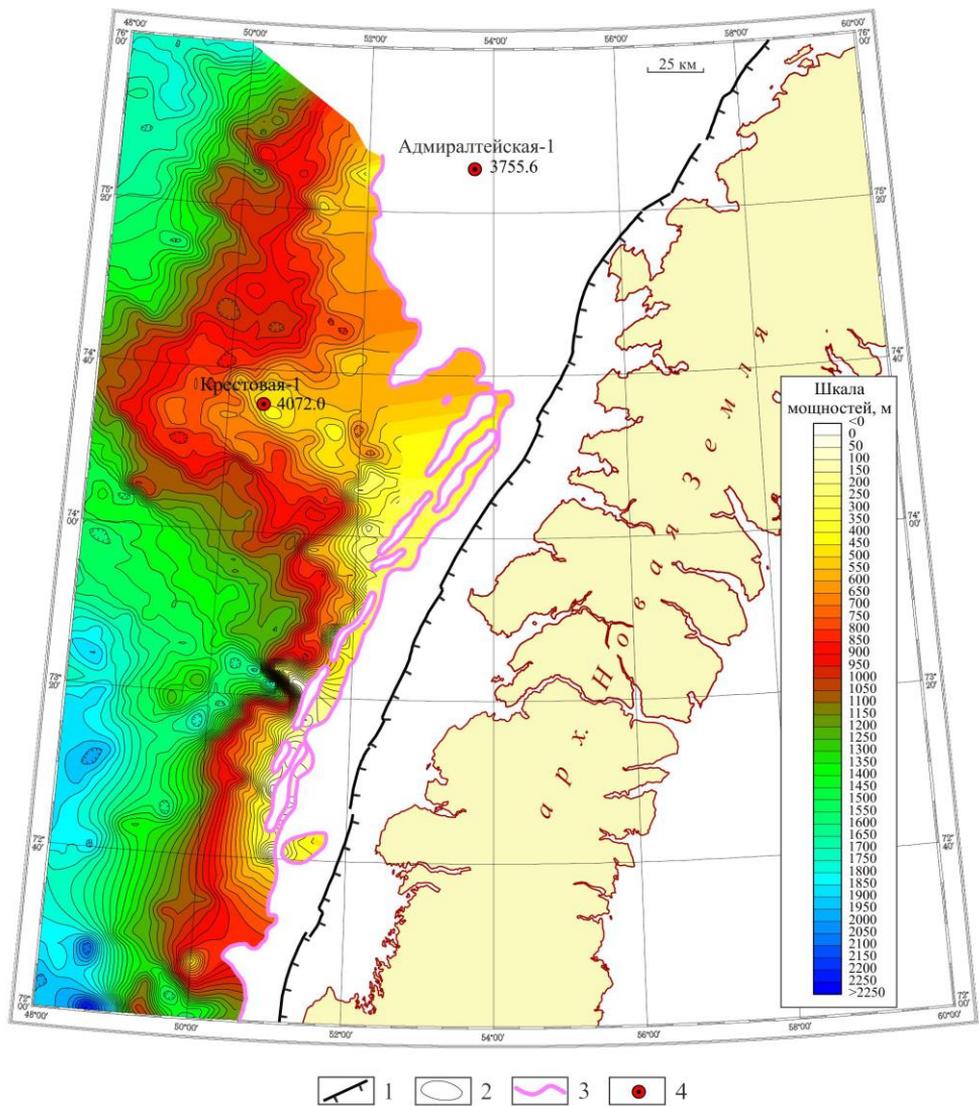


Рис. 29. Карта мощности сеймоподкомплекса Аз-Б (Т_{3к2-п}).

1 – Предновоземельский надвиг, 2 – изопахиты, сечение 50 м, 3 – линия выклинивания триасовых отложений, 4 – скважина поисково-разведочного бурения: название скважины и глубина забоя.

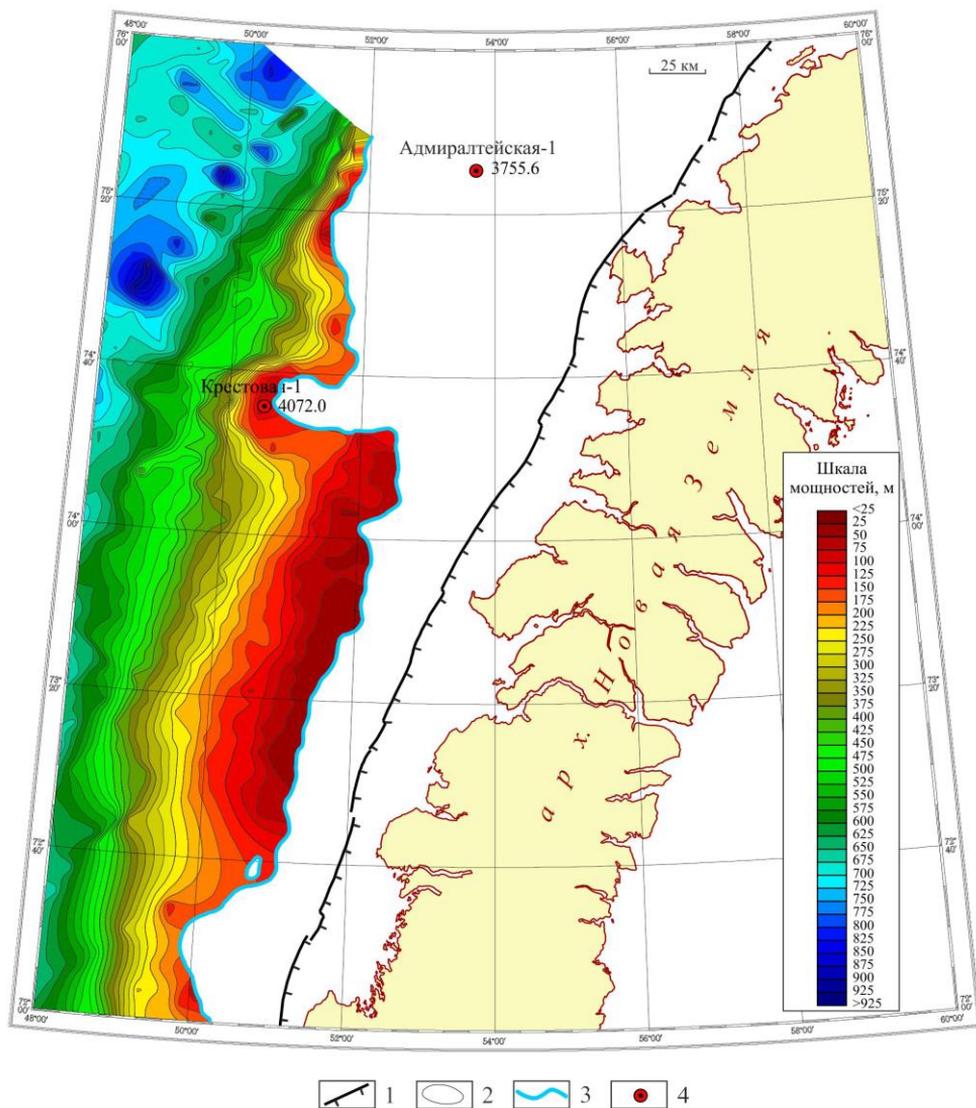


Рис. 30. Карта мощности сейсмокомплекса Б-В' ($^{\circ}J-K, b_1$).

1 – Предновоземельский надвиг, 2 – изопакиты, сечение 25 м, 3 – линия выклинивания юрских отложений, 4 – скважина поисково-разведочного бурения: название скважины и глубина забоя.

В кровле триасовая толща ограничена отражающим горизонтом Б, который отвечает крупной регрессивной фазе на рубеже триаса и юры.

В пермском терригенном и триасовых комплексах Восточно-Баренцевского мегапрогиба выделяются пластовые интрузии. На сейсмических разрезах они выражены «аномальными» горизонтами. Ареал распространения базальтоидных интрузий практически совпадает с флексурно-разломными границами мегапрогиба. Магматическая природа «аномальных» сейсмических гори-

зонтов подтверждена результатами бурения скв. Лудловская-1. Определение абсолютного возраста пород калий-аргоновым методом (139 млн лет для верхнего и 159 млн лет для нижнего пластов) показывает, что внедрение основных интрузий связано с юрско-меловым тектоно-магматическим этапом [Комарницкий, Шипилов, 1991].

Юрско-меловые отложения входят в состав самостоятельного структурного яруса осадочного чехла [Баренцевская ... , 1988]. В пределах Предновоземельской ступени юрские отложения залегают на триасовых, с перерывом и структурным несогласием, обусловленным тектонической активизацией в раннеюрское время крайней восточной части Баренцевской плиты, отражающей завершение коллизии Новоземельского орогена.

По сравнению с триасовым, юрский период характеризуется преобладанием трансгрессивных условий. Нижнеюрская преимущественно песчаная толща сформировалась в континентальной обстановке, в средней юре отмечается чередование континентальных и прибрежно-морских фаций. Начиная с келловей и до конца юры, несмотря на перерывы, доминируют относительно глубоководные, с дефицитом кислорода, условия [Вискунова, 2002ф], в которых образовалась кимеридж-титон-нижнеберриасская формация черных глин. С кровлей этой толщи связан сейсмический горизонт В', а с подошвой – горизонт В. Мощность юрско-нижнеберриасского комплекса достигает 960 м в пределах Южно- и Северо-Баренцевской впадин, а в Предновоземельской региональной ступени не превышает 650 м (рис. 30).

Кровля юрско-нижнеберриасского СВК залегает на глубинах от 200 м, очерчивая линией выклинивания структуры Предновоземельской ступени, до 1,7–2,3 км в пределах Восточно-Баренцевского мегапрогиба.

Отличительными чертами строения мезозойской толщи осадочного чехла, выраженными по горизонтам Б и В', являются «навешенные» замкнутые поднятия.

Эти локальные структуры, получившие развитие в триасовых и юрских комплексах, установлены в пределах Восточно-Баренцевского мегапрогиба. Лунинское поднятие, локализованное по изогипсе –1350 м в пределах Лунинско-Персеевского порога, имеет в рамках карты размеры 50 × 35 км и амплитуду до 75 м.

Последние для мезозоя, меловые СВК мощностью более 2 км, фиксируются в кровле осадочного чехла Баренцевской плиты и широко распространены на картографируемой поверхности.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Эволюция осадочных бассейнов, магматизма, метаморфических преобразований и тектогенеза на рассматриваемой площади может быть прослежена с позднего протерозоя. Образования подобного возраста (в виде сейсмоподразделения ниже отражающего горизонта VI) установлены в низах слабодислоцированного разреза Баренцевской плиты; по литературным и картографическим источникам формирование чехла этой древней платформы началось в раннем рифее (и продолжается поныне). Верхний протерозой отождествляется здесь с преимущественно терригенными породами, преобразованными в РТ-условиях не выше зеленосланцевой фации. Можно предположить, что и на смежных пространствах Новой Земли в платформенных условиях накапливались коррелятные отложения, однако «вещественные» подтверждения этому на картографической поверхности отсутствуют. Вообще принято считать, что после завершения карельской эпохи тектогенеза в течение почти всего рифея (около 1 млрд лет) платформенный режим господствовал на значительной площади нынешней Евразии; лишь изредка, местами и ненадолго он прерывался континентальным рифтогенезом в узких зонах различной ориентировки.

В конце рифея возникает протяженная «трехлучевая» континентально-рифтовая система, существующая и в раннем венде и, вероятно, достигшая в своем развитии «красноморской» стадии. Характеризуется она типичным «пестрым» набором формаций с существенной ролью контрастных по основности вулканитов и интрузий. Одна из ветвей этой системы захватывала и «новоземельскую» часть современного Урало-Монгольского складчатого пояса (УМСП). В пределах листа указанная обстановка выражена вулканогенно-осадочным метаморфизованным парагенезом (якорнинская, удобнинская толщи), а также формируется мегагабброидами и клинопироксенитами якорнинского комплекса, разнощелочными гранитоидами северосульменевского и митюшевского комплексов. Венд и (иногда) ранний кембрий характеризуются схождением новообразованных (и сравнительно слаборазобщенных) макро- и мезоплит; закрытие рифтовой системы повсеместно (на Урале, в нижнем фундаменте Тимано-Печорской платформы, в пределах Пай-Хоя и Новоземельского архипелага) сопровождается складкообразованием и орогенными процессами. Следует, впрочем, отметить, что поздневендские (или поздневендско-раннекембрийские) молассоиды, достаточно широко проявленные на Урале и известные (как «тиллиты») на Южном острове архипелага [Государственная ... , листы R-39,40, 2014], в пределах рассматриваемого листа не фиксируются (возможно, были размыты). Пликативные дисло-

кации, отмечающие заключительные стадии байкальского тектогенеза, по интенсивности в целом уступали наложенным на них герцинским деформациям. В северных секторах УМСП (Новая Земля, Полярный и Приполярный Урал) складкообразование сопровождалось существенными динамотермальными преобразованиями латерально-зонального типа (от низкотемпературных ступеней ФЗС до амфиболитовой фации).

В течение кембрия и большей части ордовика происходит зарождение и эволюция нового («урало-карского») континентального рифта. Вещественные проявления этого процесса обильно зафиксированы в стратифицируемых и интрузивных формациях на Урале и северо-востоке Пай-Хоя. В среднем ордовике центральные части названного линеамента преобразуются в океанический рифт с началом спрединговых процессов: возникают Палеоуральский (Палеоазиатский) океан и «обрамляющие» его палеоконтиненты. Альпинотипные офиолитовые ассоциации трассируют восточный склон Урала на всем его протяжении; по параметрам аномального магнитного поля, сходным с таковыми над фрагментами раннепалеозойской океанической коры Щучинского синклинория (Полярный Урал), последние прослеживаются через Байдарацкую губу в акваторию Карского моря параллельно Пай-Хою и Новой Земле [Государственная ... , лист R-41, 2012]. На рубеже среднего и позднего ордовика пассивная окраина западного из упомянутых палеоконтинентов (Восточно-Европейского – ВЕК) отчетливо дифференцируется на шельф и континентальный склон. Территория Новоземельского архипелага в это время продолжает еще находиться в платформенном режиме; на пенепленизированной поверхности бывшего «байкальского» орогена накапливаются (с частыми короткими перерывами) преимущественно терригенные циклитовые осадки (астафьевская, снежногорская, карпинская, фрейбергская и другие свиты и толщи), субсинхронные соответствующей части «чехольного» разреза древней платформы, представленной там (по венлок включительно) терригенными и карбонатно-терригенными отложениями.

В самом конце ордовика распространяющаяся на запад и постепенно углубляющаяся зона шельфа охватывает и архипелаг. За период с катийского века по ранний девон происходит поочередное накопление как мелководных терригенных образований (штраумсенская толща, ледниковская свита, пестроцветные егоровская, паньковская, басовская свиты), так и формаций внешнего шельфа с мегабанками и рифами (карбонатные, карбонатно-терригенные осадки гольцовской, грибовской свит и их аналогов в разных зонах и подзонах. В разрезе Баренцевской плиты для коррелятного («лудловско-живетского») сейсмокомплекса предполагается схожий – терригенно-карбонатный состав. В раннем–среднем девоне на востоке «новоземельского» сектора УМСП (Северо-Карская подзона) появляются карбонатно-кремнисто-терригенные отложения, обычно свойственные верхним частям континентального склона. Это событие может быть связано с определенной деструкцией мобильного пояса, проявившейся в лохкове–эйфеле на всем его протяжении: закрытие «тагильской» островодужной системы и открытие «магнитогорской» дуги, «наплыв» шельфа (такатинская свита) на территорию современного Башкирского антиклинория (до этого бывшую только областью сноса) и т. п.

В начале позднего девона континентальный склон охватывал уже практически всю Центрально-Новоземельскую СФЗ. Вслед за упомянутыми выше ранне-среднедевонскими (пахтусовскими) относительно глубоководные формации (со значительной ролью силицитов в составе) развиваются вплоть до ранней перми. Во фране их накопление сопровождалось интенсивным проявлением основного магматизма – излияниями толеитовых базальтов (рейская свита) и внедрением даек и силлов костиншарских габбродолеритов (с максимумом локализации в тайнинских пелитах). Вспышка магматической активности в раннем фране зачастую связывается с так называемой «отраженной активизацией» на пассивной окраине ВЕК; при этом в качестве «инициирующих» подразумеваются региональные коллизионные процессы, начавшиеся в центре и на востоке мобильного пояса (далеко за пределами рассматриваемой площади) вследствие сближения континентальных плит. В других районах УМСП к проявлениям подобной «активизации» относят ряд среднедевонских габбродолеритовых гипабиссальных комплексов, в частности хенгурский (на Пай-Хое), илычский (на западном склоне Приполярного Урала) и др. Со второй половины франа характер осадконакопления на территории современного архипелага дифференцируется: если в центральных и восточных частях отлагаются преимущественно кремнисто-терригенные, карбонатно-кремнистые, а также конденсированные хемогенные и планктоногенные осадки, то на площади Западнорезной СФЗ в позднем девоне – ранней перми по-прежнему фиксируются обстановки преимущественно карбонатного накопления, характерные для внешней части шельфа (аваншельфа), карбонатных мегабанок и барьерных рифов.

В пределах Баренцево-морской СФМО в позднем девоне – раннем карбоне с процессами тектонической активизации, вероятно, связано образование ряда «слепых» (дофаменских) относительно малоамплитудных разломов. В это же время на фоне доминирующего растяжения земной коры происходит окончательное оформление Восточно-Баренцево-морского мегапрогиба как самостоятельной тектоноформы. С позднего девона погружение земной коры в его впадинах происходило без значительного растяжения коры. Об этом свидетельствуют тектонически слабо нарушенные поверхности предверхнефранского несогласия и вышележащих слоев осадочного чехла. Глубокое погружение впадин (на 14–15 км в позднем девоне и в карбоне) могло обеспечиваться значительным уплотнением пород консолидированной коры или нижележащих слоев мантии [Артюшков, 2005; Артюшков, Казанин, 2011; Артюшков, Беляев, 2014].

В «предновоземельской» части Баренцевской плиты в среднем карбоне – ранней перми на тектонически стабильном фоне происходит обширное карбонатное осадконакопление в мигрирующих «шельфовых» морях. Более высокие темпы относительного погружения Восточно-Баренцево-морского мегапрогиба в отдельные периоды приводили к формированию палеобассейна глубиной до 1,5 км; тогда в его пределах, от бортовых частей к центру происходило постепенное замещение карбонатных осадков глинистыми. Относительно глубоководные условия сохранялись во внутренних частях впадин до уфимского века [Басов, Василенко, 2009].

На рубеже карбона–перми вследствие «втягивания» континентальной коры пассивной окраины в зону аккреции восточная окраина ВЕК испытывает коробление и вдоль внешнего края шельфа образуется островная суша [Государственная ... , лист R-41, 2012]; возникает серия субпараллельных прогибов и поднятий, позднее предопределивших фациальную зональность на уровне подзон в Кармакульской СФЗ пермско-триасового возрастного интервала. В восточных районах Центрально-Новоземельской зоны доминирующие хомогенные осадки постепенно уступают место существенно терригенным ритмитам (среднекаменноугольно-раннепермская кремнисто-карбонатно-терригенная флишоидная формация). В это же время в наиболее южной (Рогачевской) подзоне еще продолжалось накопление углеродисто-кремнистых (отчасти марганцовистых) батиальных осадков соколовской серии при появлении «зачатков» будущего терригенно-молассоидного накопления – горизонтов и пачек алевролитов, хлидолитов, песчаников.

Зарождение орогенных структур на месте бывшей пассивной окраины, возможно, началось еще в сакмарское время; маломощные существенно терригенные циволькинская и толбеяхская свиты отмечают, по-видимому, заложение первых межгорных прогибов. Более масштабно орогенные процессы продолжались в артинско-северодвинское время, когда предшествующие флишевые трогги заполнялись мощным терригенным комплексом осадков, сопоставляемых с нижней (морской) сероцветной молассой – в виде подводно-склоновых, подводнооползневых, терригенных и карбонатно-терригенных отложений (краснореченская, глазовская свиты, мурманская толща, белушинская свита, кочергинская, геркинская, гусиноземельская свиты), а также прибрежно-морская («предконтинентальная») шадровская свита. Появление угленосных молассовых формаций, маркирующих момент окончательного заполнения бассейна (краевого палеопрогиба), фиксируется в центральной части Южного острова (Гусятая Земля, у южной рамки листа) на рубеже средней–поздней перми, на п-ове Адмиралтейства в конце поздней перми – раннем триасе. Именно с этим периодом связывается значительное усиление тектоно-магматических процессов [Государственная ... , лист R-41, 2012]. Так, на более южных территориях мобильного пояса (за пределами площади листа) начало триаса ознаменовалось излиянием магм базальтового состава. В Кармакульской СФЗ в конце татарской эпохи и в раннем триасе накапливались континентальные пестроцветные осадки адмиралтейской свиты, включавшие примесь туфогенного материала и «горизонты» туфов основного состава. Более молодые отложения мезозоя на архипелаге в коренном залегании не известны. Скорее всего, территория Новой Земли и ее обрамление в конце триаса уже являет собой низкогорное сооружение и подвергается интенсивному размыву. Заключительные стадии герцинского тектогенеза проявлены здесь интрузивным магматизмом (безымянский, сарычевский, черногорский комплексы). На «закрытой» части Новоземельской складчатой системы (прилегающая к архипелагу акватория Карского моря) в целом происходили те же процессы, последовательность которых описана выше. Выделенные там сейсмокомплексы синхронизированы с главными этапами эволюции герцинид.

На акваториальной части на востоке Баренцева моря вещественный состав отложений в начале перми сменяется с карбонатного и карбонатно-

терригенного на исключительно терригенный. Поступление в пределы Предновоземельской региональной ступени и даже Восточно-Баренцевского мегапрогиба огромных масс терригенного материала в том числе было обусловлено и возникновением орогенных сооружений на востоке, за счет чего форсированно возрастает скорость осадконакопления. В течение поздней перми и всего триаса в указанных морфоструктурах накопились пестроцветные терригенные образования мощностью до 8–9 км [Государственная ... , листы S-38–40, 1999]. При этом в триасе благодаря условиям лавинной седиментации на юго-востоке преобладают континентальные и прибрежно-морские фации, сменяющиеся морскими северозападнее по направлению к Шпицбергену и Земле Франца-Иосифа. Заполнение глубоководных впадин отложениями произошло в поздней перми, а «триасовое» погружение уже практически компенсировалось осадконакоплением (в раннем и среднем триасе скорость погружения составляла 200–250 м/млн лет). Продолжавшееся сравнительно быстрое опускание иногда объясняется добавочным уплотнением нижней части коры в результате глубокого метаморфизма пород основного состава. Ускоренное погружение сопровождалось инфильтрацией в кору мантийных флюидов, о чем свидетельствует насыщение разреза осадочной толщи базальтоидными интрузиями, пронизывающими все уровни чехла [Артюшков, Казанин, 2011, Артюшков, Беляев, 2014].

С ранней юры происходило значительное разрастание границ Южно-Карского и Баренцевского палеобассейнов, обширными частями переходивших в синеклизную стадию развития. Юрские осадки перекрывали не только жесткий блок Приновоземельской моноклинали на востоке, но, возможно, и Гусиноземельскую ступень на западе, а также краевые части Новоземельского орогена [Павлов, 1981ф; Павлов, 1986ф]. Последующее, достаточно быстрое погружение бассейна отмечено здесь накоплением юрских–нижнебарремских терригенных осадков (прослежено несколько соответствующих сейсмоподкомплексов) с ближайшего источника сноса – Новоземельского орогена. При этом более интенсивно подвергался размыву его западный фланг, преобладающий объем продуктов его разрушения, вероятно, сносился в Баренцевский бассейн. В Южно-Карском бассейне стратиграфический перерыв и связанный с этим раннемезозойский размыв (отражающий сейсмогоризонт «А» – кровля фундамента ЗСП) выражен слабее, а налегающие на палеозой клиноформы со стороны Новой Земли не установлены. Это подтверждает вывод о том, что асимметрия орогена до размыва и пенепленизации была гораздо более отчетливой.

Пульсационные движения коры в ложе Баренцевского осадочного бассейна продолжались и позднее. В конце юры завершается обособление Южно-Баренцевской и Северо-Баренцевской впадин за счет образования Лудловской седловины и «навешенных» локальных структур. На рубеже берриаса и валанжина фиксируется региональный размыв (отражающий сейсмогоризонт В'). На позднеюрско-раннемеловой диапазон приходится максимальное проявление базальтоидного интрузивного магматизма (силлы, реже дайки) в Восточно-Баренцевском мегапрогибе. Начиная с апта, на фоне относительной стабилизации тектонического режима темпы осадконакопления заметно снижаются, а в альбе и позднем мелу на Предновоземельской региональной

ступени седиментогенез резко редуцируется. В самом конце мелового периода почти всю площадь Баренцевской плиты охватил подъем, трактуемый как «компенсационная реакция» на раскрытие Норвежско-Гренландского и Северо-Евразийского океанических бассейнов.

Восточнее современного архипелага (а, вероятно, отчасти и в его пределах) с юры формируется чехол молодой Западно-Сибирской платформы (в строгом понимании этого термина); «зачатки» его локально фиксируются еще с ладинского века, когда рыхлыми осадками заполняются линейные и изометричные понижения палеорельефа. Фундаментом названной обширной тектоноформы в западной ее половине являются Новоземельская и (южнее) Уральская складчатые системы. Юрско-меловой этап формирования чехла ЗСП характеризуется частой сменой во времени континентальных и мелководно-морских условий терригенной седиментации с неравномерным их распределением по латерали, зависящим от изменения высот областей сноса и базисов эрозии. Последние, в свою очередь, обусловлены степенью тектонической активности в те или иные возрастные интервалы. Там, где доступно детальное изучение вещественных характеристик (за пределами площади листа), нередко даже отдельные стратоны имеют существенную фациальную изменчивость: например, от морских до озерно-аллювиальных осадков. Максимальные трансгрессии моря отличны с конца келловоя по кимеридж, в начале раннего мела, а также в туронский век. Заметные регрессии с сопутствующим опреснением бассейнов (вплоть до осушения значительных территорий) фиксируются с середины аалена по начало байоса, в конце бата и в середине раннего мела. Осадконакопление преимущественно происходило на фоне теплого влажного (иногда близкого к субтропическому) климата с сезонными колебаниями температур. Суша в это время была покрыта гинкковыми лесами, зарослями древовидных папоротников и болотами со сфагновыми мхами и плаунами. Некоторое похолодание устанавливается лишь в первой половине раннего мела (по увеличению роли хвойных и другим признакам), при этом в готериве климат приближался к аридному. Выделяемые здесь в юрско-меловом диапазоне 8 сейсмоподразделений в общем сопоставимы (литологически сходны и субсинхронны) с подобными же восьмью сейсмоподкомплексами Баренцевской плиты, различаясь лишь рубежами кратковременных стратиграфических перерывов. Это может свидетельствовать о сопряженности обоих бассейнов седиментации в мезозое, чего нельзя сказать о раннекайнозойском времени, когда накопление осадков продолжалось главным образом в пределах Западно-Сибирской платформы.

После кратковременного (и локально проявленного) прекращения седиментации (в самом начале кайнозоя) с последующим возникновением мелководных опресненных бассейнов («тибейсалинская» сейсмоллца) в позднем палеоцене и первой половине эоцена практически на всей ЗСП устанавливается режим нормально-соленого, насыщенного кремнекислотой открытого моря, что в условиях умеренных глубин приводит к образованию мощных пластов диатомитов, опоковидных глин и опок («серовско-ирбитская» сейсмоллца) с обильным развитием радиолярий, диатомовых водорослей и жгутиковых.

Постепенное обмеление бассейна в бартонское и приабонское время способствовало увеличению привноса глинисто-песчаного материала с замещени-

ем кремнистой фауны известковистыми фораминиферами и остракодами. Современная Новая Земля, вероятно, представляла собой группу небольших равнинных островов с теплолюбивыми широколиственными формами растительности. С олигоценом связывают начало неоорогенических движений складчатых систем. В связи с общим воздыманием этих территорий (как за счет оживления тектонической деятельности, так и в связи с наступлением засушливого климата) после общей регрессии моря устанавливается континентальный режим. В восточном Приновоземелье начало рюпельского времени знаменуется накоплением «атлымских» речных и дельтовых алеврито-песчаных пород, нередко содержащих россыпную титан-циркониевую минерализацию; во второй половине этого века при затухающей тектонической активности образуется обширная озерно-аллювиальная седиментация (аллювиально-пролювиальная, озерная, озерно-болотная). Западные части Новоземельской и Уральской складчатых систем уже отчетливо обособляются в «лишнюю» чехла линейную структуру – западный сегмент Урало-Монгольского складчатого пояса.

В конце миоцена и в раннем плиоцене происходит заметное воздымание его современной осевой части, зарождаются Новоземельский «неороген» и педиplen восточных предгорий. С конца плиоцена начинается резкая тектоническая активизация этой области с дифференцированными блоковыми движениями на фоне продолжающегося поднятия. Образуются склоновые отложения и коррелятный им аллювий прарек, в центральных частях архипелага происходит интенсивное уничтожение поверхностей выравнивания. В полярном секторе Западной Сибири повышение базиса эрозии в раннем плиоцене привело к обширной («ямальской») ледово-морской трансгрессии Арктического бассейна. Во второй половине плиоцена резкое снижение базиса эрозии (усиленное воздыманием горного обрамления) спровоцировало возникновение глубоких террасированных речных долин, на цокольных ступенях которых накапливался аллювий (позднее большей частью уничтоженный).

В дальнейшем (плейстоцен и голоцен) на Новой Земле чередование фаз относительной стабильности и усиления горообразовательных процессов приводит к перераспределению гидросети, усложнению форм и элементов рельефа, появлению новых генетических типов осадков. К востоку от архипелага четвертичному осадконакоплению сопутствовала неоднократная смена во времени и пространстве существенно морских условий существенно континентальными, обусловленная повышением или понижением базиса денудации. Эти процессы происходили на фоне колебаний климата: от арктического до бореального. В неоплейстоцене холодные периоды сопровождались несколькими оледенениями Новоземельского орогена. Многократным чередованием периодов усиления и ослабления тектонической активности в среднем–позднем кайнозое обусловлено сложное сочетание денудационных и аккумулятивных факторов при формировании макро- и мезорельефа.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Площадь листа охватывает сушу центральной части арх. Новая Земля и прилегающие к ней участки с запада – Баренцевской, а с востока – Карской шельфовых равнин (см. орографическую схему). Особенности тектонических движений и их амплитуду определяют положение основных морфоструктур территории листа в кайнозое (отчасти мезозое). Суша в границах листа представлена субмеридионально ориентированным Новоземельским орогеном, состоящим из двух поднятий, разделенных проливом Маточкин Шар, (Северный с абс. отм. до 1600 м и Южного с абс. отм. до 800–1000 м). Это система хребтов глубоко расчлененного альпинотипного среднегорья, окруженного террасированной морской равниной, отражающей колебания моря с современными глубинами, достигающими 350–400 м. Островное положение горного сооружения Новой Земли предопределяет его основную роль как источника сноса в пределы окружающей акватории. Как следствие, фиксируются ведущие денудационные процессы на архипелаге и преобладание аккумуляции в Баренцевом и Карском морях.

При построении геоморфологической схемы шельфа использовался анализ морфологии дна и литологии субстрата с корреляцией по сети сейсмических профилей. Недоступность визуального наблюдения процессов, идущих на дне моря, обуславливает проведение данного анализа с определенной долей условности.

Преимущественным развитием в пределах шельфа рассматриваемой площади пользуются элементарные (единые, с точки зрения морфологии) поверхности, ограниченные линиями выпуклого или вогнутого перегиба. Гребневые линии имеют ограниченное распространение. Морфоизографы разделяют склоны с разной формой в плане: выпуклые, вогнутые, нейтральные. Субгоризонтальные элементарные поверхности, замкнутые по периметру линией перегиба любого из этих типов, подразделяются по относительному батиметрическому положению на верхние и нижние. Морфологический каркас в целом подчинен диагональным «новоземельским» и реже – секущим их направлениям.

Геоморфологическая схема листов в историко-генетической интерпретации в масштабе 1 : 2 500 000 в старой версии листа была составлена Е. Е. Мусатовым [Государственная ... , листы S-38–40, 1999]. Для настоящего комплекта она построена заново с учетом новых материалов и нормативно-методических документов. В основе схемы лежит аналитический принцип [Методика, 2001; Требования ... , 2005; Методическое ... , 2017] с использо-

ванием физико-географической основы масштаба 1 : 1 000 000. Границы основных орографических элементов проведены вдоль структурных граней (линий) рельефа, а названия им даны с использованием прежних схем [Зенкевич, 1956; Зоненшайн, 1990; Тектоническая ... , 1996] за исключением выявленных впервые.

РЕЛЬЕФ СУШИ

Новоземельский ороген характеризуется линейным простираем, выразительной асимметричной морфоструктурой и мозаичным рельефом, обусловленным дифференцированными блоковыми движениями и почти отсутствующим аккумулятивным чехлом помимо гравитационных и водно-гравитационных образований.

На севере наиболее возвышенной части архипелага (1100–1600 м) наблюдается обширный современный ледниковый щит, окаймленный многочисленными выводными ледниками, достигающими часто (по фьордам) моря и разгружающимися в него айсбергами, а южнее на отдельных массивах – разрозненные ледники различного размера. На самом юге листа – низкогорье с отметками 400–600 м представляет собой уплощенный водораздел, ограниченный вдоль восточных склонов хребта предгорьем. Все горное сооружение расчленено глубокими (до абс. отм. 100 м), поперечно и диагонально расположенными троговыми и эрозионно-денудационными долинами с обрывистыми и крутыми склонами с широкими плоскими днищами, часто открывающимися по обе стороны хребта, как правило, на низкие уровни террасированной приморской равнины. Глубина эрозионного расчленения достигает 300–1000 м.

Аккумулятивно-абразионная морская равнина почти лишена четвертичного покрова и представлена повсеместно структурным бенчем, с единичными участками морских образований на полуостровах преимущественно на баренцевоморском побережье.

По ведущим генетическим факторам на архипелаге выделены следующие категории рельефа: 1) структурно-денудационный; 2) денудационный; 3) аккумулятивно-денудационный; 4) аккумулятивный. Возраст их устанавливается на основании изучения коррелятных отложений и относительной последовательности этапов формирования рельефа, подтверждаемой изотопными датировками.

Структурно-денудационный рельеф имеет распространение преимущественно на северо-западе района вдоль Главного Новоземельского разлома на восточных склонах орогена, и в зоне погружения Североноземельского антиклинория. Его особенности определяются вещественным составом, условиями залегания горных пород, а также характером разрывных нарушений. Морфологически структурно-денудационный рельеф выражен склонами, предопределенными препарировкой зон долгоживущих разломов, а также выработанными на крыльях антиклиналей; массивами отпрепарированных интрузивных тел и литоморфными грядами устойчивых к выветриванию пород.

Прямолинейные склоны, предопределенные препарировкой зон долгоживущих разломов, фиксируются в линейных очертаниях гряд, массивов и депрес-

сий, в основном северо-восточного простирания и приурочены к древним разломам (субмеридиональной системе сбросов и надвигов), расчленяющих цокольный пенеппен гор на отдельные массивы и хребты. Склоны, как правило, обрывистые, обвально-осыпные, высотой от 200 до 800 м протягиваются на десятки километров.

Поверхности и склоны массивов, образованные в результате препарировки интрузий гранитов, прослеживаются на северо-западе в зоне Главного Новоземельского разлома (горы Митюшев Камень, Приметная, Литке – с высотой от 661 до 867 м), образуют крупные положительные формы рельефа размером от 2 до 5 км в поперечнике с крутыми (20–50°) обрывистыми склонами, разработанными абразией и экзарацией.

Склоны, образованные препарировками на крыльях антиклинальных структур, развиты на южном замыкании Северонновоземельского антиклинория, а также Литкенской и Пахтусовской антиклиналей. Эти прямолинейные обвально-осыпные склоны высотой до 200 м и крутизной до 30–40° слегка вогнутые, часто ступенчатые выражаются в рельефе в общем согласном простирании крыльев структур с ориентировкой склонов.

Литоморфные гряды, а также *гряды отпрепарированных эффузивных тел и силлов* наблюдаются повсеместно на всех выработанных субгоризонтальных денудационных поверхностях гор и приморской равнины в поле развития пород среднего–верхнего девона и перми и являются своеобразной чертой рельефа Новой Земли. В масштабе карты почти не отображены. Это серии узких гребневидных куэст высотой 50–100 м и длиной до 20 км и более (силлы), либо удлиненные (до 5 км) гряды с обрывистыми склонами, выработанными в осадочных породах (песчаники, известняки и т.д.) с различной устойчивостью к выветриванию.

Денудационный рельеф получил повсеместное распространение в описываемом районе Новоземельского орогена, выработанного в различных породах палеозоя. В условиях интенсивного расчленения гор обособились зоны параллельных хребтов с уплощенными площадками древних поверхностей выравнивания. На вершинах на участках развития экзарационного рельефа хребты имеют острые, скальные «альпинотипные» гребни, достигающие 1220 и 1292 м.

Наиболее высокие субгоризонтальные поверхности рельефа горного сооружения Новой Земли являются реликтами древнего пенеппена. Коррелятивные рыхлые образования на них практически уничтожены процессами гольцовой денудации и ледниковой экзарации и сохранились лишь в виде единичных пятен тонкого покрова на нунатаках, в составе элювиально-десерпционных суглинистых образований, палинологически охарактеризованных как палеоген.

Данный рельеф включает пенеппенизированную поверхность (реликты цокольного пенеппена), педиппена, поверхности выравнивания и их склоны, интенсивно разрабатываемые экзарацией разновозрастных ледников, а также структурный бенч приморской равнины и эрозионные склоны речных долин.

Реликты цокольного пенеппена сохранились в северных и восточных частях горного сооружения в пределах главных водораздельных хребтов Новой Земли в виде уплощенных вершинных поверхностей на абс. отм. 1000–1600 м.

Остатки поверхности сильно переработаны нивальными процессами и экзарацией. На них развиты элювиальные и элювиально-делювиальные палеоген-четвертичные образования. Поэтому время формирования денудационного выравнивания поверхности принимается кайнозойским (KZ).

Ниже расположенная *поверхность выравнивания*, с абс. отм. 700–900 м, с отдельными, изолированными денудационными останцами (1000–1100 м) представляет собой субгоризонтальные, осложненные неровностями, уступами, грядами литоморфного рельефа и прадолинами – результат переработки эрозией и экзарацией разновозрастных ледников. На ней обнаружены пятна хлорит-гидрослюдистой коры выветривания с палеоген-неогеновым комплексом спор и пыльцы. Возраст принимается как неоген-четвертичный, отвечающий окончанию формирования поверхности выравнивания в неогене с последующей переработкой в четвертичное время.

Поверхность педиплена (400–600 м) распространена преимущественно на юге в пределах низкогорья и на востоке в предгорьях. Ее пологонаклонные площадки несут следы воздействия процессов морозного и снежного выветривания и солифлюкции в виде каменистых россыпей и перистых шлейфов вокруг литоморфных гряд и мелких останцов (высотой в десятки метров). Поверхности сильно изрезаны длинными ветвистыми нивально-эрозионными ущельями и отдельными, небольшими снежниками и карами. Начало формирования поверхности предгорного педиплена условно принято с раннего неоплейстоцена на основании развития в ее пределах в более южных районах коррелятных отложений листовичной толщи (mlls). В целом время формирования – неоплейстоцен–голоцен.

Сопряженные с денудационными поверхностями *денудационные склоны горных хребтов и массивов* (с существенным участием экзарации и эрозии) имеют различную крутизну и высоту. Обвально-осыпные склоны гор крутизной более 20° и высотой до 300–600 м, имеют прямой или вогнутый профиль, изрезанный неглубокими лощинами, заканчивающимися вверху широкими водосборными воронками и нишами, а внизу – раскрывающиеся узкими коллювиальными конусами выноса. Более пологие склоны, развитые по периферии низкогорья, формирующиеся в результате плоскостного смыва, имеют выпуклый профиль и относительные превышения от 30 до 100 м. Начало их формирования происходило на различных этапах становления орогена, начиная с палеогена. Однако возраст их следует считать позднеплейстоцен-голоценовым, учитывая интенсивную экзарацию покровных и локальных ледников в этом временном интервале.

Следы *экзарационной деятельности среднеплейстоценового покровного оледенения*, область питания которого, очевидно, располагалась на западе, наблюдаются избирательно, так как были уничтожены последующими ледниками. Реконструкция форм их экзарации: «плечи» трогов, характерная ступенчатость на склонах гор с вогнутыми профилями и скоплениями мелких форм типа «курчавых скал» позволяет сделать вывод о сетчатом характере оледенения. Сохранившиеся фрагменты террас с отложениями кумжинской трансгрессии и залегающие под ними образования баренцево-новоземельских морен в днищах древних цирков и каров у мыса Крюковый, а также в «сквоз-

ных» троговых долинах подтверждают относительно более древний возраст узанных выше экзарационных форм рельефа.

Верхнечетвертичное (зырянское) оледенение, отвечающее формированию долгинской морены и флювиогляциалу, охватывало, очевидно, обширную площадь гор, образованную горно-долинными ледниками и небольшими участками сплошных ледяных полей, разделенных вершинами и целыми массивами гор. Судя по сохранившимся в районе следам экзарационной переработки и аккумуляции (карам и троговым долинам) – остаткам древней морены в предгорье на левобережье р. Мелкая, ледяные поля соединялись между собой на перевалах, по «сквозным» долинам, а при выходе из гор, сливаясь, образовывали предгорные ледники.

Сартанское оледенение имело незначительное распространение и было, очевидно, горно-долинным, не совпадающим с современным. Немногочисленные цирки, трог и фрагменты конечных морен, сохранившиеся в верховьях некоторых рек, свидетельствуют о разнообразных типах ледников с изолированными бассейнами питания: плосковершинными, горно-долинными, каровыми, переметными и др.

Современное оледенение на описываемой территории является горно-покровным с изолированными локальными областями питания и выводными ледниками, а также их разнообразными типами: каровым, висящим, переметным, плоских вершин, куполами и «шапками», развитых в пределах крупных горных массивов. Иногда кары и цирки перерабатывают эти массивы до гребневидных хребтов (ледник Пенка и др.). Широко развитые в верхней части склонов цирки с крутыми скалистыми стенками и вогнутыми днищами имеют часто в плане древовидную (дендритовую) или звездообразную конфигурацию. Иногда образуется «каровая лестница» (ледники Красный, Перекидной и др.).

Обширные склоны *речных долин*, имеющих широкое распространение на востоке в предгорьях и на юге района, существенно переработаны нивально-морозным выветриванием и процессами плоскостного смыва. Местами характеризуются значительной крутизной и монолитными скальными выходами, часто прямолинейных или плавных очертаний длиной до 10–30 км с превышениями от 150–200 до 500 м. Консеквентный характер заложения сквозных долин указывает на их эпигенетическое происхождение.

Эрозионный рельеф на островах Новой Земли сформировался на отдельных этапах между эпохами оледенений и трансгрессий, в соответствии с этим выделяются современный, среднелейстоценовый и неоплейстоценовый циклы эрозии.

Современная эрозионная деятельность наблюдается практически повсеместно, покрывая речной и овражной сетью всю территорию района. Пересекая прибрежно-морскую равнину, речные долины приобретают значительный уклон, нередко образуют глубокие каньоны (до 20–30 м), пороги, водопады. Во фьордах часто образуют вытянутые дельты.

Участки древней эпигенетической гидросети среднего плейстоцена, с хорошо сохранившимися денудационно-эрозионными склонами, широко распространены в предгорьях на востоке и юге района. Это широкие (до 2–3 км) выположенные долины, часто с асимметричным профилем. В низовьях в них за-

ливообразно вдается кумжинская морская равнина (район заливов Брандта, Клокова, Чекина и др.).

Фрагменты древней гидросети фиксируются лишь в радиальной ориентировке древних «сквозных» палеодолин. По их бортам на отметках 400–500 м иногда выработаны долинные педименты плиоцен-неоплейстоценового возраста.

Аккумулятивно-денудационный рельеф представлен аккумулятивно-абразионной морской ступенчатой равниной на абс. отм. от 0 до 300 м, время формирования которых отвечает разновозрастным трансгрессиям: до отметок 60 (80) м в голоценовое время; до отметок 200 м в позднеплейстоценовое (крестьяхинское) время и до отметок 300 м в средне-позднеплейстоценовое (кумжинское) время. В пределах площади их распространения по периферии гор наблюдаются равнины, созданные преимущественно абразией (структурный бенч), и лишь на отдельных участках аккумулятивные формы рельефа.

Морские голоценовые террасы развиты полосой вдоль всего побережья Карского и Баренцева морей от 2–4 до 30–50 км и соответствуют: первая – 6–10 м, вторая – 12–20 м, третья – 22–40 м и четвертая – 42–60 м. Современный клиф чередуется с участками лагунного берега – с пляжами, косами, пересыпями и формирующейся морской террасой высотой 2,5–3,0 м. На поверхности голоценовых террас развит фрагментарно чехол рыхлых отложений мощностью до 3–9 м, часто в виде береговых валов, кос, перейм и пересыпей.

Морская ступенчатая равнина, развитая на отметках 80–200 м [Красножен, Барановская, 1982], на всем побережье Карского и Баренцева морей прослеживается узкими лентами (1–3 км) в днище «сквозных» долин многих рек горной области. В ее ступенчатом строении и отложениях отражено прерывистое развитие крестьяхинской трансгрессии на уровнях 160–200 м, отвечающих максимуму трансгрессии, 80–140 м – регрессии моря. Равнина характеризуется распространением форм структурно-обусловленного бенча (ступенчатого, грядового и др.) с небольшим разорванным чехлом песчано-глинистых отложений. Ниже отметок 140 м формировался прерывистый чехол отложений, иногда (мыс Моисеева и др.) с серией древовидной комбинации кос и баров, замыкаемых пересыпями, высотой от 1–2 до 5–10 м.

Пологонаклонная морская равнина на отметках 200–300 м средне-плейстоценового возраста развита у подножия гор и по бортам межгорных впадин многих крупных рек. Имеет ограниченное распространение на Карском побережье в виде небольших площадок между клифами. Наиболее широко равнина развита на Баренцевоморском побережье, где представлена структурно-грядовым и глыбовым бенчем с небольшими пятнами осадков (от 1 до 5 м) [Красножен, Барановская, 1982].

Аккумулятивный рельеф на Новой Земле развит незначительно и приурочен в основном к днищам межгорных впадин, «сквозных» долин и фиордам, к низовьям речных долин и фрагментарно встречается у подножия склонов и на равнинах. Среди наиболее распространенных типов выделены: массивы льда, речные поймы и террасы, озерные террасы и равнины, ледниковый и водно-ледниковый рельеф.

Массивы льда на описываемой территории связаны с современными уровнями существования преимущественно каровых и плосковершинных ледников

с обширным покровным ледниковым щитом на севере Новой Земли, питание которых осуществляется навеванным снегом и фирном. Ледяные слои состоят в значительной мере из инфильтрационного льда.

Формы рельефа, созданные ледниковой аккумуляцией, представлены конечными, боковыми и срединными моренами зырянского, сартанского и голоценового оледенений. Конечные морены выводных ледников средне- и верхнеплейстоценового возраста на суше были, по-видимому, уничтожены более молодыми трансгрессиями и зафиксированы сейсмоакустикой на шельфе (см. гл. «Стратиграфия» и разд. «Рельеф шельфа» данной главы). Самые крупные современные морены (шириной до 1–2 км и длиной до нескольких км) наблюдаются вдоль края ледников Пинегина, Перекидной, Пенка и др. Они имеют 3–5 стадийных гряд с V-образными впадинами между ними. Сложены валунно-галечным материалом с гравием, песком и суглинком. Валунны – от 0,5 до 1–2 м и более.

Из форм водно-ледникового рельефа на территории листов наиболее распространены зандровые равнины, конусы и реже камы. Зандры представляют собой примыкающие к конечным моренам плоские слабонаклонные аккумулятивные поверхности, выстланные песчаным, гравийным и галечным материалом, по которым блуждают слабоврезанные многочисленные временные потоки талых ледниковых вод. Древние флювиогляциальные равнины сильно переработаны или уничтожены крестьяхинской трансгрессией, а потому сохранились лишь внутренние поля зандров и камовых террас в верховьях рек Есипова, Промысловая и Мелкая.

Аккумулятивные речные террасы представлены низкой и высокой поймами и фрагментарно развитыми первой и второй надпойменными террасами. Низкая (0,5 м) и высокая (1–1,5 м) поймы в пределах плоских днищ древних долин, фиордов и трогов образуют широкие (до 0,5–1 км) поля, осложненные многочисленными потоками, старицами, остаточными озерами и прирусловыми валами.

Первая (2,5–3,0 м) и вторая (6–8 м) надпойменные террасы эрозионно-аккумулятивные, они фрагментарно развиты в крупных долинах рек, имеют плоскую неширокую (до 200 м) площадку.

Озерные террасы и равнины приурочены к плоским днищам древних озерных котловин и «ванн», широко развитых в понижениях приморской равнины у мыса Сухой Нос и на п-ове Панькова Земля и Гусиня Земля. Небольшие (от 1 до 2–3 км) озерные котловины на приморской равнине являются остаточными, реликтовыми. Плоские днища озерных «ванн», местами заторфованы и переработаны криогенными процессами.

РЕЛЬЕФ ШЕЛЬФА

Морское дно Карского и Баренцевского шельфов имеет ступенчатое строение, обусловленное главным образом блоковой неоструктурой региона. Глубины дна в связи с этим испытывают значительные колебания. Подводные склоны вокруг арх. Новая Земля крутые, практически без мелководий. На западе баренцевоморской части листа значительные площади занимают

апофизы Центральной впадины Баренцева моря*, представленные Моллеровским склоном**, фрагментами Северной ванны, Южно-Самойловской террасы и долины Моллера с глубинами до 250 м, изредка достигая 300 м. Дно Западно-Новоземельского желоба с глубинами (в основном 200–250 м) осложнено многочисленными врезами, грядами, западинами и пр. Глубины на плато Моллера и Адмиралтейской возвышенности составляют 100–150 м. В карской части площади выделены две крупные орографические формы, представленные здесь лишь своими фрагментами: Восточно-Новоземельский желоб с крутыми склонами и относительно плоским ступенчатым дном глубиной 300–350 м (до 400 м в переуглублениях), а к юго-востоку от него – Западно-Карская ступень с глубинами 100–150 м.

Историко-генетическая характеристика рельефа шельфа, по сравнению с рельефом суши, носит более обобщенный характер. Выделены следующие основные виды генетических категорий рельефа: структурно-денудационный, денудационный, денудационно-аккумулятивный и аккумулятивный.

Структурно-денудационный рельеф. Поверхности и формы данной категории в границах листах в основном обусловлены препарировкой разрывных нарушений и, в меньшей степени – выходов устойчивых к денудации пород.

Склоны, обусловленные разрывными дислокациями, миоцен-голоценового возраста (N_1-QH) ограничивают поднятия, плато и внутришельфовые желоба. Протяженность этих прямолинейных, редко дугообразной формы элементов весьма значительна, высота – от 50 до 150 м, а средние уклоны (0,01–0,03°) – наибольшие на рассматриваемой площади. Их миоцен-голоценовый возраст на шельфе определяется на том же основании, что и на прилегающей суше.

К формам структурно-денудационного рельефа относятся *гряды, обусловленные выходами коренных пород*, они встречаются на морском дне у западного побережья Северного острова в северо-восточной части площади.

Денудационный рельеф шельфа представлен как субгоризонтальными, так и склоновыми поверхностями. На геоморфологической схеме к нему отнесены восемь категорий.

Абразионные плато, террасы и склоны на современном морском дне имеют узкое распространение, они выделены там, где покров перекрывающих их осадков отсутствует или имеет малую мощность. Поверхности данной категории зафиксированы в двух диапазонах глубин: а) менее 50 м, где их возраст оценивается как голоценовый и б) 50–130 м – позднеплейстоценового (осташковского) возраста. Первые, включающие в том числе и бенчи, развиты вдоль западного и восточного побережья Новой Земли. Здесь они выработаны в коренных породах палеозоя. Наиболее мелководные из них продолжают развитие под воздействием волнения в настоящее время. Вторые имеют ограниченное распространение на верхних участках Адмиралтейской возвышенности, где выработаны в терригенных отложениях триаса.

* Другие названия: Центральная котловина или желоб Самойлова.

** Термин не является общепотребительным, введен впервые на листе S-38 ГК-1000/3 для удобства географической привязки [Государственная ... , лист S-38, 2017].

Эрозионные образования на шельфе носят реликтовый характер, представлены они тремя видами склоновых поверхностей и многочисленными ныне подводными долинами, которые показаны на схеме немасштабными знаками. Они рассматриваются, как изначально субаэральные образования. На последующих стадиях своего развития испытали частичную переработку морем в ходе последующих трансгрессий, поэтому характеризующие их параметры могут отличаться от речных долин суши. Вероятно, что могло иметь место и эродирующее действие концентрированных придонных потоков уже в субаквальном положении.

Долины выявляются в широком диапазоне глубин, но наиболее отчетливо проявлены в рельефе до отметок 110–120 м. Ширина подводных долин составляет от первых сотен до первых километров. Глубина наблюдаемого вреза колеблется от 10 до 50 м, редко более. Большинство долин имеет сглаженный U-образный поперечный профиль. В границах листа основная часть долин сосредоточена на шельфе Баренцева моря. Подчиненность их простираний новоземельским и секущим их направлениям свидетельствует о том, что долинная сеть контролируется тектонической структурой региона.

Реликтовые эрозионные склоны поздненеоплейстоценового (осташковского) возраста (Q_{III}) развиты к западу от Новой Земли в диапазоне глубин менее 130 м. Они отвечают бортам подводных долин, имеют высоту в первые десятки метров и сравнительно небольшие уклоны. Аналогичные формы развиты в пределах Западно-Карской ступени, где имеют большую крутизну и высоты. Формирование их связывается с последней крупной регрессией позднего неоплейстоцена.

В границах данного листа распространены локально, в основном в поле развития отложений палеогена, а особенно широкое развитие имеют на сопредельной площади за восточной рамкой листа.

Реликтовые эрозионные склоны поздненеоплейстоценового возраста (Q_{III}) зафиксированы на более значительных глубинах в юго-восточной части площади, сопряжены с долинами, открывающимися в Центральную впадину, и придают своеобразный фестончатый характер поверхности Моллеровского склона. Развиты они и по периферии Западно-Новоземельского желоба, где отличаются большей высотой (несколько десятков метров) и большими уклонами по сравнению с Моллеровским склоном. Сведения о разновозрастных долинах в рельефе Баренцево-Карского шельфа многочисленны [Кленова, 1960; Суздальский, 1974; Ласточкин, 1982; Мусатов, 1989; Мурдмаа, 1999]. В настоящее время в рельефе дна можно наблюдать главным образом некомпенсированные осадконакоплением фрагменты долинной сети последней генерации, которые сформировались во время гляциоэвстатических регрессий неоплейстоцена. Эта реликтовая сеть широко представлена и на листах Госгеолкарты-1000/3 [Государственная..., листы R-38–40, 2003; S-41–43, 2004, S-38–40, 1999].

Сложнорасчлененные, в том числе литоморфные, экзарационные поверхности поздненеоплейстоценового возраста (Q_{III}) в масштабе схемы показаны совместно. Основное поле развития у северного побережья Северного острова, где широко развиты глубокие заливы-фиорды, в изобилии встречаются узкие гряды и сопряженные с ними узкие глубокие «бороздины», а также

разнообразные уступы. Характер поверхности отчасти определяется и особенностями залегания коренных пород палеозоя.

Денудационные склоны, созданные комплексом процессов (абразионные, гравитационно-абразионные, склоны обрушения и оползания), миоцен-голоценового возраста (N_1-Q_n) являются поверхностями длительного развития. На фоне изменения уровня моря они в той или иной степени подвергались действию вышеуказанных процессов. Высота склонов достигает 200–250 м при уклонах до 0,008°. Они на значительном протяжении к востоку от архипелага окаймляют внутришельфовые желоба. Местами их профиль осложнен площадками террас. Существенный уклон создает условия для смещения (оплывания или оползания) осадочного вещества вниз по склону, где они, наряду с нефелоидами, образуют аккумулятивные подножия. Начало формирования данных форм связывается с тектонической активизацией в миоцене вплоть до настоящего времени.

Фрагменты поверхности, выработанной процессами комплексной денудации, эоценового возраста, плато и седловины на глубинах 180–250 м (P_2) имеют ограниченное распространение, выделены по аналогии с соседним листом S-38, где они были сосредоточены на возвышенности Маркиной [Государственная ... , лист S-38, 2017] непосредственно к западу от рамки настоящего листа. Эти субгоризонтальные или слабонаклонные плоские плато и седловины, лишенные заметного покрова неоплейстоценовых осадков, представляют собой реликты выработанной в эоцене на породах нижнего мела.

Денудационно-аккумулятивный рельеф представлен образованиями морского генезиса, созданными деятельностью волн. Преимущественно это абразионно-аккумулятивные террасы и равнины (реже склоны) в широком диапазоне глубин. Сюда же отнесены склоны, созданные комплексом денудационно-аккумулятивных процессов.

Абразионно-аккумулятивные равнины и террасы широко представлены на современном шельфе и развиты преимущественно на баренцевском шельфе. Это субгоризонтальные или имеющие пологий наклон в сторону возрастания глубин поверхности, иногда осложненные аккумулятивными формами, реликтами эрозионных образований. В интервале глубин 40–100 м формирование абразионно-аккумулятивных поверхностей связывается с поздним неоплейстоценом – голоценом. На глубинах 100–120 (150) м они относятся к поздненеоплейстоценовому (осташковскому) времени. Поверхности данной категории на более значительных глубинах (150–200 м и 200–250 м), по видимому, сформированы в раннем–среднем неоплейстоцене. В карской части листа на Западно-Карской ступени выделена единственная поверхность такого рода на глубинах около 120 м.

Абразионно-аккумулятивные склоны поздненеоплейстоценово-голоценового возраста (Q_{III-n}) представлены в единственном месте – в пределах Западно-Новоземельского склона между мысами Сухой Нос и Прокофьева на глубинах 20–130 м. Уклон поверхности не постоянен, на наиболее крутых участках он составляет 0,008–0,012°.

Склоны, созданные комплексом денудационно-аккумулятивных процессов, имеют широкое развитие на бортах желобов и окаймляют поднятия, как в баренцевоморской, так и в карской частях листа. Отличаются повышенны-

ми на общем фоне уклонами, местами до крутых (для морского дна). Имеет место смена уклонов по простираению склона и выполаживание профиля склона на отдельных участках. По облику (прямолинейности или дугообразности, а также наличию торцовых сочленений отдельных отрезков), бывают схожи со структурно-денудационными. Высота склонов данной категории – 50 м и более. В их формировании сыграли роль как аккумуляция морских и ледниково-морских осадков, так и абразионные, абразионно-аккумулятивные и абразионно-гравитационные процессы на фоне погружения желобов и роста поднятий.

Аккумулятивный рельеф широко распространен на шельфе. Выделен на участках устойчивого морского и ледниково-морского волнового и неволнового осадконакопления в позднем неоплейстоцене и голоцене, а также в местах вероятного скопления гравитационных осадков. Материал для его формирования поступал с течениями и волнами, от источников сноса в места абразии берегов и возвышенных участков дна, а также твердого стока рек и таяния льдов.

Морские и ледниково-морские равнины, террасы и склоны, сложенные осадками позднеплейстоценового и голоценового возраста, пользуются широким распространением, особенно в южной половине рассматриваемой площади, и ширина их измеряется десятками километров. Эти субгоризонтальные аккумулятивные равнины ограничены линиями выпуклого и вогнутого перегиба от разделяющих их пологих прямолинейных или дугообразных склонов. Возраст данных поверхностей 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 позднеплейстоценовый (осташковский) – голоценовый ($Q_{III}-Q_H$); в) на глубинах свыше 130 м – как позднеплейстоценовый–голоценовый ($Q_{III}-Q_H$).

Подножия склонов Восточно-Новоземельского желоба, обладающего высокими превышениями до 300 м, сложены продуктами подводного оползания и оплывания осадков с вышележащих участков, а также нефелоидами. Уклоны на подножиях составляют около 0,003–0,005°.

Днища внутришельфовых желобов (Западно- и Восточно-Новоземельского), соответствующих отрицательным новейшим структурам, представляют собой узкие, плоские замкнутые по периметру, глубоко погруженные субгоризонтальные или слабонаклонные участки морского дна, выполненные морскими и ледниково-морскими, преимущественно пелитовыми осадками. Являются областями устойчивого осадконакопления в течение позднего неоплейстоцена и голоцена, не выходящими из-под уровня моря. Процесс нефеллоидной седиментации продолжается здесь до настоящего времени. По осадкам, формирующим подножия и днища внутришельфовых желобов, возраст их определяется как позднеплейстоцен-голоценовый ($Q_{III}-H$). Днища Западно-Новоземельского желоба с глубинами 220–250 м изобилует локальными западинами, грядами и холмами, в отличие от плоского, ровного дна Восточно-Новоземельского с глубинами более 300 м.

Среди форм аккумулятивного происхождения важное место занимают разновозрастные морены. Их реликты в виде узких гряд различной сохранности зафиксированы на различных глубинах. Они наблюдаются у южной оконечно-

сти Адмиралтейской возвышенности, а также в Западно-Новоземельском желобе и по периферии Кармакульской террасы, и коррелируются с образованиями зырянского и средненеоплейстоценового оледенения. На сейсмопрофилях и батиметрии фиксируются в виде высоких (до 20–30 м) узких, протяженных гребневидных валов.

Покров голоценовых осадков распространен на шельфе неравномерно, и, в зависимости от мощности, в той или иной степени они нивелируют геоморфологические элементы, созданные в предшествующие этапы развития.

Морские берега Новой Земли преимущественно сильно расчлененные, изрезанные изобилуют глубокими заливами, преимущественно – фиордами. Ведущими факторами развития берегов в настоящее время являются абразия, а также приливно-отливная и сгонно-нагонная деятельность моря. В прошлом значительную роль сыграла экзарация, которая в условиях разной устойчивости коренных пород и разного характера их залегания привела к избирательной денудации.

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА

Выделенные при составлении геоморфологической схемы генетические категории рельефа, четко обозначенные на суше и на шельфе Западно-Арктического региона, позволяют проследить историю развития рельефа во взаимосвязанных процессах.

Становление Новоземельского орогена происходило в сложной обстановке активизации и перестройки западноарктического шельфа в кайнозое, обусловившей неоднократные трансгрессии Арктического бассейна на территорию Новой Земли в сложном сочетании с периодически покрывающими архипелаг разновозрастными ледниками. Ведущим фактором морфогенеза на данной территории являются тектонические движения – прерывистые воздымания и опускания, запечатленные в гранях и формах рельефа, среди которых получили широкое развитие основные рельефообразующие процессы денудации и менее распространенной аккумуляции.

Историю развития рельефа территории можно проследить с конца палеогена, судя по фрагментам пенепплена с остатками кор выветривания [Красножен, 1982] олигоцен-миоценового возраста.

Очевидно, кора выветривания была образована на Новой Земле на заключительном этапе, предвещающем платформенное возрождение Урало-Новоземельского орогена (постплатформенный орогенез), произошедшее в конце палеогена и завершившееся до середины–конца миоцена. А затем, в силу изменившихся палеогеографических условий, кора претерпела неоднократный размыв, переработку с локальным сохранением продуктов перемыва в виде обширного, фрагментированного чехла на остатках поверхности древнего пенепплена.

В миоцене началось интенсивное воздымание и расчленение пенепплена, что зафиксировано переуглубленными врезами с галечниками миоцена [Красножен, 1982] в пределах возрождения орогена. На его склонах и южном погружении в течение плиоцен-раннечетвертичного времени была выработана

на педиценизированная поверхность выравнивания. Колебательные движения Арктического шельфа фиксируются на суше (Новая Земля) трансгрессиями, отвечающими морским отложениям плиоцена (до отметок 200–300 м) и раннечетвертичного времени (до отметок 600 м).

Обнаруженные во врезках педицены Новой Земли осадки раннего плейстоцена [Павлов, 1981ф; Красножен, 1988] знаменуют завершение этапа обособления орогена в границах, близких к современным.

В среднем плейстоцене в условиях дальнейшего воздымания Новой Земли на северо-западе оформляется обширное покровное оледенение с центром (областью питания) на прилегающих с запада участках шельфа.

Средне-позднечетвертичный этап на Новой Земле соответствует кумжинской трансгрессии до отметок 300 м. Регрессия и значительное похолодание климата в зырянское время способствовала развитию оледенения горно-покровного, горно-долинного характера и обмелению (~до 100 м?) значительных участков шельфа и формированию террасированных склонов архипелага.

Следующий этап (в микулинское время) отмечается новой крестьяхинской трансгрессией, сформировавшей морскую ступенчатую равнину на отметках от 80 до 200 м. На шельфе в это время вырабатываются обширные морские и ледниково-морские абразионно-аккумулятивные равнины и террасы. Конец позднечетвертичного этапа завершен незначительным абросимовским оледенением и формированием озерно-аллювиальных равнин в прибрежных районах. Идет интенсивное нивально-эрозионное расчленение предгорий, закладывается современная гидросеть. Голоценовый этап запечатлен в серии морских террас (0–60 м) и фрагментами реликтовых подводных долин.

Рельеф рассматриваемой площади арктического шельфа формировался в результате неотектонической активизации региона и на фоне трансгрессий и регрессий арктического бассейна. История его развития прослеживается со времени образования базального пенеплена, который в эоцене был выработан на породах мезозоя. В миоцене началось расчленение этой поверхности блоковыми движениями и речной эрозией [Мусатов, 1989]. Переуглубленный, ступенчатый облик рельефа шельфа обусловлен характером неоструктуры, в то время как экзогенные процессы играли второстепенную роль.

Гораздо сложнее было определить возраст палеопервоповерхностей донного рельефа. В целом был принят принцип «чем глубже, тем древнее», подразумевавший, что самые молодые аккумулятивные и выработанные поверхности сформировались в ходе послеледниковой (фландрской) трансгрессии на глубинах меньше величины последней (сартанской, поздневалдайской) регрессии, т. е. 120 м [Красножен, 1982; Костин, Маркина, 1995ф; Зенкевич, 1956]. Остальные поверхности были образованы в ходе единого плиоцен-плейстоценового регрессивно-трансгрессивного цикла, начавшегося после глобальной мессинской регрессии в конце позднего миоцена, когда уровень моря падал до абс. отм. от –350 до –400 м [Крапивнер, 1988; Спиридонов, 1991]. В эту эпоху море отступало в пределы континентального склона, а в осушенных районах шельфа происходило интенсивное врезание палеодолин на сформированной еще в палеогене поверхности выравнивания. Впоследствии в ходе неравномерной прерывистой трансгрессии плиоцен-плейстоценового времени при интенсивных неотектонических подвижках от этой единой в донеогеновую

эпоху поверхности отчленились отдельные уровни, ныне погруженные на глубины от 120 до 420 м. Естественно, что самые глубокие из них были затоплены значительно ранее, чем находящиеся на меньших глубинах, и первые имеют более древний возраст относительно вторых.

Расчлененный рельеф дна с многочисленными замкнутыми отрицательными формами разных масштабов обуславливает специфические условия накопления осадочного вещества. Если плоские вершины возвышенностей являются преимущественно областями размыва и перемыва, то в желобах и впадинах существуют условия для устойчивого депонирования осадков и ассоциирующихся с ними загрязняющих веществ. Что же касается наклонных поверхностей, то они являются зонами транзита для нисходящих литодинамических потоков. Наличие подводных долин обеспечивает канализированное перемещение вещества. Аккумулирующая роль отрицательных форм как геоморфологических ловушек может усиливаться присутствием донных осадков с высокой поглощающей способностью. Именно в таких ловушках и рекомендуется осуществлять мониторинг загрязнений [Геология ... , 2004].

В настоящее время шельф испытывает действие субаквальных процессов: волновых и неволновых, а также гравитационных, которые наиболее активны в прибрежной зоне, где, кроме того, максимально сказывается воздействие плавучего сезонного льда и айсбергов.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

На территории листов присутствует большое количество проявлений и пунктов минерализации полезных ископаемых. На карту полезных ископаемых по состоянию на 1.12.2019 г. вынесено 146 объектов минерального сырья, в том числе одно крупное (свинцово-цинковое Павловское) и одно малое (свинцово-цинковое Шумилихинское) месторождения. За длительный период геологосъемочных и поисковых работ на листах S-39,40 в пределах арх. Новая Земля выявлены многочисленные проявления (53) и пункты минерализации (64) марганца, меди, цинка, свинца, никеля, золота, серебра молибдена, флюорита, оптического кварца, агатов; а также шлиховых (девять) и геохимических (18) ореолов рассеяния. Для коренных объектов установлена принадлежность к восьми генетическим типам, к 19 рудным формациям.

Результаты общей оценки минеральных ресурсов арх. Новая Земля свидетельствуют о том, что в настоящее время первоочередного внимания заслуживает свинцово-цинковое и золоторудное оруденение, в меньшей степени интересны проявления бедных карбонатных марганцевых руд, а также проявления флюорита, меди и благородных металлов.

На шельфе Баренцева и Карского морей в рамках листов S-39,40 месторождения углеводородов до настоящего времени не выявлены. Однако на сопредельной акватории смежных листов расположены крупнейшие и уникальные месторождения нефти и газа, что указывает на высокие потенциальные возможности открытия месторождений УВ и на изученной площади. На шельфе обоих морей выявлены также ореолы рассеяния титансодержащих минералов, граната и циркона, известны отдельные находки железо-марганцевых конкреций. Ввиду малых концентраций и большой глубины дна, практической ценности они не представляют и на КПИ не отображены.

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ЧЕРНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Железо. Железорудная минерализация листов S-39,40 арх. Новая Земля отличается незначительным распространением. Здесь известно три проявления (III-6-10, IV-4-4, IV-4-24) и два пункта минерализации (IV-4-22, IV-4-28). Они относятся к вулканогенно-терригенной стратиформной формации или представляют собой секущие гидротермальные жилы, приуроченные к зонам разломов (неясной формации), или связаны с интрузивными телами (неясной формации).

К стратиформным точкам относятся проявления железа IV-4-4, IV-4-24. Наиболее крупные пачки осадочных пород, несущих данное оруденение железа, наблюдаются в среднем течении р. Епишкина (IV-4-24), локализованные в составе паньковской свиты лудловско-раннедевонского возраста. Они сложены хлоритсодержащими парасланцами, имеют мощность 35–50 м, длину 2–3 км; в их составе прослои и линзы с интенсивной вкрапленной гематитовой минерализацией. Севернее р. Епишкина гематитовое оруденение сменяется магнетитовым. Оруденение подобного типа установлено в долине р. Мелкая (IV-4-4), открыто было В. Н. Смирновым в 1954 г. В прослоях песчаников нижнего–среднего девона наблюдалась густая вкрапленность магнетита (до 60 %), образующая линзовидное тело. Протяженность рудного тела 60 м, мощность – 3 м [Павлов, 1986ф].

Рудопроявление железа магматического генезиса неясной формации обнаружено рядом с зал. Басова (III-6-10). Оруденение, предположительно, связано с кайнозойскими(?) интрузиями вершининского ультрабазит-базитового комплекса. Гематит (маггемит) образует отдельные кристаллы, небольшие жилы и обособления неправильной формы в шлаковых лавах, а также встречается во вмещающих породах в виде тонкой вкрапленности [Павлов, 1986ф]. В районе горы Последняя (IV-4-22) рудная минерализация локализована вблизи юго-восточного контакта главного тела гранитоидного массива Митюшев Камень – среди известняков грибовской свиты нижнего девона обнаружены элювиальные развалы жил сплошных гематит-магнетитовых руд, а в сланцах паньковской свиты позднего силура – раннего девона развита вкрапленная гематитовая минерализация [Красножен, 1990].

Гидротермальная рудная минерализация, связанная с зонами разломов, установлена на склонах горы Жданко (IV-4-28), севернее прол. Маточкин Шар. На горе Жданко вкрапленность магнетита развивается в метасоматических хлорит-серицитовых сланцах вдоль разлома на контакте паньковской и ледниковской свит [Красножен, 1990].

Железо, медь. Единственное рудопроявление железорудного скарново-магнетитового типа известно в районе зал. Цивольки (III-6-9) на южном склоне горы Чёрная. Оно локализуется в известняках нижнего девона, контактирующих с интрузией черногорского монцодиорит-гранитового комплекса. Зона скарнирования мощностью от 30 см до 8 м прерывистой полосой прослеживается вдоль контакта на протяжении 2,5 км. На этом отрезке обнаружено несколько жиллообразных тел протяженностью 40–50 м и мощностью 30–50 см, сложенных эпидот-гематит-магнетитовыми и гематит-магнетитовыми рудами. Медная минерализация представлена халькопиритом, который совместно с магнетитом, гематитом, пиритом, пирротинном и арсенопиритом образует вкрапленность и тонкие прожилки в скарнах, слагаая до 10–15 % объема пород. Халькопиритовая минерализация наблюдается также в телах магнетитовых руд. По данным спектрального анализа штучных проб, содержание меди в минерализованных породах составляет 0,4–1,0 %, мышьяка – 0,4 %. Атомно-абсорбционным анализом в пробах установлено наличие золота [Павлов, 1986ф].

Практического значения выявленные рудопроявления железа не имеют.

Марганец. На территории листов S-39,40 в пределах арх. Новая Земля руды марганца широко проявлены вдоль западного побережья Северного острова Новой Земли, в средней его части. Выявлено семь рудопроявлений марганца (I-5-1, I-5-2, II-5-2, II-5-3, II-5-4, III-4-1, III-4-3), принадлежащих к марганцевой терригенно-кремнистой формации и одно рудопроявление с окисленными родохрозитовыми рудами (III-4-5), принадлежащее к формации марганценосных кор выветривания. Карбонатные родохрозит-кремнистые руды локализованы преимущественно в нижней, реже в средней части глазовской свиты нижней перми. Рудоносный горизонт прослеживается от губы Северная Сульменева на юго-западе до зал. Норденшельда на северо-востоке на 130 км и включает в себя три группы рудопроявлений: губы Крестовая – Южная Сульменева (III-4-1, III-4-3, III-4-5), п-ова Адмиралтейства (II-5-3, II-5-4) и зал. Норденшельда (I-5-1, I-5-2, II-5-2). В составе горизонта выделяются пачки переслаивания аргиллитов, родохрозит-кремнистых и кремнисто-родохрозитовых пород соколовской серии мощностью 20–150 м. Кремнисто-родохрозитовые породы слагают прослой мощностью от 5–20 до 40 см, реже линзы в аргиллитах, составляя 10–30 %, до 50 % от объема пачек. Содержания марганца в рудах по результатам штучного опробования варьирует от первых процентов до первых десятков процентов и максимально достигает 36,6 % [Павлов, 1986ф].

Пункты марганцевой минерализации на востоке Северного острова арх. Новая Земля прослеживаются по всему побережью от зал. Шуберта до зал. Цивольки, но интенсивность оруденения здесь гораздо ниже, чем на западе. В районе известно семь незначительных по размерам пунктов минерализации (III-6-1, III-6-5, IV-5-5, V-4-19, V-4-21, V-4-28, V-5-1), в большинстве своём они возникли на пограничных слоях карбона и перми, реже связаны с процессами гидротермального рудообразования. Все осадочные проявления марганца приурочены к степовской свите среднекаменноугольного–раннепермского возраста. Марганец концентрируется в кремнисто-глинисто-родохрозитовых породах, образующих редкие прослой, линзы и уплощенные конкреции в глинистых пачках. Мощность прослоев обычно составляет 5–20 см, иногда достигает 50 см, содержания марганца не превышают 10 % [Павлов, 1986ф].

Перспективы марганцевого оруденения листов S-39,40 арх. Новая Земля могут быть связаны с карбонатными рудами, т. к. родохрозитовые породы являются хорошим субстратом для образования богатых окисленных марганцевых руд, проявления которых распространены в Рогачевско-Тайнинском районе Южного острова архипелага. По масштабам марганценакопления район Северного острова сопоставим с Рогачевско-Тайнинским, где прогнозные ресурсы марганцевых руд составляют 1 млрд т. Есть предпосылки для образования окисно-марганцевых рудопроявлений – на северном берегу губы Южная Сульменева (III-4-5), где в зоне тектонического нарушения развиты частично окисленные родохрозитовые породы с высокими содержаниями марганца (до 29,71 %).

Марганцевая минерализация восточного побережья Северного острова значения не имеет.

ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Медь. Проявления и пункты минерализации этого металла широко распространены на площади листов S-39,40. Они относятся к рудной формации медистых песчаников и к неясной формации гидротермального генетического типа.

Стратиформное оруденение формации медистых песчаников развито на двух участках: в бассейне р. Безымянная (V-4-26) на замыкании Северо-Новоземельского антиклинория и на его восточном крыле в районе зал. Незнаемый (IV-5-4). Оруденение в обоих случаях связано с пачками пестроцветных туфо-терригенных пород в составе верхнедевонской рейской свиты и диагностируются на площадях, где значительно увеличена мощность вулканогенных образований (до 1 км в бассейне р. Безымянная).

Рудоносная пачка в бассейне р. Безымянная (рудопроявление V-4-26 и пункты минерализации V-4-23, V-4-25, V-4-27) прослеживается на расстояние около 12 км, имеет мощность до 200 м и сложена чередующимися между собой туфами, туфопесчаниками, туффитами, известняками и базальтами. На участках оруденения породы окрашены в вишневые, зеленые и серые цвета. Главными рудными минералами являются халькозин, борнит и халькопирит, они образуют вкрапленность, гнезда и прожилки, локализованные в прослоях серых известняков и тяготеющие к границам серо- и красноцветных туфов и туфопесчаников. Мощность оруденения не превышает 1 м, содержания меди, по данным спектрального анализа бороздовых проб, – от 0,2 до 2 % [Красножен, 1990].

В районе зал. Незнаемый (рудопроявление IV-5-4) медная минерализация развита преимущественно в прослоях сероцветных псаммитовых туффитов и туфов, реже – в измененных базальтах. Из рудных минералов доминирует халькозин, образующий гнезда и прожилки мощностью до 15 см. Содержание сульфидов не превышает 3 % [Павлов, 1986ф].

С долеритовыми интрузиями Костиншарского комплекса средне-позднедевонского возраста связана небольшая группа пунктов медной кварц-кальцит-халькопиритовой минерализации неясной рудной формации гидротермального генетического типа (IV-5-10, V-4-6, V-4-9), находящаяся на обоих берегах прол. Маточкин Шар и в восточной его части. Халькопирит локализуется в виде тонкой (1–5 мм) рассеянной вкрапленности и мелких (до 1 см) гнезд в экзоконтактных зонах интрузий либо в секущих интрузии кварцево-кальцитовых жилах и прожилках. Минерализованные зоны как в экзоконтактах интрузий, так и в жилах, невелики по размерам. Мощность их не превышает 1–3 м, протяженность – первые десятки метров. Содержание сульфидов в минерализованных породах обычно не больше 1 % [Красножен, 1990]. На Северном острове арх. Новая Земля в рамках листов S-39,40 медная минерализация этой же формации широко распространена в кварц-халькопиритовых жилах и прожилках в интрузиях долеритов Костиншарского и Сарычевского комплексов (пункты минерализации I-6-2, I-6-3, II-5-7, II-5-8, III-4-2). Халькопирит образует вкрапленность и гнезда в кварцевых жилах. Содержание сульфидов – до 1 %. Также вкрапленность халькопирита в окварцованных осадочных породах (кварцитах, сланцах, известняках)

локализована в зонах разломов (пункты минерализации II-6-1, III-5-2, III-6-2, III-6-3) в восточной части Северного острова [Павлов, 1986ф].

На западном побережье Северного острова шлиховой ореол меди и свинца (II-5-5) обнаружен в районе зал. Мурман и представлен единичными знаками халькопирита и галенита [Павлов, 1986ф].

Медь, цинк. Медно-цинковые рудопроявления листов S-39,40 арх. Новая Земля относятся к медно-кварцевой жильной формации и расположены в пределах зоны Главного Новоземельского разлома. Развитая здесь рудная минерализация локализуется в позднепротерозойских гранитоидах интрузивного массива Митюшев Камень или в осадочных породах среднего палеозоя, контактирующих по разломам с массивом. Всё оруденение имеет комплексный характер, нередкой особенностью руд является присутствие в их составе гематита и флюорита, а также сравнительно широкое развитие галенитовой минерализации. К данной формации относятся три рудопроявления (IV-4-17,18,21).

Расположенное вблизи мыса Запасава цинково-медное рудопроявление (IV-4-18) приурочено к тектоническому контакту осадочных пород егоровской свиты раннего силура – раннего девона и гранитов позднего протерозоя. Ширина зоны оруденения составляет 50–70 м, рудные минералы представлены халькопиритом, сфалеритом, галенитом, пиритом и гематитом. По данным спектрального анализа, содержание меди в минерализованных породах достигает 1 %, цинка – 1 %, свинца – 0,1 %. В 4 км южнее находится рудопроявление (IV-4-21), которое также приурочено к контакту пород егоровской свиты и позднепротерозойских аляскитовых гранитов митюшевского комплекса. Граниты рассечены сетью пересекающихся кварцевых жил, в которых наблюдаются небольшие гнезда халькопирита с вкрапленниками галенита и сфалерита. Содержание меди, по данным спектрального анализа, составляет 0,4–4,0 %.

Ближний характер имеет рудопроявление (IV-4-17), расположенное у вершины горы Последняя, где серия кварцевых жил, содержащих вкрапленники халькопирита, сфалерита и галенита, рассекает кварцитопесчаники егоровской свиты. Мощность жил – до 1 м, протяженность – до 200 м, содержание меди, по данным спектрального анализа, – 0,4% [Красножен, 1990].

Цинк. Незначительные по размерам участки развития вкрапленной рассеянной сфалеритовой минерализации, относящиеся к свинцово-цинковой жильной формации, в породах разного состава и возраста известны в районе прол. Маточкин Шар (IV-4-23, 25, 32, 38, 39), в районе гранитного массива Митюшев Камень (IV-4-19), а также в зоне Главного Новоземельского разлома (IV-4-3) [Красножен, 1990]. Также несколько пунктов минерализации сфалерита (II-6-2,3,4) диагностированы на восточном побережье Северного острова [Павлов, 1986ф].

Установлен комплексный геохимический ореол рассеяния цинка и молибдена западнее зал. Литке (VI-4-1). Он пространственно связан с выходами углеродисто-кремнистых пород нижнего карбона, относящихся к формации черных сланцев [Красножен, 1990].

Свинец. На площади листов S-39,40 арх. Новая Земля известно несколько пунктов свинцово-цинковой жильной минерализации (V-3-1, III-4-6). Небольшие участки вкрапленной галенитовой минерализации наблюдаются в районе долины руч. Тарасова (V-3-1) в зоне Главного Новоземельского разлома на Южном острове.

На Северном острове архипелага сульфидная минерализация известна в эндоконтактной зоне гранитной интрузии Сарычевского комплекса в губе Южная Сульменева (III-4-6). В районе горы Соседка галенит в ассоциации со сфалеритом образует вкрапленность в кварцевых жилах мощностью 10–15 см. Протяженность минерализованной зоны составляет несколько метров. Содержание свинца, по данным спектрального полуколичественного анализа штучных проб, не превышает 0,1 % [Красножен, 1990]. Практического значения данные пункты минерализации не имеют.

Шлиховые ореолы свинца распространены на Северном острове архипелага в районе рек Мелкая (IV-4-2) и Промысловая (IV-4-9). Содержание галенита достигает 100 и более знаков [Павлов, 1986ф].

Цинк, свинец. Свинцово-цинковое оруденение представлено тремя типами рудных формаций: свинцово-цинковой терригенно-карбонатной стратиформной, свинцово-цинковой жильной и свинцово-цинковой скарновой. Объекты первой формации локализованы в карбонатных, реже терригенных, породах палеозоя, объекты второй – в интрузивных телах Митюшевского, Сарычевского и Костиншарского комплексов, где приурочены обычно к зонам разрывов, трассируемых окварцованными и гидротермально проработанными тектоническими брекчиями; скарновая свинцово-цинковая формация представлена одним рудопроявлением (III-6-7).

Всего на площади учтен 21 объект свинцово-цинковых руд, среди них одно крупное месторождение (Павловское), одно малое месторождение (Шумилихинское), 13 рудопроявлений и пять пунктов минерализации.

Терригенно-карбонатная стратиформная формация.

Месторождение Павловское (V-3-4) открыто в 1991 г. геологами ПМГРЭ. Является одним из крупнейших промышленных объектов арх. Новая Земля. Расположено на северо-западе Южного острова в бассейне р. Безымянная, в 16 км от побережья губы Безымянная. В 2000–2002 гг. ОАО «Первая горно-рудная компания» на его территории провела разведочные работы (бурение, горные работы, наземные и скважинные геофизические исследования), в результате чего в 2002 г. ГКЗ МПР России утвердила запасы свинца, цинка и серебра (категории C₁ и C₂) по Восточному блоку месторождения.

Общая площадь Павловского месторождения составляет 12 км², геологически оно сложено интенсивно дислоцированными терригенными, терригенно-глинистыми и карбонатными породами силурийско-девонского возраста. В структурном плане месторождение приурочено к юго-восточному обрамлению Безымяннинской антиклинали с размахом крыльев 2–4 км, осложняющей южное периклинальное замыкание Северо-Новоземельского антиклинория. Ядро антиклинали слагают верхнесилурийско-нижнедевонские терригенные осадки паньковской свиты, крылья – нижнедевонские известняки рудовмещающей грибовской свиты, перекрытые в свою очередь ниже-средне-

девонскими глинистыми образованиями тайнинской свиты, служащей надежным литологическим экраном. По сложности геологического строения месторождение относится ко второй группе сложности.

Большая часть полиметаллического оруденения локализована в юго-восточной части месторождения, где выделены три рудоносных участка (блока): Западный, Центральный и Восточный. Наиболее продуктивные залежи в Восточном и Центральном блоках имеют лентовидную (редко линзовидную) морфологию и изменчивую мощность (от 10 до 100–120 м), подчиняющуюся общим элементам напластования и фациальной изменчивости рудовмещающей толщи карбонатных образований грибовской свиты раннего девона. Оруденение оценено канавами и скважинами по простиранию на 800–900 м, по падению свыше 400 м.

Руды Павловского месторождения преимущественно галенит-сфалерит-пиритовые, массивной, брекчиевой, гнездовой и прожилково-вкрапленной текстуры. В зависимости от состава руд среди них выделяется несколько природных типов: пиритовый, галенит-сфалерит-пиритовый и пирит-галенит-сфалеритовый. Минеральный состав прост и однотипен. Рудная матрица представлена колломорфным либо тонко-мелкозернистым агрегатом галенита, сфалерита и пирита нескольких генераций. В рудной массе преобладает пирит, содержание которого варьирует от 5–7 % во вкрапленных рудах до 40–60 % в гнездово-прожилковых и брекчиевых и до 90 % в сплошных массивных. Остальная часть рудной матрицы представлена галенитом и сфалеритом с преобладанием последнего. Галенит содержит значительную примесь серебра (в среднем около 700 г/т), что позволяет отнести полиметаллические руды к серебросодержащим.

Учетные балансом запасы месторождения по категориям $C_1 + C_2$ составляют: цинка 1967 тыс. т, свинца 453 тыс. т, серебра – 672 т. Содержание свинца в рудной массе варьируется в пределах от 1,0 до 2,9 %, цинка – от 1,6 до 20,8 %. По данным АО «Первая горнорудная компания» на 1.01.2017 г., запасы месторождения составляют: 2 млн т цинка, 465 тыс. т свинца и 670 т серебра, прогнозные ресурсы категории P_1 цинка оценены в 6 млн т, свинца – в 1 млн т. Запасы и ресурсы учтены Государственным балансом России [Каминский, 2010].

В настоящее время на месторождении проводятся геологоразведочные и проектные работы. Предполагается ведение разработки месторождения открытым способом (карьер глубиной до 250 м). Добычу руды планируют начать в 2019 г., а строительство горно-обогатительного комбината на Новой Земле – в 2021–2022 гг. Перевозка рудного концентрата должна быть осуществлена морским транспортом.

Сейчас Павловское месторождение входит в пятерку крупнейших полиметаллических месторождений России и, учитывая минерально-сырьевой потенциал, оно может занять лидирующую позицию.

Месторождение Шумилихинское (IV-4-34) изучалось с помощью буровых и подземных горных работ в 1951–1953 гг. Рудное поле площадью $1,5 \times 0,8$ км расположено в правобережье р. Шумилиха. Рудовмещающими породами являются известняки раннего девона. В результате работ было околонтурено четыре рудных тела пирит-галенит-сфалеритовых руд и ряд рудоносных зон с вкрап-

ленной рудной минерализацией. Форма рудных тел линзовидная, близкая к пластообразной. Мощность их составляет 1–3 м, протяженность – 20–30 м, до 100 м. Руды преимущественно пиритовые с крупными вкраплениями и гнездами галенит-сфалеритового агрегата. Согласно данным бороздового опробования содержание цинка в рудах варьирует от 1,2 до 24,89 %, свинца – от 1,0 до 14,33 % [Красножен, 1990]. Месторождение отнесено к категории непромышленных, т. к. несмотря на высокие концентрации полезных компонентов рудные тела единичны и разобщены крупными блоками пустой породы.

Расположенные рядом с Шумилихинским месторождением проявления горы Вильчека (IV-4-29), мыса Моржова (IV-4-30) и горы Сперера (IV-4-31) также относятся к стратиформной рудной формации.

Проявление горы Вильчека (IV-4-29) расположено на северном побережье прол. Маточкин Шар, на склоне горы Вильчека, где обнажены известняки раннего девона. Здесь наблюдаются две линзовидные залежи протяженностью 60 и 70 м видимой мощностью 6 и 12 м. В пределах рудоносных зон фиксируется частое тонкое чередование минерализованных «прослоев» с пачками пустых пород. Рудная минерализация отмечается также в секущих трещинах. Рудные минералы представлены сфалеритом, галенитом и халькопиритом. Содержание цинка, по данным бороздового опробования, составляет 12,1–26,6 %, свинца – 0,5–1,72 %. В единичных случаях присутствуют золото (9 г/т) и серебро (11 г/т) [Красножен, 1990].

Проявление мыс Моржова (IV-4-30) находится на мысе на южном берегу прол. Маточкин Шар и приурочено к разрывному нарушению на контакте толщи известняков раннего девона с подстилающими кварцито-песчаниками. В зоне тектонически раздробленных пород (мощность зоны 0,2–0,6 м) отмечается их окварцевание и интенсивная сульфидная минерализация. По данным бороздового опробования нескольких сечений сульфидизированных тектонитов, концентрация цинка достигает 8,3 %, редко 42,9 %, свинца – 0,75–3,4 %, меди – 0,01–0,03 % [Красножен, 1990].

Проявление горы Сперера (IV-4-31) расположено на северном берегу прол. Маточкин Шар, на южном склоне горы. Здесь в сланцах позднеордовикского–раннесилурийского возраста наблюдаются две рудоносные зоны мощностью в 3 и 5 м каждая, залегающие субсогласно с напластованием вмещающих пород. Сульфидная минерализация фиксируется в зальбандах немногочисленных кварц-кальцитовых жил. Минеральный состав оруденения: сфалерит и пирротин, в подчиненном количестве присутствуют халькопирит, галенит, пирит и борнит. По данным бороздового опробования, концентрация цинка достигает 3,75 % (в отдельных случаях – до 21,12 %). Содержание свинца не превышает 0,02 %, а концентрация меди достигает 0,42 % [Красножен, 1990].

Рудопроявление Андреевское (V-3-3) расположено в 16 км северо-восточнее Павловского месторождения. В 2001 г. были выполнены поисково-оценочные работы, включавшие горные работы и бурение 16 скважин глубиной 50–130 м. Полиметаллическое оруденение локализовано в карбонатных породах грибовской свиты нижнего девона, однако рудные тела в пределах рудопроявления представлены либо мономинеральными секущими сфалеритовыми жилами сложной морфологии и изменчивой мощности, либо рудными залежами неправильной формы типа жильных штокверков с гнездово-

прожилковой сфалеритовой минерализацией. Содержание цинка варьирует от 31 до 61,3 %, составляя в среднем около 35–40 %. Количество цинка в высококачественных рудах (запасы категории С₂ и ресурсы категорий Р₁ + Р₂) Андреевского рудопроявления составляет 500 тыс. т, что соответствует среднему по запасам месторождению полиметаллов [Каминский, 2010].

Рудопроявление Северное (V-4-17) находится в 3 км северо-восточнее Андреевского. Существенно свинцовое оруденение приурочено к разрывному нарушению северо-восточного простирания, вдоль которого контактируют карбонатные породы гольцовской свиты силура и существенно терригенные образования паньковской свиты позднесилурийско-раннедевонского возраста. Рудные тела представлены штокверкоподобными залежами, оруденение гнездово-прожилковое и прожилково-вкрапленное. Содержание свинца в рудах варьирует от 2 до 32 %, в среднем 7,5 %, цинка – 1,65 % [Каминский, 2010].

Рудопроявление Перевальное (V-4-22) расположено в 20 км на северо-восток от Павловского месторождения, имеет площадь около 3 км². Выделено по геохимическим и геофизическим данным. Размер поверхности рудопроявления определяется площадью интенсивного геохимического ореола. Эрозией вскрыта лишь надрудная зона, которая представлена глинистыми сланцами среднего карбона и нижней перми. По данным электроразведки на глубинах 10–250 м установлена система пологозалегающих объектов, характеризующихся высоким градиентом поляризуемости. По геофизическим параметрам эти объекты подобны залежам массивных свинцово-цинковых руд в Павловском рудном поле. Геохимические и геофизические данные хорошо коррелируются, что свидетельствует в пользу достоверности прогноза рудоносности проявления. Стратиформный тип оруденения определяется рудоконтролирующими факторами карбонатных пород позднего девона и раннего карбона, которые залегают субгоризонтально, с пологим погружением на юго-запад и юго-восток. Прогнозируется двухъярусная рудная залежь суммарной мощностью от 25 до 50 м [Каминский, 2010].

Рудопроявление свинцово-цинково-медное руч. Пиритовый (IV-4-11) локализовано на руч. Пиритовый в бассейне р. Митюшиха. Сфалерит вместе с галенитом и халькопиритом развит в зоне прожилково-вкрапленной минерализации. Содержание цинка в минерализованных породах достигает 2 % [Красножен, 1990].

Пункты минерализации (IV-4-35,36; V-4-10), локализованные в карбонатных породах силура, девона и карбона, представлены кварцевыми и кварц-кальцитовыми жилами мощностью от 0,1 до 2,0 м и протяженностью в первые метры, десятки метров с вкрапленниками и гнездами галенита, сфалерита, пирита. В пунктах минерализации (IV-4-35,36) установлено высокое содержание серебра (0,1–1,04 %) и кадмия (до 0,1 %).

Рудные объекты цинка и свинца жильной формации локализованы в районе гранитного массива Митюшев Камень. К ним относятся рудопроявления мыса Отвесный (IV-4-26), залива Енисей (IV-4-33) и долины р. Мутная (IV-4-14, IV-4-15).

Рудопроявление на мысе Отвесный (IV-4-26) приурочено к жиле гранита рассекающей кристаллические сланцы позднего протерозоя на их контакте с аляскитовыми гранитами массива Митюшев Камень. Жила имеет мощность

0,06–0,4 м, протяженность – 7 м, на всем протяжении она содержит обильную вкрапленность и гнезда сульфидов, представленных пиритом, сфалеритом, галенитом и халькопиритом. Отмечены небольшие скопления молибденита и мельчайшие выделения самородного серебра и золота. По данным химического анализа бороздовых проб, содержания полезных компонентов – цинка 0,34–29,9 %; свинца 0,14–10,16 %; меди 0,2–1,13 %; серебра 87–506 г/т; золота 0,36–4,2 г/т [Красножен, 1990].

Рудопроявление на южном берегу зал. Енисей (IV-4-33) развивается в кварцевых жилах, заключенных в сланцах паньковской свиты позднего силура – раннего девона. Мощность жил различна – от 5 см до 4,2 м. Рудные минералы, представленные сфалеритом, галенитом, пиритом, халькопиритом и арсенопиритом, образуют вкрапленность и гнезда до 20 см в кварцевых жилах [Красножен, 1990].

Два цинково-свинцовых рудопроявления выявлено в районе долины р. Мутная, пересекающей северную часть гранитного массива Митюшев Камень. В правом борту долины реки (рудопроявление IV-4-14) в окварцованных, хлоритизированных и лимонитизированных гранитах и долеритах диагностированы линзы и гнезда сульфидов размером до 50 × 5 см, и флюорита. Ширина зоны минерализации – 200–250 м. Рудные минералы представлены галенитом, сфалеритом, халькопиритом и пиритом. По данным спектрального анализа штучных проб, содержание свинца в минерализованных породах изменяется в пределах 0,1–1,9%, цинка – 0,1–1,0%, серебра 5–10 г/т, меди не превышает 0,2 %. Аналогичная по составу зона минерализации наблюдается в пойме р. Мутная (рудопроявление IV-4-15), где сульфиды и флюорит развиваются по трещинам отдельности в серицитизированных аляскитовых гранитах. Мощность оруденения – 5–10 м, протяженность – 200–250 м. По данным химического анализа бороздовых проб, содержание свинца составило 1,93 %, цинка – 0,98 %, меди – 0,07 %, серебра – 10 г/т [Красножен, 1990].

Рудообразования свинцово-цинковой скарновой рудной формации имеют ограниченное распространение. Установлено лишь одно рудопроявление (III-6-7) на восточном побережье Северного острова, связанное с раннемезозойскими гранитами черногорского интрузивного комплекса. Здесь в экзоконтакте интрузива, в развалах наблюдается зона вкрапленно-гнездовой минерализации галенита и сфалерита мощностью первые метры и протяженностью сотни метров. Оруденение приурочено к эпидот-тремолит-гранатовым и актинолит-тремолитовым скарнам. Сфалерит, галенит и халькопирит образуют вкрапленность и гнезда (до 1–1,5 м) в известковистых скарнах. Минерализация прерывисто следует по всей зоне скарнирования. Содержание сульфидов свинца и цинка в отдельных глыбах (размером до 1,5 м) составляет 40% [Павлов, 1986ф].

Также галенит и сфалерит встречаются в составе аллювиальных отложений, образуя шлиховые ореолы. Один из самых крупных из них расположен в районе прол. Маточкин Шар (V-4-15) [Красножен, 1990].

Никель. Рудные образования никеля представлены медно-никелевой сульфидной мафитовой формацией и имеют в регионе крайне ограниченное распространение. Установлен всего один *пункт минерализации* (IV-4-41),

расположенный на северном берегу прол. Маточкин Шар, где в разбитых трещинами, измененных и обохренных долеритах костиншарского интрузивного комплекса обнаружена вкрапленность пирротина с заключенными в нем изометричными выделениями пентландита и халькопирита. Сульфиды составляют около 3% объема пород. По данным спектрального анализа, в минерализованных породах присутствуют никель, медь, кобальт, ванадий и свинец в количестве от 0,1 до 1 %. Повышены также содержания цинка и галлия (до 0,1 %) [Красножен, 1990].

Кроме того, повышенное содержание никеля совместно с хромом и кобальтом установлено, по данным литохимического опробования руслового мелкозема, в литохимическом ореоле рассеяния (III-4-4), расположенном на побережье губы Северная Сульменова в районе ледника Шумный. Ореол пространственно связан с интрузивными образованиями костиншарского комплекса [Павлов, 1986ф].

Молибден. На изученной территории в 8 км к северо-востоку от зал. Медвежий известен один пункт минерализации молибдена (III-5-5). Среди элювиальной щебенки аргиллитов перми обнаружен развал 100 × 10 м кварцевой жилы с густой (до 30 % объема обломков кварца) вкрапленностью молибденита.

Отмечены небольшие скопления молибденита в гнездах сульфидов свинцово-цинкового проявления мыса Отвесный (IV-4-26). Также молибденитовая минерализация установлена в сульфидизированных гранит-аплитах на мысе Отвесный, в составе комплексного свинец-цинк-золоторудного проявления (IV-4-27). Молибденит здесь образует небольшие выделения среди сульфидов свинца и цинка, содержание его в минерализованных породах изменяется от 0,08 до 0,46 % [Павлов, 1986ф]. Содержания молибдена здесь очень высоки, намного превышают промышленные концентрации (0,04 %).

Шлиховой ореол вольфрама расположен на Северном острове архипелага и представлен единичными знаками молибденита (Mo), касситерита (Sn) и арсенопирита (As) в районе массива горы Чёрная (III-6-4).

Вольфрам. В рассматриваемом регионе выявлен один литохимический ореол (V-4-16) в среднем течении р. Есипова и два шлиховых ореола рассеяния вольфрама (IV-5-13,14) на южном побережье зал. Чекина. Вольфрамосодержащим минералом в шлихах является шеелит, совместно с которым нередко устанавливается халькопирит. Пространственно ореолы сопряжены с полями развития осадочно-вулканогенных и интрузивных пород девона, что, возможно, указывает на присутствие в них коренных источников шеелита [Красножен, 1990].

Ртуть. Киноварь (Hg) встречена в трех шлиховых пробах в бассейне р. Миллера (IV-5-9).

Сурьма. Шлиховой ореол сурьмы представлен антимонитом (Sb), обнаруженном на северном побережье зал. Цивольки (III-5-6).

БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Золото. Перспективы золотоносности региона связаны с проявлением золото-сурьмяной формации (Ш-6-6), расположенном на Карском побережье Северного острова Новой Земли, в районе горы Чёрная. В апикальной части раннемезозойского Черногорского монцодиорит-гранитного массива установлены две минерализованные зоны шириной 5–20 м и протяженностью до 200 м. Эти зоны развиваются вдоль пары сближенных разрывных нарушений, трассируемых в северо-западном направлении окварцованными катаклазитами и тектоническими брекчиями по гранодиоритам эндоконтактовой фации с выходом во вмещающие ороговикованные карбонатно-глинистые сланцы. Рудная минерализация представлена крупными вкрапленниками (1–3 см в поперечнике) и гнездами (до 30 см) агрегатной смеси антимонита и арсенопирита. В подчиненном количестве, в виде мелкой рассеянной вкрапленности и небольших прожилков отмечаются халькопирит, блеклые руды, сфалерит, пирит, марказит, кобальтин и гематит. Рудная минерализация фиксируется в субстрате тектонитов и в кварцевых жилах (мощностью до 1 м, протяженностью в сотни метров), фиксируемых вдоль трещин, параллельных основному направлению разломов в пределах месторождения. По данным анализов штучных проб, концентрация золота – от 1,6 до 33,1 г/т. Кроме того, в рудах содержатся (%): сурьма и мышьяк (до 1), свинец (0,5), цинк (0,05–3,0), медь (до 1), никель и кобальт (0,08) [Павлов, 1986ф]. Прогнозные ресурсы золота категории Р₃ в пределах площади проявления оцениваются примерно в 7 т металла.

Остальные разрозненные пункты золоторудной минерализации относятся к золото-сульфидной формации и представлены *рудоявлением мыса Отвесный* вблизи губы Серебрянка (IV-4-27) и небольшой зоной сульфидизации на южном берегу прол. Маточкин Шар (пункт минерализации V-4-3). Они представлены единичными выделениями самородного золота, находящегося в микроагрегатных сростках с разнообразными минералами сульфидной группы, преимущественно в кварцевых жилах. Содержание золота в отобранных пробах на мысе Отвесный 0,36–4,2 г/т. Оруденение приурочено к Митюшевскому аляскит-гранитовому интрузивному комплексу. Повышенные содержания золота установлены также в одной из бороздовых проб из сульфидной жилы свинцово-цинкового рудоявления горы Вильчека (IV-4-29). Содержание металла, по данным химического анализа, – 9 г/т [Красножен, 1990].

Серебро. В пределах арх. Новая Земля выявлено одно рудоявление серебра (Ш-6-8) и ряд пунктов минерализации, относящихся к серебро-полиметаллической рудной формации. Рудоявление находится в 10 км к западу от горы Чёрная и приурочено к зоне разлома, секущего известняки медвежинской толщи нижнего–среднего карбона. Рудная минерализация в зоне разлома развита на площади 30 × 5 м и представлена блеклыми рудами, образующими вкрапленность, гнезда и небольшие жилы. По данным микросондовых определений, в блеклых рудах содержатся (%) медь (4–10), серебро (1–3), сурьма (3–4), цинк (3–6), ртуть (0,5–1,0) [Павлов, 1986ф].

Пять пунктов минерализации серебра расположены в пределах прол. Маточкин Шар, где серебро концентрируется в блеклых рудах. Рудная минерализация развита в жилах молочно-белого кварца мощностью до 1,5 м и протяженностью до первых метров, залегающих среди известняков гольцовской свиты позднесилурийского возраста (пункты минерализации IV-5-7, V-4-5,7) и грибовской свиты раннедевонского возраста (пункты минерализации IV-4-37, V-4-1). Блеклые руды образуют небольшие (2–3 см) гнезда и линзовидные обособления размером 6 × 30 см и рассеянную вкрапленность в кварце. В ассоциации с ними обычно развиты сфалерит, галенит и пирит. Содержание серебра в штучных пробах из гнезд блеклых руд достигает иногда 10 кг/т (пункт минерализации V-4-1). Содержание серебра в минерализованных породах не превышает 1 %. Наряду с этим в них отмечается повышенное содержание меди (до 4,12 %), свинца (до 4,11 %), цинка (до 0,63 %), висмута и ртути (до 1,0 %), кадмия, никеля и ванадия (до 0,1 %) [Красножен, 1990].

Аномальные содержания серебра (10–200 г/т) установлены также по данным литохимического опробования в черносланцевых углеродисто-кремнистых породах нижнего карбона. С выходами пород этой серии пространственно связан ореол рассеяния (IV-5-3) на северном побережье зал. Незнаемый, установленный по данным литохимического опробования илисто-глинистых русловых осадков [Павлов, 1986ф].

РАДИОАКТИВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Проявления и пункты урановой минерализации установлены на Южном острове в северной части Южно-Новоземельского антиклинория арх. Новая Земля. На соседней территории листов R-39,40 выделено два проявления и два пункта минерализации, относящиеся к урановой углеродисто-сланцевой рудной формации, сосредоточенные в полосе развития углеродисто-глинисто-кремнистых пород рогачевской свиты раннекаменноугольного возраста, окаймляющей с юга Рогачевско-Тайнинский марганценосный район. Наиболее значимые концентрации урана с интенсивностью в сотни, а иногда в тысячи (до 1740 мкР/ч) при фоновых значениях 12–15 мкР/ч отмечаются в апикальных частях разнопорядковых антиклиналей, осложняющих северное замыкание и восточный фланг Южно-Новоземельского антиклинория [Каминский, 2010].

Поиск и изучение естественной радиоактивности территории листов S-39,40 происходило во время геологосъемочных работ ГДП-200 [Павлов, 1986ф] и производилось с помощью радиометра СРП-68-01. Максимальная гамма-радиоактивность отмечена для углеродистых аргиллитов, фтанитов (20–22 мкР/ч) и для гранитов (34 мкР/ч), средняя для аргиллитов, глинистых и филлитовидных сланцев и песчаников (13–15 мкР/ч) и минимальная для известняков, доломитов, базальтов, габбродолеритов (6–9 мкР/ч). За время работ выявлена 31 аномалия естественной радиоактивности. В зонах тектонических нарушений в осадочных породах клоковской, есиповской и степовской свит установлены ториевые аномалии, а в глинисто-кремнистых осадках рогачевской свиты – урановые аномалии [Павлов, 1986ф].

В районе губы Северная Сульменова, в зоне Глазовского разлома установлены три аномальные зоны пород, отличающихся повышенной радиоактивностью от 20–400 мкР/ч. Аномалии ториевой природы встречены в среднем течении р. Панькова в зоне тектонического контакта алевролитов егоровской свиты и песчаников астафьевской свиты (радиоактивность пород до 120 мкР/ч). Несколько небольших аномалий также выделено в пределах рогачевской свиты вдоль южного замыкания Северо-Новоземельского антиклинория с показателями радиоактивности до 500 мкР/ч. Единичные слабоконтрастные аномалии (45–500 мкР/ч) наблюдаются в прослоях фтанитов и кремнистых аргиллитах в районе губы Катерная и зал. Норденшельда (радиоактивность до 90 мкР/ч). В пределах Пахтусовской антиклинали на восточном берегу Северного острова также выделяется ряд радиоактивных аномалий, приуроченных к кремнистым осадкам рогачевской свиты (до 90 мкР/ч) [Павлов, 1986ф].

Значимые проявления и пункты минерализации радиоактивных элементов отсутствуют на территории листов S-39,40.

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ОПТИЧЕСКИЕ МАТЕРИАЛЫ

Кварц оптический и пьезоэлектрический. Многочисленные проявления (14) и пункты минерализации (12) кварца прослеживаются от бассейна р. Безымянная до оз. Гольцовое. Отдельные пункты минерализации встречены вблизи оз. Ледникового, ледника Серп и Молот, губы Машигина и зал. Мурман.

Проявления и пункты минерализации оптического и пьезоэлектрического кварца относятся к гидротермальным образованиям хрусталеносной кварцевожильной рудной формации. Они связаны с хрусталеносными кварцевыми и карбонатно-кварцевыми жилами, залегающими в долеритах позднедевонского возраста, в песчаниках и кварцито-песчаниках ордовика, силура и девона, реже в известняках различного возраста.

Хрусталеносные жилы, секущие позднедевонские интрузии долеритов констиншарского комплекса, сосредоточены в основном к югу от оз. Гольцовое и вплоть до р. Промысловая (проявления III-5-8, IV-4-8, IV-5-2,8; пункты минерализации IV-5-1,6). Кроме того, они известны в прибрежной части зал. Мурман (пункт минерализации II-5-6), а также к югу от прол. Маточкин Шар в верховьях р. Тарасовка (проявление V-4-11) и на междуречье Чиракина – Песчанка (проявление V-4-14). В пределах отдельных проявлений хрусталеносные жилы представлены либо несколькими телами, либо серией тел, образующих жильные зоны и поля протяженностью до 750 м (III-5-7). Количество тел на таких участках достигает 20–30. Мощность жил колеблется от 0,1 до 1,2 м, увеличиваясь в раздувах и пересечениях до 2,0–4,5 м (IV-5-2), а их протяженность меняется от 3 до 30 м. В полостях размером от 0,1 × 0,2 м до 0,6–2,0 × 1,5–5,0 м, присутствуют кристаллы горного хрусталя длиной 2–30 см, изредка до 50 см (IV-5-2) и поперечником 1–12 см, реже до 20 см (IV-4-8, IV-5-2). Выход кондиционных моноблоков (из-за многочисленных дефектов) является крайне низким. Так, на проявлении оз. Долгое (IV-5-2)

из отобранных кристаллов общим весом 500 кг отсортировано 5,74 кг кондиционного кристаллосырья, из которого получено всего 47 кг моноблоков. В проявлении р. Промысловая (IV-4-8) выход моноблоков составил 9,4 г/м³ на горную массу и 133 г/м³ на жильную массу [Красножен, 1990].

Значительным распространением в районе пользуются хрусталеносные жилы, секущие терригенные породы различного возраста, начиная с позднекембрийских и до ранне-среднедевонских включительно. Большинство этих проявлений и пунктов минерализации сосредоточено в центральной части архипелага к югу от р. Промысловая вплоть до широты р. Песчанка (IV-4-8,10,12,13,16; IV-5-11, V-4-2,4,13,14). Лишь единичные пункты минерализации расположены в более северном районе (II-5-9, III-5-3,7). Хрусталеносные жилы установлены в песчаниках и кварцитопесчаниках фрейбергской и митюшихинской толщ, ледниковской, паньковской, рейской и тайнинской свит. По своим морфологическим признакам они мало чем отличаются от жил, залегающих в интрузиях долеритов, хотя в целом для них является более характерным присутствие пережимов, раздувов, апофиз и разветвлений [Красножен, 1990].

Наиболее крупное проявление кварцевой минерализации в песчаниках и кварцито-песчаниках (V-4-4), расположено в бассейне руч. Водопадный на южном побережье прол. Маточкин Шар. Здесь выделены два участка. На первом из них хрусталеносные жилы мощностью от 2 до 10 м и протяженностью до 150 м образуют две жильные зоны, секущие песчаники тайнинской свиты раннего-среднего девона и прослеживающиеся на расстояние 250 и 300 м. Жилы содержат полости длиной от первых десятков сантиметров до 10 м и шириной от сантиметров до 3 м, внутри которых заключены кристаллы молочно-белого кварца и горного хрусталя размером 10–12 см в длину и 6–9 см в поперечнике, отдельные кристаллы достигают соответственно 30 и 26 см. Всего здесь было собрано 3006 кг кристаллов, из которых при разбраковке было отобрано 29,58 кг кристаллосырья. В дальнейшем из них было получено 2,493 кг моноблоков, пригодных для технических целей. Средний выход моноблоков на жильную массу составил 1,1 г/м³, на горную массу 0,4 г/м³.

На втором участке хрусталеносные жилы приурочены к песчаникам и кварцито-песчаникам паньковской свиты позднего силура – раннего девона. Они имеют мощность от 0,2–0,3 до 2 м и протяженность 15–40 м, изредка до 100 м. Длина содержащихся в них полостей не превышает 2 м, а ширина составляет 0,3–0,7 м. Размер кристаллов в длину 8–10 см, изредка до 25–30 см, а в поперечнике – 4–6 см, иногда до 12–14 см. Выход бездефектных моноблоков составил: 2,68–4,29 г/м³ на жильную массу и 1,02–3,6 г/м³ на горную массу [Красножен, 1990].

Также интерес представляют проявление (IV-4-8), расположенное в верховьях р. Промысловая и проявление (IV-4-16), находящееся в бассейне р. Песцовая. Первое из них приурочено к хрусталеносным жилам, секущим песчаники паньковской свиты позднего силура – раннего девона, а второе – к кварцевым телам, рассекающим кварцито-песчаники фрейбергской свиты позднего кембрия – раннего ордовика. В пределах этих участков наблюдалась серия не выдержанных по мощности (0,1–1,5 м, в местах пересечения и раздувах до 2–3 м) кварцевых жил протяженностью от первых метров до нескольких десятков метров. В полостях, приуроченных в большинстве случаев к разду-

вам жил и имеющих размеры до $1,5 \times 1,0$ м, присутствуют кристаллы горного хрусталя длиной 5–30 см и поперечником 3–20 см. Большинство из них трещиноваты, часто содержат двойники и включения, что определяет их низкое качество, а отсюда и крайне малый выход моноблоков. Так, на проявлении (IV-4-16) он составил всего 24 г/м^3 на жильную массу [Красножен, 1990].

Остальные участки кварцевой минерализации в кварцитопесчаниках и песчаниках митюшихинской толщи (III-5-7), ледниковской (IV-4-12,13; IV-5-11; V-4-2), паньковской (II-5-9, III-5-3, IV-4-20) и тайнинской (V-4-12) свит изучены значительно хуже. В большинстве из них наблюдались полосы высыпок и развалов молочно-белого кварца, среди которого встречались отдельные кристаллы горного хрусталя размером 2–10 см, единичные до 20–25 см в длину и 1–6 см в поперечнике. Как правило, они значительно трещиноваты [Красножен, 1990].

Хрусталеносные жилы в карбонатных породах встречаются крайне редко. Они установлены в известняках гольцовской свиты силура на южном берегу оз. Ледниковое (ПМ III-5-4) и в верховьях р. Восточная Горная (П IV-5-12), а также в карбонатных породах раннего девона западнее ледника Серп и Молот (ПМ III-5-1) и в районе г. Находка на южном берегу оз. Гольцовое (П III-5-8) [Павлов, 1986ф].

На участке проявления (III-5-8) наблюдались многочисленные высыпки обломков жильного кварца протяженностью 10–150 м, образующих полосы шириной 1–25 м, среди которых присутствовало большое количество полупрозрачных и прозрачных кристаллов горного хрусталя размером до 10–15 см в длину. Отдельные экземпляры достигали 30 см в длину и 10–15 см в поперечнике. Большинство из них сдвойникованы, содержат газово-жидкие включения и трещиноваты. Другие проявления и пункты минерализации подобны вышеописанному, но существенного интереса не представляют ввиду их малого размера [Павлов, 1986ф].

В целом имеющиеся данные указывают на то, что горный хрусталь проявлений Новой Земли вряд ли может быть использован в качестве пьезоэлектрического сырья ввиду малого выхода моноблоков. В то же время, пробные плавки нескольких технологических проб показали, что он вполне пригоден для получения высококачественного кварцевого стекла марок КВ, КИ и, частично, КУ.

ХИМИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

Флюорит. На территории листов S-39,40 арх. Новая Земля флюоритовая минерализация имеет крайне ограниченное распространение, относится к флюоритовой карбонатно-стратиформной рудной формации, присутствует на о. Берха, входящем в группу Горбовых островов (П I-6-1), а также в ряде мест западного побережья между губами Крестовая и Митюшиха (проявления IV-4-1,5,6).

На о. Берха рудная минерализация приурочена к зоне брекчированных известняков карбона протяженностью 1500 м, расположенной непосредственно вдоль тектонического разлома северо-восточного простирания. В ее пределах наблюдаются отдельные линзовидные метасоматические тела кальцит-флюоритового

состава. Минералы руд находятся в тонком (1–3 мм) сростании, причем в самих зернах флюорита также имеются микровключения кальцита размером 0,01–0,1 мм. Мощность рудных тел составляет 15–20 м, протяженность 100–150 м. В остальных частях зоны брекчированных известняков флюорит образует вкрапленность, мелкие гнезда (до 5 см) и тонкие кальцит-флюоритовые прожилки (до 10 см). По данным химического анализа штучных проб, содержание CaF_2 в линзовидных телах колеблется от 56 до 67 %, а в остальных частях зоны не превышает 40 % [Павлов, 1986ф].

Значительное количество флюоритопоявлений установлено на участке западного побережья Новой Земли от губы Крестовая до губы Митюшиха, но ввиду малых размеров большинство из них не показаны на карте полезных ископаемых. Наиболее значимые из них проявления (IV-4-1,6) в которых среди каменноугольных известняков наблюдались маломощные (до 1,5 м) минерализованные зоны протяженностью до 10 м с прожилками кальцита, содержащими вкрапленность и гнезда (до 5 см) флюорита. Количество его в прожилках достигает 30–50 % их общего объема. Исключением является проявление в районе бух. Дровяная (IV-4-5), где в известняках лавровской свиты среднего–верхнего карбона наблюдаются две зоны флюоритовой минерализации шириной 100 и 200 м. В зонах присутствуют серии кальцит-флюоритовых жил мощностью от 0,2–0,4 до 1 м и протяженностью 20–30 м. По простиранию зоны полностью не прослежены, т. к. перекрыты четвертичными осадками [Красножен, 1990].

МИНЕРАЛЬНЫЕ УДОБРЕНИЯ

Фосфорит. На изучаемой площади установлен один участок развития фосфоритов. Расположен он на севере Южного острова в бассейне р. Безымянная (ПМ V-3-5) и относится к фосфоритовой терригенно-желваковой рудной формации. Фосфоритоносные горизонты (в количестве от одного до четырех) располагаются в нижней части разреза карской серии среднего карбона – нижней перми и соколовской серии среднего карбона – верхней перми. Они представлены пластами аргиллитов мощностью 0,3–3,0 м с фосфатными конкрециями и желваками в количестве от единичных экземпляров до 60 % всего объема. Фосфатные обособления очень плотные, имеют черный цвет, почковидную внутреннюю структуру, шарообразную или овальную форму и сложены в основном коллофаном. Их размер колеблется от 1 до 10 см. Содержание P_2O_5 , по данным химического анализа, в них – от 5 до 27 % [Красножен, 1990].

ГОРНОТЕХНИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

Асбест. Хризотил-асбестовая минерализация связана с силлами долеритов и верлитов костиншарского комплекса. В большинстве мест она имеет крайне незначительный масштаб и представлена единичными тонкими прожилками мощностью 1–2 см. Наиболее интересными являются пункты минерализации (IV-4-40 и V-4-8), расположенные вблизи прол. Маточкин Шар (на западном

берегу зал. Мета) и в бассейне р. Тарасова. Здесь в позднедевонской интрузии верлитов присутствуют прожилки хризотил-асбеста, приуроченные к трещинам отдельности. Мощность прожилков составляет 10–12 см, протяженность достигает 5 м. Длина волокон хризотил-асбеста не превышает 7 см. В целом насыщенность пород прожилками незначительна [Красножен, 1990].

ПОДЕЛОЧНЫЕ КАМНИ

Агаты пространственно и генетически связаны с позднедевонскими базальтами костиншарского комплекса, залегающими среди пород рейской свиты. Они известны на южном берегу зал. Норденшельда (П П-5-1). Агатовые миндалины встречаются в верхних, миндалекаменных зонах базальтовых покровов. Мощность зон колеблется от 5 до 30 м; по простиранию прослеживаются на 100 м. Размер агатовых миндалин колеблется в широких пределах: от 1–2 см до 0,5 м, в среднем не превышая 5–10 см. Количество их в базальтах редко достигает 1–2 шт./10 м². Цвет агатов обычно светло-серый, реже зеленовато-серый, зеленовато-коричневый, изредка черный. По характеру рисунка они являются ленточными. Для них характерно чередование непрерывно изогнутых, концентрических полос халцедона, различающихся по цвету и степени просвечиваемости. Толщина полос у тонкополосчатых агатов – менее 1 мм, у грубополосчатых – 0,5–1,0 см. Как правило, встречаются полупрозрачные, просвечивающие агаты, но попадаются и фарфоровидные разновидности. Нередко центральные части миндалин выполнены кварцем. Новоземельские агаты обладают повышенной трещиноватостью, что не позволяет использовать их в ювелирной промышленности. Размеры бездефектных блоков не превышают обычно 0,5 × 1,0 см. Очень редко, примерно 1 на 100 шт., попадаются агатовые миндалины без трещин [Павлов, 1986ф].

СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Специальные исследования данной подгруппы полезных ископаемых на изучаемой территории не проводились. Их описание приведено в общем виде. В качестве строительных материалов могут быть использованы магматические, карбонатные и обломочные породы.

Магматические породы. Граниты, диориты и другие породы кислого состава, входящие в митюшевский, сарычевский и черногорский интрузивные комплексы, слагают относительно небольшие массивы в районе губ Митюшиха, Крестовая, Южная и Северная Сульменова и вблизи зал. Цивольки. Они обладают плитообразной, реже матрацевидной отдельностью. Средняя плотность пород составляет 2,63 г/см³.

Базальты, долериты и верлиты образуют пластовые согласные тела (покровы, силлы) позднедевонского возраста мощностью от нескольких метров до 50 м. Они разбиты системой трещин на отдельные блоки, максимальная величина которых по наибольшему измерению достигает первых метров. Средняя плотность базальтов и долеритов составляет 2,85 г/см³, верлитов –

2,88 г/см³. Эти магматические образования распространены в центральной и западной частях архипелага от рек Безымянная и Есипова до Горбовых островов и на восточном побережье между заливами Медвежий и Цивольки.

Все породы данного вида обладают достаточной прочностью и пригодны для получения бутового материала, каменных блоков и плит, а также щебня для покрытия дорог и в качестве наполнителя для бетонных смесей.

Карбонатные породы. В пределах архипелага среди отложений нижнего и среднего палеозоя развиты разнообразные по составу карбонатные породы, отдельные разновидности которых, очевидно, могут быть использованы в цементном производстве, в строительстве и металлургической промышленности. Судя по результатам химического анализа образцов, весьма чистые известняки присутствуют в составе девонских и каменноугольных отложений. Они слагают пачки мощностью от 50 до 200 м и распространены почти на всей территории архипелага. Средняя плотность известняков различных подразделений – от 2,66 до 2,74 г/см³, наиболее часто она составляет 2,67 г/см³. Эти породы содержат SiO₂ не более 2 %, Fe₂O₃ – 0,05–0,20 %, Al₂O₃ – 0,01–0,27 %, CaO – 53,10–55,5 %, MgO – 0,21–0,81 %, SO₃ – 0,21–0,71 % и пригодны для приготовления жирной воздушной и реagentной извести. Кроме того, они могут использоваться как металлургический флюс и для получения портландцемента высоких марок при условии добавки глинистой шихты. Доломитистые известняки, встречающиеся в составе этих же отложений, могут быть использованы для производства цемента и воздушной извести. Они содержат SiO₂ до 2,5 %, Fe₂O₃ – 0,16–0,26 %, Al₂O₃ – 0,15–0,17 %, MnO – 0,028–0,045 %, CaO – 49,28–51,50 %, MgO – 3,01–4,0 %, P₂O₅ – 0,015–0,06 % [Государственная ... , лист S-38–40, 1999].

Обломочные породы. Крупные скопления этого вида строительного материала в рассматриваемом районе не обнаружены. Песчаники и кварцито-песчаники характерны для отложений пермского возраста (кармакульской серии), среднего и позднего девона (тайнинская и рейская свиты), позднего силура – раннего девона (паньковская свита), позднего ордовика – раннего силура (ледниковская свита), среднего кембрия (снежногорская свита). Они слагают толщи и пачки мощностью от 5–10 до 100–150 м, разбитые трещинами отдельности на блоки размером от 0,3–0,5 до 1–2 м по наибольшему измерению. Средняя плотность песчаников и кварцито-песчаников большинства подразделений составляет 2,64–2,67 г/см³ и только для аналогичных образований ледниковской свиты она возрастает до 2,72 г/см³. Наибольшее распространение эта группа пород имеет в центральной части архипелага.

В небольшом количестве отложения этого типа встречаются вдоль береговой линии, преимущественно в приустьевых частях рек, где образуют песчаные и галечные косы и пляжи (песчаные косы – губы Глазова, Безымянная, заливы Бранта, Чекина, Цивольки; галечные косы и пляжи – губа Селезнева, мыс Северный Гусиный Нос, зал. Незнаемый и ряд других мест). Максимальный размер кос 1500–1600 × 150–300 м. Мощность отложений – 3–6 м.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА

МИНЕРАГЕНИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ

На изучаемой территории листов S-39,40 в пределах арх. Новая Земля выявлены десятки видов полезных ископаемых, большинство из них связано с процессами, протекавшими в период заключительного межплитного орогенеза.

Формирование объектов рудного и нерудного сырья арх. Новая Земля на территории листов S-39,40 происходило в несколько последовательных этапов.

В геологической истории Новой Земли нашли отражение коллизионные процессы на рубеже протерозоя и палеозоя (байкальский тектогенез), «отраженная активизация» в позднем девоне на пассивной континентальной окраине, связанная с началом герцинских коллизионных процессов, и сжатие выполняющих прогиб осадков в мезозое в результате сдвижения Баренцевской и Западно-Сибирской плит.

Каждому из перечисленных этапов геологического развития свойственны свои характерные геологические формации или группы формаций осадочных, вулканогенных и метаморфических пород, интрузивные комплексы, рудоносные геологические формации и комплексы и рудные формации.

В наиболее раннем, досреднерифейском, протоплатформенном этапе геологического развития Новой Земли, во время которого сформировалась группа метаморфических формаций протоконтинентальной коры с мигматитовыми жилами плагиогранитового состава и прорывающий их якорнинский клинопироксенит – метагабброидный комплекс, рудные формации неизвестны.

На этапе позднепротерозойско-раннепалеозойской конвергенции плит в процессе байкальского тектогенеза сформировался митюшевский аляскит-гранитовый интрузивный комплекс и связанное с ним золото-сурьмяное оруденение.

Позднепалеозойско-раннемезозойский этап развития Новой Земли характеризуется двумя геодинамическими обстановками: режимом пассивной окраины континента и режимом зоны рифтогенной дивергенции.

В режиме пассивной окраины континента в северной части листов S-39,40 образовалась группа карбонатно-кремнисто-глинистых, глинистых и груботерригенных формаций континентального склона и подножья, группы глинистых, карбонатно-глинистых и груботерригенных, преимущественно карбонатных и, преимущественно, терригенных формаций континентального шельфа. Среди формаций шельфового комплекса выделяются рудоносные геологические

формации: терригенные и кремнисто-сланцевые (O, S, D₂), содержащие железорудную вулканогенно-терригенно-карбонатную формацию.

В режиме зоны рифтогенной дивергенции платформенного этапа в южной части листов S-39,40 сформировались карбонатно-терригенно-вулканогенная формация заложения рифта, группы кремнисто-карбонатно-глинистых, аспидных глинистых, углеродисто-кремнистых и глинисто-псаммитовых формаций стадии формирования рифтового трога и группа флишоидных псаммитово-глинистых, известково-глинистых молассоидных паралических и пестроцветных формаций стадии заполнения и выравнивания трога. На стадии заложения рифта произошли массовые извержения базальтовых лав и внедрение интрузий костиншарского верлит-долеритового комплекса.

С геологическими формациями рифтового комплекса связан ряд рудных формаций. Карбонатно-терригенно-вулканогенная формация верхнего девона вмещает рудные формации медистых песчаников и агатовую. К верлит-долеритовому костиншарскому интрузивному комплексу приурочены хризотил-асбестовая апогипербазитовая и медно-никелевая сульфидная мафитовая рудные формации. С кремнисто-глинистыми и карбонатно-глинистыми формациями среднего карбона – ранней перми связаны марганцевая терригенно-кремнистая и фосфоритовая терригенно-желваковые рудные формации, а с углеродисто-глинисто-кремнистой формацией раннего карбона ассоциирует железорудная вулканогенно-терригенно-карбонатная формация.

Для этого же этапа характерно образование потенциально перспективных газо- и нефтегазоносных (газо- и нефтегенерирующих) комплексов верхнего девона – нижнего карбона и перми в прилегающей области Баренцевской плиты. В пределах Адмиралтейско-Предновоземельской нефтегазоносной области источником жидких углеводородов в палеозойских отложениях могли служить нижнефранская толща верхнего девона и кунгурская толща нижней перми.

Завершающим периодом геологического развития Новой Земли является этап мезозойско-кайнозойской конвергенции Баренцевской и Западно-Сибирской плит. Он делится на три подэтапа: раннекиммерийского тектоногенеза (в конце триаса – начале юры), пострanneкиммерийской стабилизации и кайнозойской тектонической активизации. На подэтапе раннекиммерийского тектоногенеза в зоне сочленения Баренцевской и Западно-Сибирской плит сформировалась Новоземельская складчатая область с основными пликативными и дизъюнктивными структурами. С этим же подэтапом и подэтапом пострanneкиммерийской тектонической стабилизации связано внедрение интрузивных комплексов: сарычевского гранодиорит-аляскитового и черногорского монцодиорит-гранитового. На подэтапе кайнозойской тектонической активизации произошло внедрение интрузий (трубки взрыва) вершининского ферротрахибазальтового комплекса. С черногорским монцодиорит-гранитовым комплексом связаны железорудная скарново-магнетитовая, свинцово-цинковая скарновая, золото-сурьмяная и молибденовая кварцевожильная рудные формации, а с вершининским ферротрахибазальтовым – магтемитовая минерализация неясной формации.

На завершающем мезозойско-кайнозойском этапе широкое распространение получили стратиформные рудные образования. Среди них выделяются рудные формации: свинцово-цинковая терригенно-карбонатная стратиформ-

ная, серебро-полиметаллическая и золото-сульфидная (рудовмещающие породы – известняки S, D, C, кварцито-песчаники и сланцы O-P, граниты митюшевского комплекса RF₃-V₁), флюоритовая карбонатная стратиформная (рудовмещающие породы – известняки D и C). Скорее всего, с этим же этапом связана хрусталеносная кварцевожильная (рудовмещающие породы – долериты – D₃, известняки, кварцито-песчаники – O, C, D).

Мезозойские отложения прилегающих частей Баренцева и Карского морей рассматриваются как преимущественно газоносные, хотя открытие нефтяной залежи в юрских отложениях на месторождении Победа в западной части Карского моря свидетельствует об их значительных перспективах и на жидкие УВ. Триасовый комплекс, сформированный в условиях благоприятного для генерации углеводородов геодинамического режима, регионально продуктивен. Открытие крупных месторождений в юрско-барремском комплексе определило его высокую прогнозную оценку (на его долю приходится до 60 % общей суммы углеводородов в российском секторе Баренцева моря). В Карской акватории основные перспективы связываются с зонами выклинивания ранне-среднеюрских отложений в пределах Приновоземельской моноклинали.

В раннекиммерийский этап был полностью утрачен нефтегазовый потенциал островной территории (Новоземельского архипелага).

НЕФТЕГАЗОГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Акваториальные части площади листа относятся к Западно-Арктической и Западно-Сибирской платформам, в границах которых расположены крупнейшие осадочные бассейны с доказанной нефтегазоносностью.

На изученной площади шельфа Баренцева и Карского морей месторождения углеводородов пока не установлены. Расположение нефтегазоперспективных объектов, их тектоническая приуроченность, а также распределение плотностей прогнозных ресурсов представлены на карте прогноза на нефть и газ, которая составлена с учетом количественной оценки [Лоджевская, 2012ф]. Оценка прогнозных ресурсов, в том числе локализованных, уточнялась на основе структурных карт по отражающим горизонтам – главным разделам осадочного чехла, построенных авторами по результатам сейсмических работ [Павлов, 2006ф; Павлов, 2011ф; Крюкова, 2014ф; Крюкова, Величко, 2017; Казанин, Заяц, 2017].

В качестве нефтегазоносных рассматриваются осадочные комплексы, сформировавшиеся в течение ряда тектонических эпох, характеризующиеся гидродинамической изолированностью, а также единством условий формирования известных нефтяных и газовых месторождений.

Рассматриваемая площадь относится к Восточно-Баренцевской нефтегазонасной провинции (НГПр) и частично охватывает небольшой фрагмент Западно-Сибирской нефтегазонасной провинции. В составе Восточно-Баренцевской НГПр в пределах листа выделяются Южно-Баренцевская, Штокмановско-Лунинская НГО и Адмиралтейско-Приновоземельская ПНГО, а в Западно-Сибирской НГПр – Предновоземельская НГО.

Восточно-Баренцевская НГПр

Восточно-Баренцевская НГПр выделяется в границах Восточно-Баренцевского мегапрогиба. Мощности осадочного чехла в наиболее погруженной его части – Южно-Баренцевской впадине достигают, по данным сейсморазведки, 18 км.

Южно-Баренцевская НГО, в соответствии со схемой структурно-тектонического районирования, выделена в границах Южно-Баренцевской впадины. В пределах листа расположены Надеждинско-Тулумская и Андреевско-Бритвинская ступени. Нефтегазоносность бортовой части впадины доказана тем, что пределах НГО юго-западнее границ листа S-39 в триасовых отложениях открыто Мурманское газовое многопластовое крупное месторождение. Его запасы по категории C_1 составляют 59,087 млрд m^3 , по категории C_2 – 61,551 млрд m^3 . Мощность продуктивной толщи триаса составляет 1200 м. Выделено четыре горизонта песчаников с пористостью 14–17 %. Газ всех продуктивных горизонтов сухой, низкоазотный, безсернистый, низкоуглекислый, низкогелиеносный. В связи с этим в пределах Бритвинской ступени прогнозируется явное преобладание газовых ресурсов над нефтяными.

Штокмановско-Лунинская НГО выделена по данным районирования ВНИИОкеангеология и ВНИГНИ (схема нефтегазогеологического районирования ВНИГНИ, 2009 г.) в границах одноименного порога. По схеме тектонического районирования МАГЭ [Шкарубо, Шипилов, 2007], эта область охватывает Лудловскую седловину и структуры южной части Северо-Баренцевской впадины, включая Лунинско-Персеевский порог. В структурном плане Лудловская седловина включает: Штокмановско-Ледовый порог, к которому приурочены два газоконденсатных месторождения – уникальное Штокмановское и крупное Ледовое. Рассматриваемая область занимает небольшую часть площади листа на северо-западе карты.

Адмиралтейско-Приновоземельская ПНГО выделена в пределах Предновоземельской структурной области и включает Адмиралтейский мегавал, прогиб Седова и Гусиноземельскую субрегиональную ступень. Перспективы нефтегазоносности связаны с Адмиралтейским валом и Гусиноземельской ступенью. В пределах Адмиралтейского вала были пробурены две поисковые скважины: Адмиралтейская-1 и Крестовая-1. Последняя не полностью вскрыла отложения триаса, а первая остановлена бурением в отложениях карбона, причем после вскрытия мощной терригенной толщи предполагаемого триаса были вскрыты карбонатные органогенные нижнепермские отложения. Из этого следует, что либо скважина прошла полностью пермо-триасовую терригенную толщу, либо в пределах вала имеется размыв отложений верхней перми, а возможно и наоборот – отложений какой-то части триаса. Надежных стратиграфических обоснований сегодня мы не имеем, поскольку в пермско-триасовой терригенной толще не найдены руководящие формы ни микро-, ни макрофауны. По выделенным спорово-пыльцевым комплексам, которые не привязаны к руководящим формам хотя бы микрофауны, судить о возрастной принадлежности этих отложений весьма проблематично.

Испытания обеих скважин дали отрицательные результаты. Это связано скорее всего с размывом части верхнетриасовых отложений в пределах вала

и, как следствие, с отсутствием надежной покрышки для триасового коллектора. Кроме того, бурение скважин проводилось в сложных условиях, сопровождалось осложнениями в процессе бурения, поэтому испытание пластов проведено не совсем качественно. На отрицательный результат мог повлиять и выбор местоположения скважины.

Нефтегазоносные комплексы. Современная геолого-геофизическая изученность осадочного чехла позволяет выделить в пределах Восточно-Баренцевской НГПр шесть нефтегазоносных комплексов. Однако на большей части листов S-39,40 кембрийско(?)–среднедевонский и верхнедевонско-приуральский ПНГК не достижимы для бурения. Таким образом, основными нефтегазоносными комплексами в пределах листов S-39,40 являются: приуральско-татарский (перспективный), триасовый, юрско-барремский и меловой (перспективный).

Пермский (приуральско-татарский) ПНГК. Отложения изучены бурением только в норвежском секторе. В восточной части Норвежского сектора Баренцева моря терригенные отложения приуральско-татарского ПНГК изучены скважинами глубокого бурения на Финмаркенской моноклинали (скважины 7128/4-1, 7128/6-1), Нордкинской ступени (скважины 7228/9-1, 7229/11-1), а также мелкими скважинами, пробуренными вблизи эрозионного срезания палеозойских отложений в юго-восточной части Финмаркенской моноклинали (7128/12-U-01, 7129/10-U-01). Скважинами 7128/4-1 и 7128/6-1 вскрыты глины, глинистые известняки и спикулиты, образование которых могло происходить в относительно холодноводных условиях, малопригодных для жизни рифообразующих организмов. Приуральско-татарский комплекс скорее всего будет иметь клиноформное строение, как это мы видим в пределах Кольской моноклинали. Судя по сейсмической записи, отложения формировались в условиях палеосклона шельфа.

Триасовый НГК. Отложения вскрыты в Восточно-Баренцевской НГПр на целом ряде площадей: Мурманской, Северо-Кильдинской, Ферсмановской, Лудловской, Куренцовской, Арктической, Адмиралтейской и Крестовой. Отложения представлены преимущественно песчаниками, алевролитами и глинистыми породами. Вскрытая скважинами мощность комплекса изменяется от 500 до 2400 м.

Промышленная газоносность установлена на Мурманском газовом и Северо-Кильдинском газовом месторождениях (оба месторождения находятся за пределами листа). Первое является крупным, второе – средним по запасам. Глубины залегания продуктивных горизонтов – 2439–2957 м. Коллекторами являются алевроито-песчаные разности пород нижнего, среднего и базальной части верхнего отделов триаса прибрежно-континентального генезиса. Площадное распространение их носит невыдержанный характер. Пористость лучших в разрезе коллекторов достигает 15–19 %. Залежи экранируются глинистыми зональными и локальными покрышками. По типу залежи пластовосводовые и литологически ограниченные. Газ метановый, низкоазотный, бессернистый.

Перспективы комплекса связаны как с выявленными структурами третьего порядка: Лунинской, Южно-Лунинской, Гусиноземельской и др., в которых могут быть сформированы структурные ловушки, так и с возмож-

ностью формирования неструктурных ловушек УВ за счет выклинивания пластов песчаников.

Юрско-барремский НГК. В отложениях комплекса (западнее рамки листа) открыто три месторождения: Штокмановское – уникальное по запасам, Ледовое и Лудловское – крупные.

Коллекторы комплекса представлены песчаниками среднекембрийского возраста (пласт Ю₀) и байосского–ааленского возраста пласты (Ю₁, Ю₂, Ю₃) с максимальной пористостью 19–27 %. Коллекторы порового типа. Газ продуктивных горизонтов однотипен по компонентному составу (метановый, низкоазотный, бессернистый, низкоуглекислый, содержание стабильного конденсата составляет 4,8–14,1 г/м³).

Залежи экранируются верхнеюрско-барремскими глинистыми отложениями, являющимися региональной покрывкой, а также локальными глинистыми покрывками, развитыми во всей толще юрско-барремского НГК. Общая мощность региональной покрывки в пределах листа S-39 изменяется от 60–150 м в пределах Штокмановско-Лунинской НГО до 450–500 м в пределах Южно-Баренцевской НГО.

Перспективы комплекса связаны с выявленными структурами третьего порядка: Лунинской, Южно-Лунинской и др. Следует отметить, что в пределах Штокмановско-Лунинской НГО наблюдается клиноформное строение берриас-барремских отложений. В восточной части Южно-Баренцевской НГО комплекс постепенно выклинивается, и в зоне выклинивания возможно формирование неструктурных ловушек УВ.

Меловой ПНГК. Отложения характеризуются неравномерным чередованием песчаников, алевролитов и глин. Промышленная продуктивность отложений не установлена, но при проходке этой части разреза в некоторых скважинах отмечались высокие газопоказания. Проницаемая часть разреза, по данным ГИС, представлена в основном субугленосными толщами аптского возраста. Коллекторы встречаются также в верхних частях нижнего–среднего альба и характеризуются низкими значениями пористости. Региональный флюидоупор в меловом ПНГК отсутствует. В качестве зональной покрывки рассматриваются верхнеальбско-сеноманские глинистые толщи.

Газопроявления в меловых отложениях Баренцева моря отмечены при разведочном бурении многих скважин, однако наиболее ярким является выброс воды с газом при проходке Лунинской разведочной скважины. Выброс произошёл с глубины 612 м из-под верхнеальбских глин. В волновом сейсмическом поле для этого стратиграфического интервала характерно наличие волновых аномалий типа «яркое пятно», которые прослеживаются от профиля к профилю. Аналогичные аномалии обнаружены работами ОАО «МАГЭ» (2005 г.) южнее Лунинской структуры, где в меловых отложениях была выявлена Южно-Лунинская структура размерами 587 км². Северо-восточнее Ледового месторождения, на юго-западной периклинали Адмиралтейского вала, продолжением которой является Штокмановско-Лунинская седловина, по меловым отложениям оконтурена Восточно-Ледовая структура размерами 717 км² с амплитудой 50 м, в пределах которой зафиксированы аномалии «яркое пятно» [Павлов, 2011ф].

Область развития верхнемеловых отложений охватывает, кроме Южно-Баренцевской впадины, часть Лудловской седловины и Северо-Баренцевской впадины, что в целом является благоприятным фактором при оценке перспектив нефтегазоносности мелового ПНГК [Шкарубо, Журавлев, 2017]. Прогнозные ресурсы мелового комплекса не оценены.

Нефтегазоматеринские толщи. Одним из основных критериев нефтегазоносности бассейна является наличие нефтегазоматеринских толщ (НГМТ), способных генерировать УВ. НГМТ определяются на основе изучения состава органического вещества и степени его катагенетической преобразованности, которая устанавливается по показателю отражения витринита.

Для Баренцевского шельфа (БШ) нижний – палеозойский ярус – может оцениваться по аналогии с сопоставимым разрезом Тимано-Печорской провинции, поскольку в палеозойское время и в ТПП, и на БШ существовал единый бассейн седиментации. Тогда как УВ потенциал мезозойско-кайнозойского интервала разреза Баренцевского шельфа может прогнозироваться на основе данных бурения непосредственно на шельфе.

Карбонатно-глинистые НГМТ верхнего девона – нижнего карбона – одна из основных нефтематеринских толщ в пределах Тимано-Печорского бассейна. В доманикоидных толщах верхнего девона преобладает ОВ сапропелевого типа. Содержание $C_{орг}$ достигает 5–7 %, в среднем 1–2 %. На большей части акватории Печорского моря доманиковые отложения находятся в главной зоне нефтеобразования (ГЗН). В северном направлении на границе с Южно-Баренцевской впадиной они погружаются на глубины более 4 км и вступают в главную зону газообразования (ГЗГ).

Нижнекаменноугольные отложения в акваториальной части Тимано-Печорского бассейна угленосны, концентрация ОВ изменяется в широких пределах в зависимости от наличия углистых включений. Содержание $C_{орг}$ варьирует от 1–2 % в глинах до 40 % и более в углях. Отражательная способность витринита R_0 изменяется в пределах 0,8–0,9 %. На акваториальном продолжении Тимано-Печорского бассейна они находятся в ГЗН на грациях катагенеза МК₂-МК₃ и способны генерировать нефть и, в меньшей степени, газ. Предположительно, в бортовых частях Южно-Баренцевской впадины, где отложения верхнего девона – нижнего карбона залегают на глубинах более 5 км, они прошли ГЗН и вошли в ГЗГ или уже полностью реализовали свой потенциал. Отложения претерпели значительные постседиментационные преобразования. Однако в наименее погружавшихся частях региона и в удалении от стрессовых зон они могли не потерять способность генерировать УВ.

Каменноугольно-нижнепермские НГМТ изучены по разрезам морских скважин Тимано-Печорского бассейна. Карбонатно-глинистые отложения асфельского и сакмарского ярусов содержат ОВ смешанного гумусово-сапропелевого и сапропелевого типа. $C_{орг}$ составляет 0,8–4 %. Отражательная способность витринита R_0 в нижнепермских образцах морских скважин (Приразломная, Северо-Гуляевская) составляет 0,5–0,7 %, что указывает на вхождение этих отложений в ГЗН (стадия катагенеза МК₁-МК₂).

Верхнепермско-нижнетриасовые НГМТ представлены глинистыми и песчаными породами. Вариации содержания $C_{орг}$ (%) значительны: например, в песчаниках на Северо-Гуляевской площади оно составляет 0,1, в глинах

Песчаноозерского месторождения 1,0–1,2, в алевролитах Мурманского – 0,4. Максимальное содержание $C_{\text{орг}}$ отмечено в аргиллитах Новой Земли – 5,8 % [Бро, 1993]. Степень преобразования отложений фиксируется на грациях катагенеза ПК₃–МК₁ (R_0 – 0,4–0,5 %). Расчетная стадия их катагенеза достигает граций МК₃–МК₄ в депоцентральной части Восточно-Баренцевского мегапрогиба. Можно предполагать, что породы позднепермского возраста являются газогенерационными только в пределах глубоких депрессий. Расчетная стадия катагенеза нижнетриасовых отложений в пределах БШ достигает граций МК₂–МК₃.

НГМТ среднего и верхнего триаса представлены толщами глин и содержат смешанное сапропелево-гумусовое ОВ. В восточной части Баренцевоморского бассейна, сопряженной с Печорской плитой и Новоземельской складчатой областью, они скорее всего будут обогащены гумусовым ОВ. На акваториальном продолжении Печорской синеклизы содержание $C_{\text{орг}}$ в средне-верхнетриасовых отложениях фиксируется в пределах от 0,2 в алевролитах до 2,1 % в глинах (Северо-Гуляевская площадь) и от 0,2 в глинах до 1,0 % в алевролитах (Песчаноозерская площадь). Тип органического вещества сапропелево-гумусовый. Степень преобразования ниже-среднетриасовых пород в этом районе незначительна, они находятся на грациях катагенеза ПК₃ (R_0 – 0,4–0,5 %).

На БШ содержание $C_{\text{орг}}$ в глинах верхнего триаса изменяется в широких пределах и составляет 1–20 % и сильно зависит от присутствия углистых включений в породе. На Штокмановском месторождении содержание $C_{\text{орг}}$ меняется от 0,10 в песчаниках до 1,32 % в аргиллитах, на Лудловском (соответственно) – от 0,21 до 2,86 %. Отражательная способность витринита R_0 – до 0,7–0,8 %. Степень катагенетической преобразованности отложений среднего–верхнего триаса в пределах БШ соответствует грациям катагенеза МК₁–МК₂. Лишь на Арктической площади, расположенной в центральной части БШ, среднетриасовые отложения относятся к стадии катагенеза МК₃, о чем свидетельствуют значения отражательной способности витринита (R_0 – 1,0 %). Средне-верхнетриасовые глины обладают высоким газогенерационным потенциалом.

Юрско-меловые НГМТ. Ниже-среднеюрские отложения состоят из глинисто-песчаных разностей. Содержание $C_{\text{орг}}$ во всех изученных образцах из этих отложений изменяется в широком диапазоне: от 0,5 для Печорской синеклизы до 8,0 % для Арктической площади. Исходное ОВ нижнеюрских отложений гумусовое, среднеюрских – смешанное сапропелево-гумусовое. В пределах БШ отложения находятся на грациях катагенеза МК₁–МК₂, причем более высокие значения катагенетической преобразованности ОВ пород отмечаются в центральной части БШ, на площадях Арктической и Лудловской. В бортовых частях впадины, на Мурманской и Куренцовской структурах ниже-среднеюрские отложения содержат ОВ, преобразованное на стадиях катагенеза ПК₃–МК₁. Расчетные значения палеотемператур составили 70–85 °С, на Арктической площади – более 100 °С.

Наиболее изученные НГМТ в пределах Баренцевского шельфа – черные глины позднеюрского возраста, которые объединяют в себе две глинистые толщи – кимериджскую и титонскую. По концентрации и типу ОВ они являются аналогами баженовской свиты Западной Сибири и залегают на глубинах от 800 до 3600 м. Для кимериджских черных глин типично высокое содержа-

ние $C_{\text{орг}}$ – от 10 до 15 % и битумоидов (от 1,0 до 1,6 %). Битумоиды характеризуются невысоким содержанием масел (20–40 %), а в их составе метановые УВ составляют 20–35 %. Это согласуется с низкой катагенетической преобразованностью ОВ – ПК₃–МК₁. Расчетные палеотемпературы для Арктической и Северо-Мурманской площадей превышают 70 °С. Титонские черные глины черные и темно-коричневые слабоалевритистые плотные; содержание $C_{\text{орг}}$ в них изменяется от 2–5 до 10–16 %. ОВ поздней юры относится к сапропелевому типу. Оно представлено остатками планктонных водорослей. Степень катагенетической преобразованности ОВ в пределах Южно-Баренцевской впадины меньше, чем в Западной Сибири. Верхнеюрские битуминозные горизонты в пределах Южно-Баренцевской впадины не достигли условий максимального проявления генерации и эмиграции жидких УВ. Современные температуры в этих отложениях в наиболее погруженной части впадины составляют 70–80 °С. Несмотря на наличие в верхнеюрских породах капельно-жидкой нефти и миграционных битумоидов в керне, интенсивной эмиграции жидких УВ здесь не происходит.

Отложения мелового возраста залегают в пределах Баренцевского шельфа на глубинах от 420 (Северо-Гуляевская) до 2360 м (Арктическая), находятся на стадиях катагенеза ПК₁₋₂ и еще не вошли в главную зону нефтегазобразования. Исходный тип ОВ изменяется от гумусового до сапропелево-гумусового. Расчетные значения палеотемператур – от 40 до 70 °С.

Таким образом, основной нефтегазоматеринской толщей нижнего структурного яруса на Баренцевоморском шельфе (по аналогии с Тимано-Печорским бассейном) являются карбонатно-глинистые доманиковые отложения верхнего девона. На большей части акватории Печорского моря доманиковые отложения находятся в главной зоне нефтеобразования. В северном направлении на границе с Южно-Баренцевской впадиной они погружаются на глубины более 4 км и вступают в главную зону газообразования.

В отложениях верхнего яруса Баренцевоморского бассейна выделяются регионально распространенные толщи, обладающие высоким газогенерационным потенциалом. Это отложения позднепермско-раннетриасового, средне-позднетриасового, ранне-среднеюрского возраста, которые содержат повышенное количество ОВ сапропелево-гумусового и гумусового типов. Так как отложения находятся в большей степени в главной зоне нефтеобразования, о чем свидетельствует степень их катагенетической преобразованности, то нельзя отрицать возможность генерации жидких УВ. Смешанный тип ОВ, гумусово-сапропелевый и сапропелевый характерен для верхнеюрских черных глин, которые могут быть потенциально нефтематеринскими, но они только входят в ГЗН и их потенциал еще слабо реализован [Ступакова, Кирюхина, 2001].

Западно-Сибирская НГПр

Южная часть Карского моря входит в состав Западно-Сибирской НГПр и включает две нефтегазоносные области: Южно-Карскую и Предновоземельскую, а также перспективную НГО – Свердрупскую. В пределы территории листа входит южная часть Предновоземельской НГО. Сейсмическими исследова-

дованиями выявлено присутствие отложений триаса на большей части Южно-Карской синеклизы и в южной части Предновоземельской НГО, в частности залегающих на дислоцированной осадочной толще палеозоя. Наибольшими перспективами нефтегазоносности обладают юрские и меловые отложения.

Юрские отложения вскрыты бурением на Университетской структуре в пределах центральной части Предновоземельской НГО, где из терригенных отложений юры получены притоки УВ смешанного фазового состава: нефть/газ/конденсат. В пределах листа на Приновоземельской моноклинали пачки песчаников в юрских отложениях выклиниваются вверх по восстанию пластов, что создает условия для формирования в них ловушек УВ.

Меловые отложения вскрыты бурением в Южно-Карской НГО. Здесь открыты два крупных месторождения: Русановское и Ленинградское. В пределах площади листа меловые комплексы также выклиниваются, но их перспективы по сравнению с юрскими скорее всего будут ниже, поскольку вряд ли коллекторы будут иметь в этой части НГО надежную крышку.

По данным сейсморазведки, проведенной МАГЭ и СМНГ, и по результатам бурения скважин на сопредельных территориях Западно-Сибирской НГПр в пределах Южно-Карской части листа выделяются нефтегазоносные комплексы (НГК): ниже-среднеюрский, келловейско-нижнеберриасский, берриас-нижнеготеривский, готерив-аптский, альб-сеноманский. В пределах листа отложения отдельных НГК последовательно уменьшаются в мощностях в западном направлении и выклиниваются в пределах Припайхойско-Приновоземельской моноклизы. В качестве возможно нефтегазоносных отложений рассматриваются отложения триаса и верхнего мела, которые можно выделить в отдельные перспективные нефтегазоносные комплексы (ПНГК).

Кроме того, вероятным нефтегазоносным потенциалом обладает домезозойское складчатое основание, представленное палеозойскими комплексами пород. Во многих регионах мира открыты сотни месторождений УВ в резервуарах кристаллического и консолидированного фундамента [Богоявленский, 2017]. В породах фундамента Западно-Сибирской НГПр случайно или целенаправленно открыто более 100 залежей.

Залежи палеозойского комплекса могут быть связаны с отдельными блоками фундамента, в пределах которых развиты породы, аналогичные вскрытым скважинами на Новопортовском месторождении [Государственная ... , лист R-42, 2015].

В областях, сложенных слабодислоцированными каменноугольно-пермскими толщами (молассоидные формации заполнения межгорных погибов), могут быть залежи сводового пластового и литолого-стратиграфического типов [Дараган-Суцова, 2014].

Триасовый ПНГК бурением не вскрыт и выделяется только по сейсмическим данным. Отложения комплекса распространены в западной части Южно-Карской синеклизы (в пределах Междвежьей впадины, по Е. А. Васильевой, 2008) и частично – в пределах Приновоземельской моноклинали. На площади листа распространены скорее всего средне-верхнетриасовые отложения, представленные аналогами тампейской серии.

Значительный практический интерес представляет степень катагенетической преобразованности ОВ тампейской серии – потенциальной газоматерин-

ской толщи. Максимальная катагенетическая преобразованность ОВ тампейских отложений (МК₅–АК) отмечается на большей части Южно-Карской синеклизы. Согласно результатам бассейнового моделирования [Меркулов, 2012ф], ОВ тампейской серии среднего–верхнего триаса достигло главной зоны нефтеобразования (градации МК₁₋₃) в наиболее погруженных частях Южно-Карской синеклизы в среднеюрское время. К началу мелового времени в пределах палеодепрессий катагенетический статус ОВ тампейской серии достиг градации МК₅, а концу баррема – градаций АК.

Тампейская газоматеринская толща начала реализовывать свой потенциал на рубеже ранне- и среднеюрского времени. К концу поздней юры на наиболее погруженных участках Южно-Карской синеклизы существовали условия, благоприятные для генерации газообразных УВ. В более поздние геологические периоды очаг генерации УВ-газа охватил практически всю область современного распространения тампейской серии. В поздне меловое–кайнозойское время активно генерировались газообразные УВ в северо-восточной части района, в пределах Свердрупской зоны прогибов. Именно здесь тампейская серия могла оказать наибольшее влияние на современную газоносность разреза. В центральной части Южно-Карской синеклизы газоматеринский потенциал тампейскими отложениями был практически полностью реализован в меловое время. Здесь значения удельных плотностей генерированных УВ достигают 1,2 млн т УВ/км² [Меркулов, 2012ф].

На Приновоземельской моноклинали происходит постепенное выклинивание отложений комплекса, в основном за счет нижних частей разреза. Глубина погружения пород триаса – от 3500 до 6000 м, мощность изменяется от 0 до 2000 м. По аналогии с материковыми разрезами Западной Сибири (отложения вскрыты в Ямальском, Уренгойском районах), триасовый комплекс может быть представлен песчано-глинистыми образованиями. Песчаные образования могут служить коллекторами, но их емкостные свойства, учитывая глубину погружения комплекса, будут невысокими. В структуре фазового состояния УВ в ловушках комплекса предполагается доминирование газовой и, в меньшей степени, нефтяной составляющей.

Нижне-среднеюрский НГК. В акватории Карского моря комплекс бурением не вскрыт. Выделен по результатам сейсморазведочных работ и включает отложения от нижней части нижнего келловоя до границы с триасом. Мощность комплекса изменяется от 1200 м до полного выклинивания на Приновоземельской моноклинали. На Ямале, по данным скважин, в состав нижней (доверхнеааленской) части комплекса входят зимняя, левинская, шараповская, китербютская, надояхская и лайдинская свиты. На шельфе выделяется сеймоподкомплекс Ia–T₃ сходного состава. Коллекторами являются пласты конгломератов, песчаников крупнозернистых, алевролитов в разрезе надояхской, шараповской и левинской свит. Ввиду большой глубины залегаания, пористость коллектора не превышает 15 %. Покрышками являются глинистые толщи лайдинской и китербютской свит. При этом битуминозные аргиллиты последней могут быть толщей, генерирующей УВ [Государственная ... , лист R-42, 2015].

Катагенетический статус ОВ в пределах нижнеюрского комплекса (шараповская свита) изменяется в широких пределах от градаций МК₂₋₃ в краевых частях Южно-Карской синеклизы до АК₁ в Белоостровском прогибе. Общей

тенденцией является увеличение зрелости ОВ от сводов крупных положительных структур к впадинам. Согласно результатам моделирования [Меркулов, 2012ф], нижнеюрские отложения в наиболее погруженной части Южно-Карского бассейна достигли главной зоны генерации нефти на рубеже средне- и позднеюрского времени. К началу апта катагенетический статус ОВ нижнеюрских отложений здесь достиг градаций МК₅. В барремское и аптское время нижнеюрские нефтегазоматеринские толщи могли генерировать только газообразные УВ.

В состав верхней (верхнеааленской–нижнекеллоуейской) части комплекса входят вымская, леонтьевская и мальшевская свиты. На шельфе выделяется сейсмоподкомплекс Т₃–Т₁ аналогичного состава.

В составе вымской свиты выделяется пачка, сложенная мелко- и среднезернистыми песчаниками с подчиненными прослоями алевролитов, аргиллитов и углей. Учитывая глубину погружения свиты, пористость коллектора вряд ли превысит 5–10 %, проницаемость составит доли мД. Покрышкой для коллекторской толщи вымской свиты может служить аргиллитовая толща леонтьевской свиты.

В составе мальшевской свиты выделяется пачка мелкозернистых песчаников и алевролитов с прослоями аргиллитов и углистых пород. Характерной особенностью этой пачки является развитие карбонатного цемента в песчаниках и алевролитах, что создает предпосылки для развития вторично-порового коллектора, сформированного за счет выщелачивания карбонатов. Пористость такого коллектора может быть довольно высокой. Покрышкой для коллектора мальшевской свиты могут служить глинистые отложения абалакской свиты.

Область развития среднеюрских отложений с катагенетическим статусом МК₄₋₅, соответствующим главной фазе газообразования, охватывает наиболее погруженные участки среднеюрской толщи в прогибах. При удалении от центра Южно-Карской синеклизы катагенетическая преобразованность ОВ уменьшается до стадии МК₃₋₄. Наименьшей катагенетической зрелостью (МК₁₋₃) среднеюрские отложения характеризуются в периферийных районах. Согласно результатам бассейнового моделирования, среднеюрские отложения в наиболее погруженной части бассейна достигли главной зоны генерации нефти в раннемеловое время. К началу апта катагенетический статус ОВ среднеюрских отложений здесь достиг градаций МК₃₋₄. К концу аптского времени в наиболее погруженной части Южно-Карского бассейна среднеюрскими нефтегазоматеринскими толщами могли генерироваться только газообразные УВ, отложения вошли в главную зону газообразования (МК₅–АК₁).

Мальшевская газоматеринская свита средней юры к настоящему времени более чем на 80 % реализовала свой генерационный потенциал в наиболее погруженной зоне Южно-Карского шельфа, где удельные плотности генерированных УВ достигают своих максимальных значений – 2,4–2,8 млн т УВ/км². Суммарный объем генерированных мальшевскими отложениями УВ в пределах Южно-Карского бассейна оценивается в 213,6 млрд т УВ, из них жидкие – 17,3 млрд т и газообразные – 196,3 трлн м³ [Меркулов, 2012ф].

Песчаные пласты-коллекторы нижней и средней юры вскрыты на Малыгинском месторождении п-ова Ямал, содержат газоконденсатные залежи.

Верхнеюрский НГК включает отложения от верхней части нижнего меловая (абалакская и баженовская свиты) до нижней части нижнего берриаса. Мощность комплекса довольно выдержана по площади и изменяется от 75–100 до 200 м.

Абалакская свита сложена преимущественно глинами с кальцитовыми конкрециями в нижней части, свидетельствующими о шельфовом типе седиментации. Коллекторские свойства алевролитов, возможно, и мелкозернистых песчаников, слагающих коллектор в возможных литологических ловушках, будут невысокими за счет большой примеси глинистого материала. Отложения свиты в основном будут служить крышкой для коллекторских толщ нижележащего НГК. В структуре фазового состояния УВ в ловушках комплекса предполагается доминирование нефтяной составляющей.

Баженовская свита сложена почти черными битуминозными глинами с довольно высоким содержанием в составе породы кремнистого вещества. Высокое содержание кремнезема обуславливает двойственный характер свиты: и как коллектора, и как крышки. Породы с высоким содержанием кремнезема обладают повышенной хрупкостью и в зонах напряжений формируют широко развитую макро- и микротрещиноватость, т. е. формируют коллектор трещинного типа. Трещинная пористость таких коллекторов обычно достигает 10–15 %, проницаемость – нескольких десятков мД. Глинистая составляющая баженовской свиты представлена в основном монтмориллонитом, и поэтому в зонах отсутствия разломов свита может выступать как крышка для нижележащих коллекторских толщ. Отложения баженовской свиты обладают довольно высоким генерационным потенциалом [Государственная ... , лист R-41, 2012].

В распределении степени преобразованности ОВ верхнеюрских отложений выделяются два максимума: Приямальский и Белоостровский с катагенетическим статусом МК₅–АК ($R_0 > 1,55$), соответствующим главной фазе газообразования. Зона генерации жирных газов и газоконденсатов (МК₄) непосредственно примыкает к наиболее погруженным участкам Южно-Карской синеклизы, а также отдельными очагами развита в пределах Свердрупской зоны прогибов. Очаги с высокой зрелостью ОВ широкой полосой окружает зона распространения верхнеюрских отложений с катагенетическим статусом МК₁₋₃, отвечающим фазе генерации нефти. Наименьшей катагенетической зрелостью (ПК–МК₁) верхнеюрские отложения характеризуются в периферийных частях синеклизы. Согласно результатам бассейнового моделирования, верхнеюрские отложения в центральной наиболее погруженной части Южно-Карского бассейна вошли в зону генерации нефти в раннемеловое время. К началу апта катагенетический статус ОВ достиг градации МК₂₋₃, т. е. наиболее благоприятных условий для генерации жидких УВ.

Современный уровень реализации УВ-потенциала верхнеюрских нефтегазоматеринских толщ максимален в центральной, наиболее погруженной части Южно-Карского бассейна. Условия для активной генерации жидких УВ верхнеюрскими нефтегазоматеринскими толщами в погруженной части Южно-Карской синеклизы прогнозируются в апт-альбское время. К турон-сантонскому времени в наиболее погруженной части бассейна верхнеюрские отложения вошли в главную зону газообразования. Очаг генерации нефти сме-

стился на присводовые участки региональных положительных структур центральной части региона. Наибольший масштаб катагенетического преобразования ОВ верхнеюрских нефтегазоматеринских свит прогнозируется в кайнозойское время. Область генерации УВ охватила практически весь бассейн. В центральной его части существовали условия, благоприятные для генерации газа. Суммарный объем генерированных верхнеюрскими отложениями УВ в пределах Южно-Карского шельфа оценивается в 349,5 млрд т УВ, из них жидкие – 35,6 млрд т; газ – 313,9 трлн м³ [Меркулов, 2012ф].

Берриас-нижнеготеривский НГК включает отложения от верхнего берриаса до нижней части нижнего готерива (ахская свита). Мощность комплекса изменяется от 600 м до выклинивания на Приновоземельской моноклинали. Комплекс характеризуется клиноформным строением. Состав пород, слагающих комплекс, преимущественно глинистый, с редкими пластами мелкозернистых песчаников и алевролитов, как правило, полимиктового состава, сформированных в склоновой части шельфа. Клиноформные комплексы представляют собой осадочные тела, образованные отложениями систем подводных конусов выноса глинистого и терригенного материала. Наиболее перспективными на предмет поиска литологических ловушек являются клиноформные комплексы трансгрессивного направления. Дистальная часть вышележащей клиноформы является в них покрывкой для проксимальной части нижележащей клиноформы. Именно такой клиноформный комплекс выявлен сейсморазведкой в берриас-нижнеготеривском НГК на территории листа R-41 [Государственная ... , лист R-41, 2012].

Пористость песчаников и алевролитов в клиноформных комплексах довольно низкая и редко превышает 10–12 %, проницаемость ниже 0,01 мД и, тем не менее, в аналогичных комплексах материковой части Западной Сибири открыто не одно нефтяное месторождение. В структуре фазового состояния УВ в ловушках комплекса предполагается доминирование нефтяной составляющей. Возможно формирование залежей нефти с газовыми шапками, залежей нефти с растворенным газом, а также смешанных газонефтяных или газоконденсатных залежей с нефтяными оторочками.

Готерив-аптский НГК включает отложения от верхней части нижнего готерива до нижней части среднего альба (танопчинская и яронгская свиты). Мощность комплекса изменяется от 900–1000 до 500–600 м. Коллекторская толща выделяется в объеме танопчинской свиты и сложена чередованием песчаников, алевролитов и глин. В разрезах скважин Ленинградская-1, Русановская-1 и Харасавей-1 в составе отложений танопчинской свиты присутствуют прослой углей и углефицированных пород. Не исключено их присутствие и в пределах морской части листа. Песчаные пласты-коллекторы сложены алевролитовыми мелкозернистыми песчаниками тонкослоистыми, известковистыми, с открытой пористостью 18–25 % и проницаемостью от 0,5 до 30 мД. В акватории Карского моря пласты-коллекторы маркируются как А₁–А₇.

Отложения базальных горизонтов нижнего мела характеризуются в целом невысокой степенью преобразования ОВ, изменяющейся от градаций протокатагенеза ПК и начального мезокатагенеза МК₁ в периферийных частях бассейна до МК₃ в прогибах. Согласно результатам бассейнового моделирования, к концу сеноманского времени базальные пласты апта только в наиболее

погруженных участках Южно-Карского региона вышли из зоны протокатагенеза. Условия, благоприятные для генерации УВ в нижнеаптских отложениях, могли существовать, начиная с позднемелового, и в кайнозойское время – в центральной части бассейна.

Катагенетическая трансформация ОВ танопчинской свиты практически по всему Южно-Карскому бассейну не превышает 10 %. Лишь в наиболее погруженной части бассейна степень реализации генерационного потенциала достигает 20–40 %. Таким образом, с учетом типа исходного ОВ, танопчинские отложения являются потенциально газоматеринскими в пределах всего района. Согласно результатам бассейнового моделирования, в танопчинских отложениях наиболее погруженной части бассейна существовали условия, благоприятные для генерации жидких УВ. Однако угольный тип ОВ не позволяет прогнозировать генерацию значительных объемов нефти. Вместе с тем, максимальные значения удельных плотностей генерации танопчинской газоматеринской толщи достигают 2,0 млн т УВ/км², а объем генерированных УВ оценивается в 47,2 млрд т УВ [Меркулов, 2012ф].

Газоносность коллекторской толщи (танопчинской) установлена на ряде соседних площадей. На Ленинградском месторождении вскрыт один газоносный пласт мощностью 10 м, на Русановском месторождении суммарная газонасыщенная мощность коллекторской толщи составляет 160 м, а в материковой части на Малыгинском месторождении – 155 м. Залежи газоконденсатные. Региональной покрывкой служит преимущественно глинистая толща яронгской свиты. Глины яронгской свиты имеют монтмориллонитовый состав и обладают высокими экранирующими свойствами. В структуре фазового состояния УВ в ловушках комплекса предполагается доминирование свободного газа, хотя возможно присутствие небольшой части конденсата и нефти.

Согласно результатам аналитических исследований и бассейнового моделирования верхнеаптские отложения на большей части Южно-Карского шельфа являются катагенетически незрелыми (градации ПК–МК₁). Исключения составляют Приямальский и Белоостровский очаги (за пределами листа), где катагенетический статус ОВ может достигать градации МК₂. Этого явно недостаточно для генерации гумусовым органическим веществом (III тип) значимых объемов УВ газа. Отложения не представляют интереса в качестве источников УВ. То же касается и верхней части альб-сеноманской толщи [Меркулов, 2012ф].

Альб-сеноманский НГК включает отложения от верхней части среднего альба (маррессалинская свита) до низов кампанского яруса (нижняя часть верхней подсвиты березовской свиты). Предполагаемая мощность изменяется от 600 до 200 м и полного среза в западном направлении. Песчаные пласты-коллекторы выделены в разрезах скважин материковой части (площади Бованенковская, Харасавей и др.) и акваториальной части (месторождения Ленинградское, Русановское и др.). Сосредоточены они в интервале от среднего альба до сеномана включительно и маркируются в акваториальной части как С, АС₁, АС₂ и т. д. Коллекторы (по результатам изучения пород на соседних площадях) представлены слабосцементированными алевролитами и песчаниками полимиктового состава с открытой пористостью 25–28 % и проницаемостью менее 1 мД.

Их промышленная газоносность установлена в акваториальной части на Ленинградском месторождении, где газонасыщенная мощность коллектора достигает 110 м. В материковой части пласты-коллекторы обладают промышленной газоносностью на Малыгинском месторождении (маркируются как ПК и ХМ). Здесь их суммарная газонасыщенная мощность достигает 20 м. Покрышкой для альб-сеноманской коллекторской толщи служит кремнисто-глинистая толща туронского–раннекампанского возраста. В структуре фазового состояния УВ в ловушках комплекса предполагается доминирование свободного газа.

Верхнемеловой ПНГК включает большую часть кампанского яруса (верхняя подсвита березовской свиты) и маастрихтский ярус (ганькинская свита). Его мощность изменяется от 500 м до выклинивания.

Нефтегазоносность комплекса на сопредельных территориях п-ова Ямал и в акваториальной части (месторождения Ленинградское, Русановское и др.) не установлена. По аналогии с уже исследованными разрезами можно выделить две коллекторские толщи. Одна из них выделяется в кампанском ярусе, вторая – в отложениях маастрихтского яруса. Обе коллекторские толщи сложены алеврититами с прослоями и пластами песчаников. Предполагаемая пористость песчаников – 30–40 %, проницаемость – не ниже 1 мД. Покрышкой для нижней коллекторской толщи может служить пачка глинистых пород, которая выделяется в прикровельной части кампанского яруса, мощность примерно 40–50 м. Мощность покрышки, учитывая ее преимущественно монтмориллонитовый состав, достаточна для реализации экранирующих свойств. Покрышкой для верхней коллекторской толщи могут служить алевритовые и алевритистые глины палеоцена (тибейсалинская и серовская свиты) примерной мощностью 50–100 м. Локальный или региональный характер распространения изолирующих толщ предугадать трудно, но возможно их опесчанивание в пределах Пайхойско-Новоземельской моноклинали. В структуре фазового состояния УВ в залежах, если благоприятные условия для их формирования в какой-то части листа все же возникли, предполагается доминирование свободного газа.

МИНЕРАГЕНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Архипелаг Новая Земля относится к **Пайхойско-Новоземельской минерагенической провинции**. В ее пределах на территории листов S-39,40 выделяются две минерагенические зоны: *Центрально-Новоземельская флюорит-золото-полиметаллическая (1)* и *Вайгачско-Южноновоземельская полиметаллически-фосфорит-марганцевая (2)*. Критериями для выделения минерагенических областей являются различный тип их допалеозойского фундамента и отличия в составах геологических и рудных формаций.

Центрально-Новоземельская флюорит-золото-полиметаллическая минерагеническая зона (1) занимает центральную часть архипелага и охватывает большую часть территории листов S-39,40. Она ограничена с юга Байдарацким, а с севера – Споро-Наволоцким глубинными разломами и характеризуется значительным развитием серебро-полиметаллических проявлений и место-

рождений, а также золото-сурьмяного и хрусталеносного оруденения. В её составе выделяются металлогенические единицы более мелкого ранга: *Крестовская флюоритовая рудоносная зона (1.1)*, *Адмиралтейская марганцевая рудоносная зона потенциальная (1.2)*, *Пахтусовская полиметаллически-золотая рудоносная зона потенциальная (1.3)* с *Черногорским полиметаллически-сурьмяно-золоторудным узлом (1.3.1)*, *Центрально-Новоземельская хрусталеносная рудоносная зона потенциальная (1.4)* и *Матшарский серебро-полиметаллический рудный район (1.5)* с *Безьянинским (1.5.3)*, *Митюшихинским (1.5.1)* и *Шумилихинским рудными узлами (1.5.2)*.

Крестовская флюоритовая рудоносная зона (1.1 fl/C₁) протягивается узкой полосой по западному побережью арх. Новая Земля, от губы Грибовая до о. Берха, включая в себя четыре рудопроявления флюорита, три из них расположены между губами Митюшиха и Крестовая и одно на о. Берха. Флюоритовое оруденение приурочено к карбонатной флюоритовой стратиформной рудной формации карбонско-раннепермского возраста.

Адмиралтейская марганцевая рудоносная зона потенциальная (1.2 Mn(Ф)/P₁) также расположена на западном побережье архипелага и протягивается от губы Южная Сульменева до зал. Норденшельда; включает в себя восемь марганцевых рудопроявлений. Оруденение принадлежит к марганцевой терригенно-кремнистой формации, связанной с отложениями глазовской свиты раннепермского возраста, а также с марганценосными корами выветривания, развитыми по ним.

Пахтусовская полиметаллически-золотая рудоносная зона потенциальная (1.3 Au,Zn,Pb,Cu/T) локализована на восточном побережье Новой Земли, простирается от зал. Медвежий до северо-восточной границы площади. Включает в себя Черногорский *полиметаллически-сурьмяно-золоторудный узел (1.3.1 Au,Sb(Pb,Zn))* с рудопроявлением золото-сурьмяной формации (приуроченным к Черногорскому монцодиорит-гранитовому комплексу), а также с рудопроявлениями полиметаллов свинцово-цинковой скарновой формации и меди железорудной скарново-магнетитовой формации в отложениях пятипальцевской, оговской и куцыйской свит раннего девона.

Центрально-Новоземельская хрусталеносная рудоносная зона потенциальная (1.4 q₀/T) расположена в центральной части арх. Новая Земля и включает в себя 14 рудопроявлений и 12 пунктов минерализации оптического сырья. Оруденение принадлежит к хрусталеносной кварцевожильной формации.

Матшарский серебро-полиметаллический рудный район (1.5 Zn,Pb,Cu,Ag/T) расположен в центральной части площади по обеим сторонам прол. Маточкин Шар. В его составе выделено три рудных узла – Митюшихинский (1.5.1 Zn,Pb,Cu,Au), Шумилихинский (1.5.2 Zn,Pb,Cu,Ag) и Безьянинский (1.5.3 Zn,Pb,Cu,Ag), с многочисленными проявлениями и пунктами минерализации свинцово-цинковых и медно-цинковых руд, а также с крупным Павловским месторождением в Безьянинском узле и малым месторождением Шумилиха в Шумилихинском узле. Полиметаллическое оруденение относится к свинцово-цинковой терригенно-карбонатной стратиформной формации и связано с отложениями грибовской свиты раннего девона.

Вайгачско-Южноновоземельская полиметаллически-фосфорит-марганцевая минерагеническая зона (2) охватывает южную часть архипелага и ограничена с севера Байдарацким глубинным разломом; на территории листов S-39,40 она проявлена крайне ограниченно в составе северного контура Рогачевско-Тайнинского фосфорит-марганцеворудного узла (2.1 Mn,Ф/С₃-P₁,N). Значимой рудно-формационной нагрузки для рассматриваемой территории данный минерагенический таксон не несет.

ОЦЕНКА ПРОГНОЗНЫХ РЕСУРСОВ УГЛЕВОДОРОДОВ И ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ

Для подсчета прогнозных ресурсов использован геологический метод регионального прогноза – метод геологических аналогий, а подсчет прогнозных ресурсов осуществлен способом удельных плотностей запасов на единицу площади. При подсчете прогнозных ресурсов в границах НГО и ПНГО обосновано выделение перспективных нефтегазоносных комплексов в пределах каждой области. Затем на основе структурных карт составлены подсчетные планы с выделением на них расчетных участков (РУ). Плотность прогнозных ресурсов для каждого конкретного участка определялась, исходя из эталонной плотности с использованием коэффициентов аналогии, учитывающих структурное положение расчетного участка, количество выделенных локальных объектов в его пределах, типа предполагаемых коллекторских толщ и флюидоупоров, особенностей миграции и возможности аккумуляции УВ в выявленных ловушках.

Извлекаемые ресурсы определялись, исходя из осредненного коэффициента извлечения УВ по нескольким эталонам. Расчет фазового состава УВ проведен на основе эталонных параметров. В основу выбора эталонных участков положены результаты количественной оценки ресурсов нефти, газа и конденсата Арктического шельфа России по состоянию на 1.01.2009 г., проведенной ВНИИОкеангеология в рамках объекта ВНИГНИ [Лоджевская, 2012ф].

Подсчет прогнозных ресурсов (в рамках площади листа) проведен по категориям D₁ + D₂ для нефтегазоносных областей (Южно-Баренцевской, Штокмановско-Лунинской) и по категории D₂ для перспективных нефтегазоносных областей (Адмиралтейско-Приновоземельской), в которых пока не обнаружены месторождения нефти и газа.

Суммарная оценка прогнозных ресурсов нефтегазоносных и перспективных комплексов, распределение их по фазовому состоянию, представлены в табл. 13, 14.

Прогнозные ресурсы категорий D₁ + D₂ (по нефтегазоносным комплексам). Баренцево море

Название комплекса (НГК, ПНГК)	Категория прогнозных ресурсов	Прогнозные ресурсы категорий D ₁ + D ₂ , млн т у.т.									
		Всего		нефти, млн т		свободного газа, млрд м ³		растворенного газа, млрд м ³		конденсата, млн т	
		геологич.	извлек.	геологич.	извлек.	геологич.	извлек.	геологич.	извлек.	геологич.	извлек.
Кембрийско(?) среднедевонский (нижняя часть)	D ₂	183,33	54,99	173,25	51,97	0,00	0,00	10,08	3,02	0,00	0,00
Кембрийско(?) среднедевонский (верхняя часть)	D ₂	353,06	127,10	341,38	122,90	0,00	0,00	11,68	4,20	0,00	0,00
Верхнедевонско- Приуральский	D ₂	346,29	131,59	338,70	128,71	0,00	0,00	7,59	2,88	0,00	0,00
Приуральско- Татарский	D ₁ + D ₂	973,34	301,74	908,60	281,67	0,00	0,00	64,74	20,07	0,00	0,00
Триасовый (инд)	D ₁ + D ₂	1073,16	1067,38	0,00	0,00	1048,01	1048,01	0,00	0,00	25,15	19,37
Триасовый (олснѣк–анизий)	D ₁ + D ₂	1196,40	1189,95	0,00	0,00	1168,36	1168,36	0,00	0,00	28,04	21,59
Триасовый (ладин–норий)	D ₁ + D ₂	627,86	624,47	0,00	0,00	613,14	613,14	0,00	0,00	14,72	11,33
Юрско-барремский	D ₁ + D ₂	648,22	646,15	0,00	0,00	639,59	639,59	0,00	0,00	8,63	6,56
Всего по комплексам	D ₁ + D ₂	5401,66	4143,37	1761,93	585,25	3469,10	3469,10	94,09	30,17	76,54	58,85

Прогнозные ресурсы категорий D₁ + D₂ (по нефтегазоносным комплексам). Карское море

Название комплекса (НГК, ПНГК)	Категория прогнозных ресурсов	Прогнозные ресурсы категорий D ₁ + D ₂ , млн т у.т.									
		Всего		нефти, млн т		свободного газа, млрд м ³		растворенного газа, млрд м ³		конденсата, млн т	
		геологич.	извлек.	геологич.	извлек.	геологич.	извлек.	геологич.	извлек.	геологич.	извлек.
Палеозойский	D ₂	132,68	39,80	125,38	37,61	0,00	0,00	7,30	2,19	0,00	0,00
Триасовый	D ₂	121,09	119,98	0,00	0,00	117,92	117,92	0,00	0,00	3,17	2,06
Нижне-среднеюрский + верх- неюрский	D ₁	169,74	124,20	40,82	0,00	122,45	122,45	0,00	0,00	6,47	1,75
Берриас-нижнеготеривский	D ₁	140,71	135,56	0,00	0,00	133,65	133,65	0,00	0,00	7,06	1,91
Готерив-аптский	D ₁	262,67	254,22	0,00	0,00	232,50	232,50	0,00	0,00	30,17	21,72
Альб-сеноманский	D ₁	43,80	42,39	0,00	0,00	38,77	38,77	0,00	0,00	5,03	3,62
Всего по Предновоземельской НГО	D ₁ + D ₂	870,69	716,15	166,20	37,61	645,29	645,29	7,30	2,19	51,90	31,06

Восточно-Баренцевская НГПр

Суммарные прогнозные ресурсы кембрийско(?)-среднедевонского ПНГК и верхнедевонско-приуральского ПНГК оценены в зонах, достижимых для бурения и составляют 882,68 млн т у.т. (геологические). По фазовому составу прогнозируется преимущественно нефть. Прогнозные ресурсы нефти составляют 853,33 млн т у.т., растворенного газа – 29,35 млн т у.т. (табл. 13).

Локализованные ресурсы структурных ловушек, сформированных в этих комплексах, составляют 231,59 млн т у.т. Из них нефти – 223,94 млн т у.т., растворенного газа – 7,65 млн т у.т. (табл. 15). Наибольшие ресурсы сосредоточены в Адмиралтейской структуре и составляют 192,98 млн т у.т. (геологические). Прогнозные ресурсы неструктурных ловушек составляют 27,94 млн т у.т., из них нефти – 27,33 млн т у.т., растворенного газа – 0,61 млн т у.т. (табл. 16). Практически все неструктурные ловушки выделены в Адмиралтейско-Приновоземельской ПНГО. Общие локализованные ресурсы составляют 259,53 млн т у.т. (геологические).

Прогнозные ресурсы пермского терригенного (приуральско-татарского) комплекса в пределах листов S-39,40 составляют 973,34 млн т у.т. (геологические). По фазовому составу прогнозируется преобладание нефтяной составляющей. Прогнозные ресурсы нефти – 908,6 млн т у.т., растворенного газа – 64,74 млн т у.т. (табл. 13). Из них локализованные ресурсы структурных ловушек составляют 95,67 млн т у.т., включая 89,31 млн т у.т. нефти и 6,36 млн т у.т. газа. Локализованные ресурсы неструктурных ловушек составляют 50,77 млн т у.т., из них нефти – 47,39 млн т у.т., газа – 3,38 млн т у.т. Общие локализованные ресурсы комплекса составляют 146,44 млн т у.т.

Прогнозные ресурсы триасового комплекса в пределах листов S-39,40 составляют 2897,42 млн т у.т. (геологические). По фазовому составу прогнозируется газ. Прогнозные ресурсы свободного газа составляют 2829,51 млн т у.т., конденсата – 67,91 млн т у.т. Из них локализованные ресурсы структурных ловушек составляют 115,89 млн т у.т. Причем на долю Адмиралтейско-Приновоземельской ПНГО приходится 73,32 млн т у.т., на долю Штокмановско-Лунинской НГО – 34,93 млн т у.т., на долю Южно-Баренцевской НГО – 7,64 млн т у.т. Наиболее высокими перспективами обладают локальные объекты: Адмиралтейская, Крестовая, Дмитриевская и № 5 б/н.

Следует отметить, что отрицательные результаты бурения на структурах Адмиралтейская и Крестовая еще не доказывают их полную бесперспективность. Возможно, в будущем детальные сейсмические исследования позволят уточнить строение резервуаров, определить нужные точки заложения поисковых скважин.

Локализованные ресурсы неструктурных ловушек составляют 108,13 млн т у.т. Из них в Адмиралтейско-Приновоземельской ПНГО сосредоточено 64,85 млн т у.т., в Южно-Баренцевской НГО – 43,28 млн т у.т. Общие локализованные ресурсы комплекса составляют 224,02 млн т у.т.

Локализованные прогнозные ресурсы (структурные ловушки) категорий D₁ + D₂ (по комплексам). Баренцево море

Название комплекса (НГК, ПНГК)	Категория прогнозных ресурсов	Прогнозные ресурсы категорий D ₁ + D ₂ , млн т у.т.									
		Всего		нефти, млн т		свободного газа, млрд м ³		растворенного газа, млрд м ³		конденсата, млн т	
		геологич.	извлек.	геологич.	извлек.	геологич.	извлек.	геологич.	извлек.	геологич.	извлек.
Кембрийско(?) среднедевонский (нижняя часть)	D ₂	41,96	12,59	39,65	11,90	0,00	0,00	2,31	0,69	0,00	0,00
Кембрийско(?) среднедевонский (верхняя часть)	D ₂	106,21	38,23	102,70	36,97	0,00	0,00	3,51	1,26	0,00	0,00
Верхнедевонско- приуральский	D ₂	83,42	31,70	81,59	31,01	0,00	0,00	1,83	0,69	0,00	0,00
Приуральско- татарский	D ₂	95,67	29,66	89,31	27,69	0,00	0,00	6,36	1,97	0,00	0,00
Триасовый (инд)	D ₁ + D ₂	49,00	48,73	0,00	0,00	47,85	47,85	0,00	0,00	1,15	0,88
Триасовый (оленёк-анизий)	D ₁ + D ₂	31,96	31,79	0,00	0,00	31,21	31,21	0,00	0,00	0,75	0,58
Триасовый (ладин-норий)	D ₁ + D ₂	34,93	34,74	0,00	0,00	34,11	34,11	0,00	0,00	0,82	0,63
Юрско-барремский	D ₁ + D ₂	27,58	27,49	0,00	0,00	27,21	27,21	0,00	0,00	0,37	0,28
Всего локализованных в структурах по комплексам	D ₁ + D ₂	470,73	254,93	313,25	107,57	140,38	140,38	14,01	4,61	3,09	2,37

Локализованные прогнозные ресурсы (неструктурные ловушки) категорий D₁ + D₂ (по комплексам). Баренцево море

Название комплекса (НГК, ПНГК)	Категория прогнозных ресурсов	Прогнозные ресурсы категорий D ₁ + D ₂ , млн т у.т.									
		Всего		нефти, млн т		свободного газа, млрд м ³		растворенного газа, млрд м ³		конденсата, млн т	
		геологич.	извлек.	геологич.	извлек.	геологич.	извлек.	геологич.	извлек.	геологич.	извлек.
Кембрийско(?)–среднедевонский	D ₂	1,80	0,70	1,76	0,69	0,00	0,00	0,04	0,01	0,00	0,00
Верхнедевонско-приуральский	D ₂	26,14	9,94	25,57	9,72	0,00	0,00	0,57	0,22	0,00	0,00
Приуральско-татарский	D ₂	50,77	15,74	47,39	14,69	0,00	0,00	3,38	1,05	0,00	0,00
Триасовый (инд)	D ₁ + D ₂	46,56	46,31	0,00	0,00	45,47	45,47	0,00	0,00	1,09	0,84
Триасовый (оленёк–анизий)	D ₁ + D ₂	39,67	39,46	0,00	0,00	38,74	38,74	0,00	0,00	0,93	0,72
Триасовый (ладин–норий)	D ₁ + D ₂	21,90	21,79	0,00	0,00	21,39	21,39	0,00	0,00	0,51	0,40
Юрско-барремский	D ₁ + D ₂	32,70	32,59	0,00	0,00	32,26	32,26	0,00	0,00	0,44	0,33
Всего по комплексам	D ₁ + D ₂	219,54	166,53	74,72	25,10	137,86	137,86	3,99	1,28	2,97	2,29

Прогнозные ресурсы юрско-барремского комплекса составляют 648,22 млн т у.т. (геологические). По фазовому составу прогнозируется газ. Прогнозные ресурсы свободного газа составляют 639,59 млн т у.т., конденсата – 8,63 млн т у.т.; из них локализованные ресурсы структурных ловушек составляют 27,58 млн т у.т. В пределах Штокмановско-Лунинской НГО сосредоточено 26,32 млн т у.т., в пределах Южно-Баренцевской НГО – 1,26 млн т у.т. Локализованные ресурсы неструктурных ловушек составляют 32,70 млн т у.т.; из них в пределах Адмиралтейско-Приновоземельской ПНГО сосредоточено 4,16 млн т у.т., в пределах Штокмановско-Лунинской НГО – 3,21 млн т у.т. и в пределах Южно-Баренцевской НГО – 25,33 млн т у.т. Общие локализованные ресурсы юрско-барремского комплекса составляют 60,26 млн т у.т. Наиболее крупным локальным объектом является структура Лунинская с прогнозными ресурсами 23,98 млн т у.т.

Западно-Сибирская НГПр

Прогнозная оценка палеозойского и триасового перспективных нефтегазодносных комплексов в пределах Предновоземельской НГО проведена впервые и не претендует на истину в последней инстанции. Оценка проведена методом аналогий по удельной плотности ресурсов. В качестве эталонов были выбраны аналоги в пределах ТПП: эталон Северо-Сарембойский с залежью нефти в отложениях нижнего палеозоя и плотностью ресурсов 18,9 тыс. т у.т./км²; эталон Хыльчюуский с газовой залежью в отложениях триаса и плотностью ресурсов 26,89 тыс.т у.т./км².

Прогнозные ресурсы палеозойского комплекса составили 132,68 млн т у.т. (геологические), из них нефть – 125,38 млн т у.т., растворенный газ – 7,3 млн т у.т. В пределах комплекса выявлен один локальный объект сложного строения. Ловушка структурная, тектонически экранированная, с прогнозными ресурсами 6,8 млн т у.т. (геологические), из них нефти – 6,43 млн т у.т., растворенного газа – 0,37 млн т у.т. (табл. 17).

Прогнозные ресурсы триасового комплекса составляют 121,09 млн т у.т., из них газа – 117,92 млн т у.т., конденсата – 3,17 млн т у.т. Локализованные ресурсы триасового ПНГК сосредоточены в неструктурных ловушках и составляют 20,41 млн т у.т. (геологические), из них свободного газа – 19,93 млн т у.т., конденсата – 0,48 млн т у.т.

Прогнозные ресурсы ниже-среднеюрского + верхнеюрского комплекса составляют 169,74 млн т у.т. (геологические). Прогнозные ресурсы нефти составляют 40,82 млн т у.т. Прогнозные ресурсы свободного газа – 122,45 млн т у.т., конденсата – 6,47 млн т у.т. Структурные ловушки не выявлены. Локализованные ресурсы неструктурных ловушек составляют 14,98 млн т у.т. (геологические), из них нефть составляет 3,6 млн т у.т., газ – 10,81 млн т у.т., конденсат – 0,57 млн т у.т.

Общие прогнозные ресурсы меловых комплексов составляют 447,18 млн т у.т. (геологические). По фазовому составу прогнозируется газ. Прогнозные ресурсы свободного газа составляют 404,92 млн т у.т., конденсата – 42,26 млн т у.т. Локализованные ресурсы неструктурных ловушек со-

ставляют 17,02 млн т у.т., из них свободного газа – 15,17 млн т у.т., конденсата – 1,83 млн т у.т.

Прогнозные ресурсы берриас-нижнеготеривского комплекса составляют 140,71 млн т у.т., из них свободного газа – 133,65 млн т у.т., конденсата – 7,06 млн т у.т. Локализованные ресурсы неокома сосредоточены в неструктурных ловушках и составляют 1,85 млн т у.т., из них свободного газа – 1,76 млн т у.т., конденсата – 0,09 млн т у.т.

Прогнозные ресурсы готерив-аптского комплекса составляют 262,67 млн т у.т., из них свободного газа – 232,5 млн т у.т., конденсата – 30,17 млн т у.т. Локализованные ресурсы комплекса сосредоточены в неструктурных ловушках. Прогнозные локализованные ресурсы составляют 8,901 млн т у.т., из них свободного газа – 7,88 млн т у.т., конденсата – 1,02 млн т у.т. (табл. 18).

Прогнозные ресурсы альб-сеноманского комплекса составляют 43,8 млн т у.т., из них свободного газа – 38,77 млн т у.т., конденсата – 5,03 млн т у.т. Локализованные ресурсы неструктурных ловушек составляют 6,25 млн т у.т., из них свободного газа – 0,72 млн т у.т.

Таким образом, в акватории Баренцева моря наиболее высокими перспективами нефтегазоносности обладают триасовый НГК с прогнозными ресурсами 2897,42 млн т у.т. и пермский терригенный (приуральско-татарский) ПНГК с прогнозными ресурсами 973,34 млн т у.т.

Перспективы нефтегазоносности

Перспективы в зоне расположения листов S-39,40 можно оценить как довольно скромные.

Баренцево море. Наиболее высокими перспективами обладает Адмиралтейско-Приновоземельская ПНГО с прогнозными ресурсами 3324,28 млн т у.т. (табл. 19), но эта ПНГО полностью находится в пределах листа, а остальные НГО частично, и только поэтому их прогнозные ресурсы намного меньше. Перспективы Адмиралтейско-Приновоземельской ПНГО будут связаны также с отложениями палеозоя в пределах Адмиралтейского вала.

Локализованные ресурсы Адмиралтейско-Приновоземельской ПНГО составляют 548,29 млн т у.т., из них в структурных ловушках сосредоточено 400,57 млн т у.т., а в неструктурных – 147,72 млн т у.т. (табл. 15, 19).

Перспективы нефтегазоносности Южно-Баренцевской НГО будут связаны как со структурными ловушками, так и с неструктурными, но поскольку объем структурных ловушек оставляет желать лучшего, вряд ли перспективы этой НГО в той части, которая на листе, будут высокими. Прогнозные ресурсы Южно-Баренцевской НГО составляют 1119,58 млн т у.т. (табл. 19).

Локализованные ресурсы Южно-Баренцевской НГО составляют 77,52 млн т у.т., из них по структурным объектам 8,91 млн т у.т., а неструктурным – 66,61 млн т у.т. (табл. 20).

Прогнозные ресурсы Штокмановско-Лунинской НГО, которая на площади листа занимает незначительную часть, составляют 957,8 млн т у.т. (табл. 19).

Локализованные ресурсы Штокмановско-Лунинской НГО составляют 64,46 млн т у.т., из них 61,25 млн т у.т. сосредоточены в структурных ловушках, а 3,21 млн т у.т. – в неструктурных (табл. 20).

Таблица 17

Локализованные прогнозные ресурсы (структурные ловушки) категории D₁ (по комплексам). Карское море

Название комплекса (НГК, ПНГК)	Категория прогнозных ресурсов	Прогнозные ресурсы категории D ₁ , млн т у.т.									
		Всего		нефти, млн т		свободного газа, млрд м ³		растворенного газа, млрд м ³		конденсата, млн т	
		геологич.	извлек.	геологич.	извлек.	геологич.	извлек.	геологич.	извлек.	геологич.	извлек.
Палеозойский	D ₁	6,80	2,04	6,43	1,93	0,00	0,00	0,37	0,11	0,00	0,00
Всего по листу		6,80	2,04	6,43	1,93	0,00	0,00	0,37	0,11	0,00	0,00

Таблица 18

Локализованные прогнозные ресурсы (неструктурные ловушки) категории D₁ (по комплексам). Карское море

Название комплекса (НГК, ПНГК)	Категория прогнозных ресурсов	Прогнозные ресурсы категории D ₁ , млн т у.т.									
		Всего		нефти, млн т		свободного газа, млрд м ³		растворенного газа, млрд м ³		конденсата, млн т	
		геологич.	извлек.	геологич.	извлек.	геологич.	извлек.	геологич.	извлек.	геологич.	извлек.
Триасовый	D ₁	20,41	20,24	0,00	0,00	19,93	19,93	0,00	0,00	0,48	0,31
Нижне-среднеюрский + верхнеюрский	D ₁	14,98	10,96	3,60	0,00	10,81	10,81	0,00	0,00	0,57	0,15
Берриас-нижнеготеривский	D ₁	1,85	1,79	0,00	0,00	1,76	1,76	0,00	0,00	0,09	0,03
Готерив-аптский	D ₁	8,90	8,62	0,00	0,00	7,88	7,88	0,00	0,00	1,02	0,74
Альб-сеноманский	D ₁	6,25	6,05	0,00	0,00	5,53	5,53	0,00	0,00	0,72	0,52
Всего по листу		52,39	47,66	3,60	0,00	45,91	45,91	0,00	0,00	2,88	1,75

Таблица 19

Прогнозные ресурсы категорий D₁ + D₂ (по НГО). Баренцево море

Название объекта	Категория прогнозных ресурсов	Прогнозные ресурсы категорий D ₁ + D ₂ , млн т у.т.									
		Всего		нефти, млн т		свободного газа, млрд м ³		растворенного газа, млрд м ³		конденсата, млн т	
		геологич.	извлек.	геологич.	извлек.	геологич.	извлек.	геологич.	извлек.	геологич.	извлек.
Адмиралтейско-Приновоземельская ПНГО	D ₂	3324,28	2155,49	1653,37	551,59	1547,89	1547,89	86,35	27,78	36,67	28,23
Южно-Баренцевская НГО	D ₁	1119,58	1097,38	22,87	7,09	1072,20	1072,20	1,63	0,51	22,88	17,58
Штокмановско-Лунинская НГО	D ₁	957,80	890,50	85,69	26,56	849,01	849,01	6,11	1,89	16,99	13,04
Всего по НГО	D₁ + D₂	5401,66	4143,37	1761,93	585,24	3469,10	3469,10	94,09	30,18	76,54	58,85

Таблица 20

Локализованные прогнозные ресурсы (структурные ловушки) категорий D₁ + D₂ (по НГО). Баренцево море

Название объекта	Категория прогнозных ресурсов	Прогнозные ресурсы категорий D ₁ + D ₂ , млн т у.т.									
		Всего		нефти, млн т		свободного газа, млрд м ³		растворенного газа, млрд м ³		конденсата, млн т	
		геологич.	извлек.	геологич.	извлек.	геологич.	извлек.	геологич.	извлек.	геологич.	извлек.
Адмиралтейско-Приновоземельская СПНГО	D ₂	400,57	185,09	313,25	107,57	71,59	71,59	14,01	4,61	1,72	1,32
Южно-Баренцевская НГО	D ₁	8,91	8,86	0,00	0,00	8,71	8,71	0,00	0,00	0,20	0,15
Штокмановско-Лунинская НГО	D ₁	61,25	60,98	0,00	0,00	60,08	60,08	0,00	0,00	1,17	0,90
Всего локализованных в структурах по НГО	D₁ + D₂	470,73	254,93	313,25	107,57	140,38	140,38	14,01	4,61	3,09	2,37

Локализованные прогнозные ресурсы категорий D₁ + D₂. Баренцево море

Название объекта	Категория прогнозных ресурсов	Прогнозные ресурсы категорий D ₁ + D ₂ , млн т у.т.									
		Всего		нефти, млн т		свободного газа, млрд м ³		растворенного газа, млрд м ³		конденсата, млн т	
		геологич.	извлек.	геологич.	извлек.	геологич.	извлек.	геологич.	извлек.	геологич.	извлек.
Структурные ловушки	D ₁ + D ₂	470,73	254,93	313,25	107,57	140,38	140,38	14,01	4,61	3,09	2,37
Неструктурные ловушки	D ₁ + D ₂	219,54	166,53	74,72	25,10	137,86	137,86	3,99	1,28	2,97	2,29
Всего локализованных по Баренцеву морю	D ₁ + D ₂	690,27	421,46	387,97	132,67	278,24	278,24	18,00	5,89	6,06	4,66

Локализованные прогнозные ресурсы категории D₁. Карское море

Название объекта	Категория прогнозных ресурсов	Прогнозные ресурсы категории D ₁ , млн т у.т.									
		Всего		нефти, млн т		свободного газа, млрд м ³		растворенного газа, млрд м ³		конденсата, млн т	
		геологич.	извлек.	геологич.	извлек.	геологич.	извлек.	геологич.	извлек.	геологич.	извлек.
Предновоземельская НГО	D ₁	59,19	49,70	10,03	1,93	45,91	45,91	0,37	0,11	2,88	1,75
Структурные ловушки	D ₁	6,80	2,04	6,43	1,93	0,00	0,00	0,37	0,11	0,00	0,00
Неструктурные ловушки	D ₁	52,39	47,66	3,60	0,00	45,91	45,91	0,00	0,00	2,88	1,75
Всего	D ₁	59,19	49,70	10,03	1,93	45,91	45,91	0,37	0,11	2,88	1,75

Прогнозные ресурсы категорий D₁ + D₂ по листам S-39,40

Название объекта	Категория прогнозных ресурсов	Прогнозные ресурсы категорий D ₁ + D ₂ , млн т у.т.									
		Всего		нефти, млн т		свободного газа, млрд м ³		растворенного газа, млрд м ³		конденсата, млн т	
		геологич.	извлек.	геологич.	извлек.	геологич.	извлек.	геологич.	извлек.	геологич.	извлек.
Баренцево море	D ₁ + D ₂	5401,66	4143,37	1761,93	585,24	3469,10	3469,10	94,09	30,18	76,54	58,85
Карское море	D ₁ + D ₂	870,69	716,15	166,20	37,61	645,29	645,29	7,30	2,19	51,90	31,60
Всего по листу	D ₁ + D ₂	6272,35	4859,52	1928,13	622,85	4114,39	4114,39	101,39	32,37	128,44	89,91

Локализованные прогнозные ресурсы категорий D₁ + D₂ по листам S-39,40

Название объекта	Категория прогнозных ресурсов	Прогнозные ресурсы категорий D ₁ + D ₂ , млн т у.т.									
		Всего		нефти, млн т		свободного газа, млрд м ³		растворенного газа, млрд м ³		конденсата, млн т	
		геологич.	извлек.	геологич.	извлек.	геологич.	извлек.	геологич.	извлек.	геологич.	извлек.
Баренцево море	D ₁ + D ₂	690,27	421,46	387,97	132,67	278,24	278,24	18,00	5,89	6,06	4,66
Карское море	D ₁ + D ₂	59,19	49,70	10,03	1,93	45,91	45,91	0,37	0,11	2,88	1,75
Всего по листу	D ₁ + D ₂	749,46	471,16	398,0	134,60	324,15	324,15	18,37	6,0	8,94	6,41

Суммарные прогнозные ресурсы УВ в пределах листов S-39,40 (Баренцево море) составляют 5401,66 млн т у.т. (табл. 13 и 19). Из них локализованные прогнозные ресурсы составляют 690,27 млн т у.т. На долю структурных объектов приходится 470,73 млн т у.т., а на долю неструктурных ловушек – 219,54 млн т у.т. (табл. 21).

Наиболее высоким потенциалом характеризуются структуры Адмиралтейская и Крестовая (преимущественно по палеозою) с ресурсами 281,75 и 72,55 млн т у.т. соответственно. Выделяются структуры Лунинская и Дмитриевская (перспективные по мезозою) с прогнозными ресурсами 53,24 и 12,86 млн т у.т. соответственно. Ресурсный потенциал остальных локальных объектов довольно низкий.

Карское море. Перспективы нефтегазоносности Предновоземельской НГО в пределах листов S-39,40 будут связаны с неструктурными ловушками.

Суммарные прогнозные ресурсы этой части листа составляют 870,69 млн т у.т. (табл. 14). Локализованные ресурсы структурных ловушек составляют 6,8 млн т у.т. (табл. 17, 22). В неструктурных объектах локализовано 52,39 млн т у.т. (табл. 22), что и говорит об их более высоких перспективах.

Суммарные прогнозные ресурсы в пределах листов S-39,40 составляют 6272,35 млн т у.т. Из них на долю нефти приходится 1928,13 млн т у.т., на долю свободного газа – 4114,39 млн т у.т., на долю растворенного газа – 101,39 млн т у.т. и на долю конденсата – 128,44 млн т у.т. (табл. 23).

Общие локализованные ресурсы в пределах листов S-39,40 составляют 749,46 млн т у.т. (табл. 24). Из них на долю нефти приходится 398,0 млн т у.т., на долю свободного газа – 324,15 млн т у.т., на долю растворенного газа – 18,37 млн т у.т., на долю конденсата – 8,94 млн т у.т.

ПРОГНОЗНАЯ ОЦЕНКА ТВЕРДЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ПЕРСПЕКТИВЫ ТЕРРИТОРИИ

Перспективными на территории арх. Новая Земля являются цинк и свинец, марганец, флюорит, золото и горный хрусталь. Сведения о прогнозных ресурсах ведущих полезных ископаемых площади приведены в прил. 3.

ЧЕРНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Марганец

Перспективны проявления и пункты минерализации марганцеворудной терригенно-кремнистой формации, фиксируемые в пределах *Адмиралтейской марганцевой рудоносной зоны потенциальной* (1.2 Мп,Ф/Р₁) площадью 648 км², расположена в южной части Северного острова Новой Земли. Перспективные проявления и пункты минерализации карбонатных минералов марганца в пределах площади локализованы на западном (баренцевоморском) побережье архипелага – от губы Южная Сульменова до зал. Норденшельда (о. Северный) и связаны с отложениями глазовской свиты.

На западном побережье Северного острова марганценозные отложения раннепермского возраста прослежены на расстояние до 130 км в пределах Глазовской антиклинали, осложняющей восточное крыло Баренцевского синклинория. Они представлены пачками переслаивания аргиллитов и глинисто-кремнисто-родохрозитовых пород. Мощность рудоносной пачки колеблется от 20 до 150 м. Рудные прослои (мощностью от 5 до 40 см), линзы и конкреции составляют 10–30 % (до 60 %) от общего ее объема. Карбонаты марганца представлены родохрозитом, кальциевым родохрозитом, манганокальцитом, марганцевым доломитом и анкеритом. Рудные минералы находятся в сростании друг с другом, а также с криптозернистым кремнеземом и глинистыми минералами. Содержание марганца в рудных прослоях и линзах колеблется от 6,2 до 36,6 %, в среднем составляя 15,8–29,9 %. Содержание фосфора варьирует от 0,66 до 0,8 %.

По мнению исследователей региона [Павлов, 1986ф; Новая Земля, 2004], основные перспективы марганценозности Северного острова следует связывать с рудопроявлениями западного побережья; из них наибольший интерес представляют находящиеся на северном побережье губы Глазова (перспективны для перевода их в разряд крупного промышленно значимого месторождения).

Высокие перспективы обнаружения оксидных марганцевых руд, высказанные предшественниками [Павлов, 1986ф; Новая Земля, 2004], основываются на сходстве геологической ситуации и масштабов марганценакопления в районе баренцевоморского побережья архипелага с рудоносными отложениями Рогачевско-Тайнинского района, а также на прямых признаках – обнаружении окисленных родохрозитовых пород (с содержанием марганца 29,71 %) в зоне разрывного нарушения, секущего рудоносную толщу на северном берегу губы Южная Сульменева (Ш-4-5).

Расчет ресурсов категории P_3 для оксидных руд. Для определения площадной удельной продуктивности объекта-аналога используются результаты ГСР-50 и поисковых работ [Павлов, 1986ф; Павлов, Шульга, 1987ф]. На хорошо изученных проявлениях Северо-Тайнинского рудного поля, расположенного в северо-восточной части Рогачевско-Тайнинского марганцеворудного района, были подсчитаны ресурсы марганцевых руд высоких категорий.

Условные запасы (УЗ) Рогачевского-Тайнинского РР (оксидные руды):

$$0,125 \times (P_3 + 2P_2 + 4P_1) = 0,125 \times 4 \times 0,184 = 0,092 \text{ млн т} \\ \text{[Металлогенический, 2012].}$$

Оценка прогнозных ресурсов категории P_1 проводилась для эталонного рудного тела (Альфа-1, находящего в пределах Рогачевского-Тайнинского РР) методом прямого расчета, исходя из следующих данных: площадь рудного тела 3442,5 м², средняя мощность 13 м, объемный вес руд 4,05 т/м³; полученное значение – 0,184 млн т [Павлов, Устинов, 1988ф]. Удельная рудоносность зоны составит 0,05 млн т/км².

Удельная рудоносность (Уд. руд.):

$$0,184 : 3,44 = 0,05 \text{ млн т/км}^2.$$

Расчеты прогнозных ресурсов категории P_3 проведены в контуре Адмиралтейской марганценозной зоны потенциальной площадью 648 км², коэф-

коэффициент подобия принят равным 0,5, коэффициент достоверности – 0,3. Ресурсы категории P_3 составят:

$$648 \text{ км}^2 \times 0,05 \text{ млн т/км}^2 \times 0,5 \times 0,3 = 4,86 \text{ млн т руды, принимаем } 4 \text{ млн т.}$$

Расчет ресурсов категории P_3 для карбонатных руд. Оценка прогнозных ресурсов марганцевых руд категории P_3 проведена через удельную рудоносность эталонного «Рогачевского участка» (проявления, расположенного в северо-западной части Рогачевско-Тайнинского марганцеворудного района) на основании данных ГСР-50 и поисковых работ [Шульга, Повышева, 1991ф]. Площадь объекта – 10 км², глубина подсчета – 100 м. В подсчет ресурсов включались тела мощностью не менее 1 м, среднее содержание металла в рудах – 17,5 %. Прогнозные ресурсы категории P_2 марганцевых руд данного участка оценены в количестве 213 млн т [Шульга, Повышева, 1991ф]. Удельная продуктивность эталонного объекта составляет:

$$213 \text{ млн т} : 10 \text{ км}^2 = 21,3 \text{ млн т/км}^2 \text{ при глубине оценки } 100 \text{ м, приведенная к таковой ПРЗ} - 0,48 \text{ млн т/км}^2.$$

УЗ (условные запасы) Рогачевского-Тайнинского РР (карбонатные руды):

$$0,125 \times (P_3 + 2P_2 + 4P_1) = 0,125 \times 2 \times 213 = 53,25 \text{ млн т} \\ \text{[Металлогенический, 2012].}$$

Уд. руд. Рогачевского-Тайнинского РР (карбонатные руды):

$$53,25 : 10 = 5,325 \text{ млн т/км}^2.$$

Уд. руд. Адмиралтейской ПРЗ:

$$5,325 \times 0,3 \times 0,3 = 0,48 \text{ млн т/км}^2.$$

Расчеты прогнозных ресурсов категории P_3 проведены в контуре Адмиралтейской марганценоносной зоны потенциальной площадью 648 км², коэффициент подобия принят равным 0,5, коэффициент достоверности – 0,3;

Ресурсы категории P_3 составят: $648 \text{ км}^2 \times 0,48 \times 0,5 \times 0,3 = 46,6 \text{ млн т руды, принимаем } 46 \text{ млн т.}$

На перспективный объект составлен паспорт (№ 0461154), прошедший экспертизу ФГБУ «ВСЕГЕИ». К постановке на Федеральный учет рекомендованы прогнозные ресурсы категории P_3 оксидных руд марганца в количестве 4 млн т, карбонатных руд марганца – 46 млн т.

ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Цинк, свинец

Полиметаллическое оруденение, распространенное на листах S-39,40 арх. Новая Земля в пределах Центрально-Новоземельской минерагенической зоны (1), является ведущим для изучаемой территории и представлено двумя рудными формациями (свинцово-цинковой скарновой в пределах Пахтусовской полиметаллически-золотой рудоносной зоны потенциальной (1.3) и свинцово-

цинковой терригенно-карбонатной стратиформной в Матшарском серебро-полиметаллическом рудном районе (1.5). Наличие перспективных промышленно значимых крупных рудных объектов характерно для Матшарского серебро-полиметаллического рудного района (1.5). Здесь устанавливается наибольшая степень дислоцированности пород палеозойского возраста, в т. ч. – разновозрастных карбонатных формаций, вмещающих свинцово-цинковое оруденение. Данное обстоятельство предопределяет возможность образования многочисленных разноформатных структур-ловушек, нередко пространственно сближенных, формирующих (при выполнении их рудным материалом) высокопродуктивные компактные рудные поля.

Матшарский серебро-полиметаллический рудный район расположен в центральной части архипелага по обеим сторонам прол. Маточкин Шар, протягиваясь от губы Безымянная на Южном острове до губы Крестовая на Северном острове, общая площадь района 6133 км². В состав рудного района входят три крупных рудных узла – Безымянинский, Шумилихинский и Митюшихинский. Месторождения и рудопроявления района сульфидной полиметаллической формации генетически относятся к гидротермальным (телетермальным) стратиформным рудным образованиям и пользуются наиболее широким распространением. Они локализируются в карбонатных и терригенных породах палеозоя. Наиболее значимые рудопроявления и месторождения связаны с карбонатными породами. Самыми крупными из них являются месторождение Павловское и рудопроявление Северное в Безымянинском рудном узле и Шумилинское рудопроявление (прогнозируемое месторождение) в Шумилихинском рудном узле.

Наиболее масштабными и подготовленными для освоения сегодня являются свинцово-цинковые объекты Безымянинского рудного узла, сравнительно легко доступные благодаря своему географическому положению. Самым крупным рудным объектом изучаемой территории в целом и Безымянинского рудного узла в частности является Павловское свинцово-цинковое месторождение общей площадью 12 км². В его контуре выделено три рудоносных блока: Западный, Центральный и Восточный. Оруденение оценено канавами и скважинами по простиранию на 800–900 м, по падению свыше 400 м. Руды месторождения преимущественно галенит-сфалерит-пиритовые, массивной, брекчиевой, гнездовой и прожилково-вкрапленной текстуры. Запасы месторождения по категориям С₁ + С₂ составляют: цинка – 1967 тыс. т, свинца – 453 тыс. т, серебра – 672 т. Содержание свинца в рудной массе варьируется в пределах от 1,0 до 2,9 %, цинка – от 1,6 до 20,8 % [Каминский, 2010]. По данным АО «Первая горнорудная компания» на 30 марта 2017 г., балансовые запасы месторождения составляют: 2 млн т цинка, 465 тыс. т свинца и 670 т серебра, прогнозные ресурсы категории Р₁ цинка оценены в 6 млн т, свинца – в 1 млн т.

Также большой интерес представляет Северное рудное поле (проявления V-3-3, V-4-17), расположенное в 16 км севернее Павловского месторождения, образования которого являются собой природный рудный концентрат со средними содержаниями цинка до 35 %, свинца – до 20 %. Несмотря на прогнозируемые сложности разведки, руды Северного рудного поля выгодно отличаются от рудных образований Павловского месторождения практическим отсутствием вредных примесей, высокой концентрацией полезных компонен-

тов, селективным характером локализации свинцовых и цинковых компонентов [Каминский, 2010].

Расчет ресурсов категории P_3 для свинцово-цинковых руд Матшарского серебро-полиметаллического рудного района. Оценка прогнозных ресурсов свинцово-цинковых руд галенит-сфалерит-пиритового состава рудного района проведена путем экстраполяции удельной продуктивности Безымянинского рудного узла, вмещающего одноименное месторождение на потенциально рудоносную площадь терригенно-карбонатных нижнедевонских отложений (грибовская свита), составляющую около 750 км².

По данным ГБЗ, запасы Павловского месторождения для цинка оценены в 2488 тыс. т, для свинца – 549 тыс. т. Площадь Павловского рудного узла – 100 км².

Удельная рудоносность цинка:

$$2488 : 100 = 24,88 \text{ тыс. т/км}^2.$$

Удельная рудоносность свинца:

$$549 : 100 = 5,49 \text{ тыс. т/км}^2.$$

Продуктивная площадь района 750 км², коэффициент подобия 0,5, коэффициент достоверности 0,5.

$$P_3 \text{ Zn} = 750 \times 24,88 \times 0,5 \times 0,5 = 4665 \text{ тыс. т}$$

$$P_3 \text{ Pb} = 750 \times 5,49 \times 0,5 \times 0,5 = 1029 \text{ тыс. т}$$

На перспективный объект составлен паспорт (№ 0461151), прошедший экспертизу ФГБУ «ВСЕГЕИ». К постановке на Федеральный учет рекомендованы прогнозные ресурсы категории P_3 цинка в количестве 4665 тыс. т, свинца – 1029 тыс. т.

Расчет прогнозных ресурсов категории P_3 свинцово-цинковых руд для Безымянинского, Шумилихинского и Митюшихинского рудных узлов проведен методом прямой аналогии с Матшарским серебро-полиметаллическим рудным районом. Удельная рудоносность цинка принята 24,88 тыс. т/км². Удельная рудоносность свинца – 5,49 тыс. т/км².

Продуктивная площадь Безымянинского рудного узла равна 300 км², коэффициент подобия 0,5, коэффициент достоверности 0,5.

$$P_3 \text{ Zn} \text{ Безымянинского рудного узла} = 300 \times 24,88 \times 0,5 \times 0,5 = 1868 \text{ тыс. т}$$

$$P_3 \text{ Pb} \text{ Безымянинского рудного узла} = 300 \times 5,49 \times 0,5 \times 0,5 = 412 \text{ тыс. т}$$

Продуктивная площадь Шумилихинского рудного узла равна 350 км², коэффициент подобия 0,5, коэффициент достоверности 0,5.

$$P_3 \text{ Zn} \text{ Шумилихинского рудного узла} = 350 \times 24,88 \times 0,5 \times 0,5 = 2177 \text{ тыс. т}$$

$$P_3 \text{ Pb} \text{ Шумилихинского рудного узла} = 350 \times 5,49 \times 0,5 \times 0,5 = 480 \text{ тыс. т}$$

Продуктивная площадь Митюшихинского рудного узла равна 270 км², коэффициент подобия 0,5, коэффициент достоверности 0,5.

$$P_3 \text{ Zn} \text{ Митюшихинского рудного узла} = 270 \times 24,88 \times 0,5 \times 0,5 = 1680 \text{ тыс. т}$$

$$P_3 \text{ Pb} \text{ Митюшихинского рудного узла} = 270 \times 5,49 \times 0,5 \times 0,5 = 370 \text{ тыс. т}$$

БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Золото

Перспективы золотоносности региона связаны с проявлением золото-сурьмяной формации в Черногорском полиметаллически-сурьмяно-золоторудном узле (1.3.1). Остальные разрозненные пункты золоторудной минерализации устанавливаются в различных частях Центрально-Новоземельской минерагенической зоны (1). Все они относятся к гидротермальным образованиям золото-сульфидной формации и представлены единичными выделениями самородного золота, находящегося в микроагрегатных сростках с разнообразными минералами сульфидной группы, преимущественно в кварцевых жилах.

Черногорский полиметаллически-сурьмяно-золоторудный узел входит в состав Пахтусовской полиметаллически-золотой рудоносной зоны потенциальной. Рудный узел площадью 110 км² расположен на Карском побережье Северного острова архипелага в районе зал. Цивольки. Характеризуется комплексным разнотипным оруденением, локализованным по периферии и в останцах кровли слабоэродированного массива гранитоидов монцодиорит-гранитовой формации. Оруденение гидротермально-метасоматического генезиса представлено золото-сурьмяной формацией. Оруденение связано с кварцевыми жилами и зонами окварцевания, фиксируемыми в основном по элювиальным развалам, и контролируется продольными субмеридиональными разломами, непосредственно располагается в оперяющих их расколах и зонах дробления северо-западного (290–300°) простирания. Мощность кварцевых жил не превышает 1 м, а окварцевания – первых метров, их протяженность измеряется сотнями метров. Главными рудными минералами в жильном кварце и во вторичных кварцитах являются антимонит и арсенопирит. Руды вкрапленные, гнездово- и желваково-вкрапленные, размер отдельных желваков и гнезд – 10–15 см (до 30 см) в поперечнике. В небольших количествах присутствуют халькопирит, пирит, кобальтин, сфалерит, иногда блеклые руды. По результатам количественного спектрального анализа штучных проб, содержание Sb и As в рудах – более 1 %. По результатам атомно-абсорбционного и пробирного анализов, содержание золота в пробах от 1,6 до 33,1 г/т. Оруденение локализовано либо в роговиках останцов кровли слабоэродированного гранитного плутона, либо во вмещающих массив ороговикованных кремнисто-глинистых отложениях среднего палеозоя [Павлов, 1986ф]. Площадь развития золото-сурьмяных руд составляет около 5 км².

Наиболее близкими аналогами Черногорского проявления являются месторождения золото-сурьмяной формации в Адыча-Тарынской зоне Восточной Якутии [Бергер, 1978], при этом наибольшее сходство оно обнаруживает с известными месторождениями Сарылах и Сенчатан. Последнее весьма близко к Черногорскому проявлению как по общей структурной позиции – зоны соскладчатых разломов с оперяющими их поперечными расколами по границам антиклинальных и синклинальных структур, так и по условиям локализации оруденения – зоны дробления в терригенных породах над слабоэродированными небольшими массивами гранодиоритов; морфологическому типу рудных тел – крутопадающие жилы, зачастую с четкими контактами; минеральному составу жильных и рудных компонентов; параметрам рудных

тел, а также содержанию золота в рудах. Потенциальные перспективы рудопроявления оценены как достаточно высокие, учитывая слабую эродированность массива, т. к. вертикальный размах золото-антимонитового оруденения на месторождениях Восточной Якутии превышает 500 м. Черногорское проявление, как и узел, заслуживает дальнейшего изучения на поисковой стадии, однако существуют определенные сложности, связанные с труднодоступностью данного объекта.

Расчет ресурсов категории P_3 для золота. Прогнозные ресурсы категории P_3 для Черногорского узла площадью 110 км² рассчитаны методом геологической аналогии. Расчет проводился по формуле:

$$M_2 = K \times g \times S_2,$$

где M_2 – прогнозные ресурсы категории P_3 ; K – коэффициент подобия (варьирующий от 0,1 до 1,0; устанавливается экспертно в зависимости от изученности, в данном случае в связи с недостаточной изученностью принимается на уровне 0,3); g – усредненная удельная продуктивность золота, в соответствии с методикой ЦНИГРИ – 0,2 – 0,8 т/км² (Методические рекомендации по оценке прогнозных ресурсов, 2003); в данном случае принимаем наименьшую в количестве 0,2 т/км²; S_2 – площадь рудного узла – 110 км².

Таким образом, для Черногорского рудного узла ресурсы категории P_3 составят:

$$M_2 = 0,3 \times 0,2 \times 110 = 6,6 \text{ т.}$$

На перспективный объект составлен паспорт (№ 0461152), прошедший экспертизу ФГБУ «ВСЕГЕИ». Экспертный совет выражает мнение, что географическое положение и климатические условия неблагоприятны для промышленной разработки Черногорского золоторудного узла. Ресурсы категории P_3 установлены в количестве 6,6 т.

ХИМИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

Флюорит

По наличию крупного рудопроявления на о. Берха, которое по своим характеристикам соответствует малому месторождению, и группы проявлений южнее губы Крестовая выделена Крестовская флюоритовая рудоносная зона (1.1) шириной до 20 км, прослеженная более чем на 350 км тянется узкой полосой по западному побережью Северного острова арх. Новая Земля: от губы Грибовая до о. Берха. В нее входят три крупных рудопроявления флюорита, расположенных между губами Митюшиха и Крестовая и одно крупное рудопроявление на о. Берха.

Проявления флюорита в границах зоны относятся к флюоритовой карбонатной стратиформной формации и локализованы в нижнекаменноугольных карбонатных отложениях моисеевской свиты. Наиболее значительная флюоритовая минерализация отмечена в районе губы Дровяная и на о. Берха, на юго-восточном берегу которого выявлена флюоритоносная зона шириной 20 м, прослеженная в северо-восточном направлении вдоль контакта нижне-

каменноугольных известняков с перекрывающими их аргиллитами среднего карбона на юго-восточном крыле антиклинальной складки. Протяженность зоны – около 1 км. Минерализация представлена гнездами до 0,5 м в поперечнике и жилами кальцит-флюоритового состава мощностью до 1 м. Содержание флюорита в рудах, по данным штучного опробования, – от 20–30 до 40–60 %.

По мнению исследователей региона [Павлов, 1986ф; Тектоника ... , 1992; Новая Земля ... , 2004], Крестовская флюоритовая рудоносная зона (1.1) оценивается как перспективная для проведения крупномасштабных поисково-оценочных работ второй очереди. А. П. Каленич предполагает, что проявление флюорита на о. Берха по своим характеристикам соответствует среднему месторождению с запасами более 600 тыс. т. Положительным фактором для постановки здесь более детальных исследований является тот факт, что на значительном протяжении Крестовская зона практически совпадает с Адмиралтейской марганцевой рудоносной зоной потенциальной (1.2).

Расчет ресурсов категории P_3 для плавикового шпата проводится методом аналогии. В качестве эталонного объекта используется сходное по геологическому строению и относящееся к тому же геолого-промышленному типу Амдерминское месторождение, активно обрабатываемое до 1951 г. Площадь Амдерминского месторождения – 6,6 км². Суммарные запасы составляют 841,6 тыс. т. плавикового шпата. Удельная продуктивность эталонного объекта составляет:

$$841,6/6,6 = 127,5 \text{ тыс. т/км}^2.$$

Удельная продуктивность для площади развития продуктивных таксонов в Крестовской ПРЗ принята с коэффициентом $0,3 \times 0,3 \times 0,3$ и равна 3,44 тыс. т/км². Коэффициент подобия, учитывающий схожесть геологических условий сопоставляемых объектов, принят равным 0,3, коэффициент достоверности равен 0,4. Ресурсы категории P_3 Крестовской ПРЗ составят:

$$P_3 = 3,44 \times 0,4 \times 0,3 \times 2187 = 902 \text{ тыс. т, принимаем } 0,9 \text{ млн т.}$$

На перспективный объект составлен паспорт (№ 046115), прошедший экспертизу ФГБУ «ВСЕГЕИ». К постановке на Федеральный учет рекомендованы прогнозные ресурсы категории P_3 плавикового шпата в количестве 0,9 млн т.

ОПТИЧЕСКИЕ МАТЕРИАЛЫ

Кварц

Проявления кварца связаны с хрусталеносными кварцевыми жилами в разновозрастных терригенных и карбонатных породах. Преимущественно распространены в Центрально-Новоземельской хрусталеносной потенциальной рудоносной зоне (1.4). В 1950-е годы на этой территории велись поисковые работы на пьезокварц, при этом была дана отрицательная оценка [Лоскутов, 1959]. Плавки нескольких технологических проб показали, что кварц может быть использован при производстве оптического стекла марок КВ, КИ и КУ.

Центрально-Новоземельская хрусталеносная рудоносная зона потенциальная расположена в центральной части архипелага по обеим сторонам

прол. Маточкин Шар, протягивается широкой полосой от губы Безымянная на Южном острове до губы Глазова на Северном острове, общая площадь зоны 12 210 км². Хрусталеносная зона включает в себя около 30 объектов рудного сырья. Проявления и месторождения горного хрусталя представляют собой скопления (хрусталеносные поля) кварцевых жил мощностью от нескольких сантиметров до первых метров, редко до 10–15 м, в разной степени насыщенных хрусталеносными полостями. Протяженность отдельных жил составляет десятки-сотни метров. Хрусталеносные полости обычно располагаются в центральных частях жил, в местах пересечения разноориентированных трещин либо в их зальбандах. Наиболее крупными объектами Центрально-Новоземельской хрусталеносной зоны потенциальной являются проявления на оз. Гольцовое, р. Водопадная, горе Белая и на оз. Долгое (Ш-5-8, Ш-5-9, V-4-4, IV-5-2).

На рудопроявлении оз. Долгое (IV-5-2) хрусталеносные жилы локализованы в силлах средне-позднедевонских долеритов, прорывающих песчано-глинистые толщи среднего девона. Кварцевые и кальцит-кварцевые жилы имеют северо-западное простирание и круто падают на северо-восток. Их мощность составляет от 20–30 см до 10–15 м (в среднем 1 м), а протяженность – от 30 до 70 м. Гнезда кристаллов кварца приурочены к зальбандам, реже находятся в центральных частях жил. Кристаллы размером от 6–10 см до 0,5 м хорошо огранены, прозрачны, бесцветны и почти не содержат включений. Их средняя масса – 350 г, максимальная – 20 кг. Выход кондиционного кристаллосырья проявления оз. Долгое составляет 5,74 кг на 500 кг кристаллов, т. е. 0,01. Выход моноблоков – 47 г или 0,0001 [Павлов, Шульга, 1987ф]. По результатам лабораторных исследований, кварц является достаточно чистым и может использоваться для получения высококачественного оптического сырья.

Широкое развитие хрусталеносных кварцевых жил и значительные их параметры позволяют считать центральные районы Северного острова Новой Земли потенциально перспективными для выявления месторождений кварца, пригодного для плавки. Вместе с тем, относительно небольшой объем хрусталеносных полостей и гнезд, а также крайне низкий выход кондиционного сырья значительно снижают перспективы Центрально-Новоземельской хрусталеносной зоны, а ее труднодоступность не позволяет здесь в ближайшем будущем прогнозировать поисково-оценочные работы. В случае их постановки они должны носить ревизионный характер на известных уже проявлениях озер Долгое, Гольцовое, р. Водопадная, горы Белая и др.

Расчет ресурсов категории Р₃ для пьезоэлектрического кварца. Прогнозные ресурсы категории Р₃ для Центрально-Новоземельской хрусталеносной зоны потенциальной (площадь 12 210 км²) определены, исходя из прямого расчета прогнозных ресурсов по 15 кварцевым жилам локального рудного поля оз. Долгое площадью 0,4 км² по формуле:

$$P_2 = d \times L \times h \times m \times n \times C_{cp} \times k,$$

где ($d = 2,65 \text{ т/м}^3$ – уд. масса кварца, L – средняя протяженность рудных залежей, h – расчетная глубина; m – средняя ширина залежей; n – количество залежей; C_{cp} – содержание моноблоков (%) $k = 0,2$ коэффициент достоверности).

P_2 горный хрусталь оз. Долгое = $2,65 \text{ т/м}^3 \times 20 \text{ м} \times 100 \text{ м} \times 1 \text{ м} \times 15 \times 0,01 \times 0,2 = 1,6 \text{ т}$.

Прогнозные ресурсы категории P_3 горного хрусталя для производства оптического кварцевого стекла рассчитаны по 30 рудопроявлениям и пунктам минерализации в пределах Центрально-Новоземельской хрусталеносной рудоносной зоны потенциальной при коэффициенте подобия $K = 0,5$ составят:

Прогнозные ресурсы категории P_3 (по 30 рудопроявлениям) $= 1,6 \times 30 \times 0,5 = 24$ т.

Прогнозные ресурсы категории P_2 коллекционного сырья для рудопроявления оз. Долгое рассчитывается по формуле, приведенной выше с $C_{cp} = 0,01$, коэффициентом достоверности $= 0,2$.

P_2 коллекционного сырья оз. Долгое $= 2,65 \times 20 \times 100 \times 1 \times 15 \times 0,01 \times 0,2 = 160$ т.

Прогнозные ресурсы категории P_3 (по 30 рудопроявлениям) $= 160 \times 30 \times 0,5 = 2400$ т.

На перспективный объект составлен паспорт (№ 0461150), прошедший экспертизу ФГБУ «ВСЕГЕИ». К постановке на территориальный учет рекомендованы прогнозные ресурсы категории P_3 горного хрусталя Центрально-Новоземельской рудной зоны потенциальной: для производства оптического кварцевого стекла в количестве 24 т, для добычи коллекционного сырья в количестве 2,4 тыс. т.

Проявления железа, меди, никеля, мышьяка, фосфоритов, агатов, фиксируемые в пределах рассматриваемого региона, не имеют достаточно продуктивного выражения, как по масштабам и полноте проявленных процессов, так и по качеству минерализации. Заслуживают внимания и, возможно, дальнейшего доизучения повышенные концентрации молибдена в составе комплексного свинец-цинк-золоторудного проявления на мысе Отвесный (до 0,46%), превышающие в несколько раз промышленные значения.

ГИДРОГЕОЛОГИЯ

Рассматриваемая площадь Западно-Арктического шельфа охватывает фрагменты Баренцево-Карской субаквальной и Западно-Сибирской артезианских областей. Они состоят из крупных артезианских бассейнов платформенного типа, которые разделены Урало-Новоземельской гидрогеологической складчатой областью [Государственная ... , листы S-(36),37, 2000].

Гидрогеологические условия исследуемого района изучались в основном в региональном плане по косвенным данным. Впервые гидрогеологическое районирование арктических шельфов с выделением артезианских областей и бассейнов гидрогеологических складчатых областей было проведено Н. И. Толстихиным [Толстихин, 1967]. В 1973 г. сотрудниками ВСЕГЕИ, ЛГИ и НИИГА была составлена карта основных типов гидрогеологических структур масштаба 1 : 7 500 000, охватывающая не только всю территорию СССР, но и прилегающие акватории [Зайцев, 1974; Басков, 1974].

Результаты бурения, проведенного в 1980–1990-е годы АМНГР, АМИГЭ на шельфе Баренцева моря в основном подтвердили региональные гидрогеологические особенности водоносных пластов Баренцево-Карской артезианской области, с прогнозированных в 1970–1980-х годах [Басков, 1974; Неизвестнов, 1983; Неизвестнов, 1971; Неизвестнов, 1977ф].

В 2004 г. С. А. Козловым опубликована структурно-гидрогеологическая схема Западно-Арктического шельфа России [Козлов, 2004], на основе которой (с некоторыми изменениями) приводится районирование в настоящей работе. Район работ охватывает шельфы Баренцева и Карского морей и центральную часть арх. Новая Земля. В отличие от вышеназванной схемы [Козлов, 2004], в настоящей работе Предновоземельский артезианский бассейн, ввиду общности условий, также отнесен к Баренцево-Карской артезианской области.

Таким образом, на акваториальной площади листов S-39,40 можно выделить следующие гидрогеологические структуры: Баренцево-Карскую артезианскую область (*I*), которая включает в себя Восточно-Баренцевоморский (*I*₁), Южно-Баренцевоморский (*I*₂), Предновоземельский (*I*₃) артезианские бассейны и Западно-Сибирскую артезианскую область (*III*) с Южно-Карским артезианским бассейном (*III*₁).

Территория суши представлена арх. Новая Земля, входящим в состав Пай-хойско-Новоземельской гидрогеологической складчатой области (*II*). Исходя из геолого-структурных предпосылок, данная область подразделяется на Северо-Новоземельский (*II*₁) и Южно-Новоземельский (*II*₃) гидрогеологические

адмассивы пластово-трещинных, трещинно-жильных, местами трещинно-карстовых вод, приуроченные к антиклинориям. Между адмассивами выделен Кармакульский адартезианский бассейн (II₂) пластово-трещинных, трещинно-пластовых, трещинно-жильных, местами трещинно-карстовых скоплений подземных вод, расположенный в пределах Кармакульской седловины.

Расположение вышеназванных областей на территории листов S-39,40 показано на гидрогеологической схеме.

Баренцево-Карская субаквальная артезианская область занимает основную часть площади листов S-39,40. Фундамент области с глыбами добайкальской консолидации слагает нижний гидрогеологический этаж с преимущественно трещинно-жильными водами. Наиболее древние из платформенных – кембрийско?-среднедевонские отложения и верхнедевонско-нижнепермские вмещают водоносные комплексы с трещинно-пластовыми скоплениями подземных вод, содержащие преимущественно рассольные, существенно хлоридные воды, минерализация которых может достигать 140–200 г/кг [Неизвестнов, 1977ф].

Для артезианских бассейнов, в зависимости от вещественного состава пород, их коллекторских свойств, возраста, проведена гидрогеологическая стратификация разрезов с выделением водоносных комплексов, а в их пределах – водоносных и водоупорных горизонтов. Необходимо отметить, что в связи со слабой изученностью подземных вод в акватории эти подразделения носят условный характер. На «Гидрогеологической схеме» показано распространение первых от поверхности гидрогеологических подразделений, залегающих под относительно маломощным чехлом четвертичных отложений.

Основные водоносные комплексы палеозойских и мезозойских отложений Восточно-Баренцевоморского, Южно-Баренцевоморского и Предновоземельского артезианских бассейнов представлены в табл. 25.

Четвертичный водоносный комплекс (Q) повсеместно распространен на площади листа (поэтому на схеме не показан). Комплекс отличается пестротой вещественно-генетического состава отложений и значительными вариациями их мощности: от 5–10 до 75–100 м. Он представлен песчано-алевритоглинистыми отложениями с включениями грубообломочного материала, глинистыми илами с примесью алеврита, слоистыми глинами, суглинками с примесью песка, дресвы, щебня. Максимальная пористость песчаных пород – 20–40 %. Минерализация поровых вод по основному химическому составу не отличается от придонных вод, соответствует солёности морской воды (33–35 г/дм³). Однако устойчиво окислительная обстановка придонных вод, характеризующаяся положительными значениями окислительно-восстановительного потенциала $E_h =$ от +406 до +450 мV, уже в верхнем слое осадков (интервал 0,2–1,5 м) изменяется на восстановительную обстановку с $E_h =$ от –35 до –317 мV. Агрессивность поровых вод донных осадков незначительна. Значения pH изменяются от 7,4 на поверхности осадков до 7,15 на глубине 50 см. Далее значения pH постепенно уменьшаются до 6,95 на горизонте 290–310 см [Океанологические ... , 1996].

**Гидрогеологическая стратификация Баренцево-Карской, Пайхойско-Новоземельской и Западно-Сибирской областей
в пределах листов S-39,40**

Стратиграфические подразделения		Гидрогеологические подразделения				
Система	Отдел	Водоносные комплексы*	Водоносные и водоупорные горизонты	Литологический состав, пористость, %	Тип скоплений подземных вод	Химический тип вод (по В. А. Сулину), минерализация (г/дм ³)
Баренцево-Карская артезианская область (Восточно-Баренцевоморский, Южно-Баренцевоморский и Предновоземельский артезианские бассейны)						
Четвертичная		Четвертичный водоносный комплекс (Q)		Пески, алевриты, глины с включениями грубообломочного материала, глинистые илы, суглинки с примесью песка, дресвы, щебня	Поровые	33–35 г/дм ³
Меловая	Верхний	Аптско-верхнемеловой водоносный комплекс (K _{1a} -K ₂)	Среднеальбско-верхнемеловой водоупорный горизонт	Глауконитовые глины с редкими маломощными прослоями алевролитов и песчаников в верхней части толщи, известковистые и алевритистые глины в нижней		
	Нижний		Верхнеаптско-нижнеальбский водоносный горизонт	В нижней части глины, выше – переслаивание глин, песчаников и алевролитов с линзами бурых углей	Порово-пластовые	Хлормagneиный, до 35 г/дм ³
			Нижне-среднеаптский водоносный горизонт	Песчаники, алевролиты, глины, прослой углистых пород. Пористость 20–40 %	Порово-пластовые	Хлормagneиный, до 35 г/дм ³

Стратиграфические подразделения		Гидрогеологические подразделения				
Система	Отдел	Водоносные комплексы*	Водоносные и водоупорные горизонты	Литологический состав, пористость, %	Тип скоплений подземных вод	Химический тип вод (по В. А. Сулину), минерализация (г/дм ³)
Юрская	Верхний	Верхнетриасовый–нижнемеловой водоносный комплекс (Т _{3к2} -К _{1br})	Валанжин-барремский водоупорный горизонт	Аргиллитоподобные глины с углефицированными растительными остатками, в верхней части с прослоями алевролитов и песчаников		
			Юрско-нижнеберриасский водоупорный горизонт	«Черные глины» с прослоями алевролитов и песчаников		
			Средний	Нижне-среднеюрский водоносный горизонт	Внизу песчаники с маломощными прослоями аргиллитов и алевролитов, выше – переслаивание песчаников, алевролитов и аргиллитов	Порово-трещинно-пластовые
	Нижний		Верхнетриасовый (верхнекарнийско-норийский) водоносный горизонт	Чередование пачек песчаников, алевролиты и аргиллиты, включающие линзы углей, пористость 15–25 %	Порово-трещинно-пластовые	Гидрокарбонатно-натриевый и хлоркальциевый, 7–47 г/дм ³
Триасовая	Верхний	Среднепермско-триасовый водоносный комплекс (Р ₂ -Т _{3к1})	Средне-верхнетриасовый (ладинско-нижнекарнийский) водоупорный горизонт	Внизу пестроокрашенные аргиллиты с прослоями песчаников, выше – песчаники, алевролиты и аргиллиты с линзами и прослоями углей		
	Средний		Нижне-среднетриасовый (оленёкско-анзийский) водоносный горизонт	Пестроцветные аргиллиты с прослоями и пачками алевролитов и песчаников. Пористость 14–16,5 %	Порово-трещинно-пластовые	Хлоркальциевый, гидрокарбонатно-натриевый, 7–90 г/дм ³
	Нижний					

Стратиграфические подразделения		Гидрогеологические подразделения				
Система	Отдел	Водоносные комплексы*	Водоносные и водоупорные горизонты	Литологический состав, пористость, %	Тип скоплений подземных вод	Химический тип вод (по В. А. Сулину), минерализация (г/дм ³)
Пермская	Татарский		Среднепермский–нижнетриасовый (индский) водоносный горизонт	В нижней части – аргиллиты, алевролиты, песчаники, в верхней – песчаники, алевролиты и аргиллиты характерного красно-коричневого цвета. Пористость 14–16,5 %	Порово-трещинно-пластовые	Хлоркальциевый, гидрокарбонатно-натриевый, 7–90 г/дм ³
	Биармийский					
	Приуральский	Верхнедевонско-нижнепермский водоносный комплекс (D _{3f2} -P ₁)	Приуральский (артинский–уфимский) водоупорный горизонт	Алеврито-глинистые породы. Сложен аргиллитами и алевропелитами углистыми темно-серыми пластинчатыми и листоватыми, с вкрапленностью пирита		
			Приуральский (ассельский–сакмарский) водоносный горизонт	Карбонатные (рифогенные) отложения, прослой мергелей, известняков, спонголитов	Трещинно-пластовые	Хлоркальциевый, до 200 г/дм ³
Каменно-угольная	Верхний		Каменноугольный водоносный горизонт	Органогенные и пелитоморфные известняки, изредка глинистые или кремнистые	Трещинно-пластовые	Хлоркальциевый, до 200 г/дм ³
	Средний					
	Нижний					
Девонская	Верхний		Верхнедевонский–нижнекаменноугольный водоносный горизонт	В нижней части – морские органогенные известняки, выше – карбонатно-терригенные породы, доломиты с прослоями терригенных пород	Трещинно-пластовые	Хлоркальциевый, до 200 г/дм ³

Стратиграфические подразделения		Гидрогеологические подразделения				
Система	Отдел	Водоносные комплексы*	Водоносные и водоупорные горизонты	Литологический состав, пористость, %	Тип скоплений подземных вод	Химический тип вод (по В. А. Сулину), минерализация (г/дм ³)
Кембрийская		Кембрийско?-верхнедевонский водоносный комплекс (С? - D _{3f1})	Верхнедевонский (нижне-франский) водоупорный горизонт	Алеврито-глинистые породы Терригенно-карбонатные и карбонатные породы		
	Средний		Кембрийско?-верхнедевонский водоносный комплекс (С? - D _{3f1})	Пористость <10 %	Трещинно-пластовые	Хлоркальциевый, 140–200 г/дм ³
	Нижний					
Пайхойско-Новоземельская гидрогеологическая складчатая область (Северо-Новоземельский и Южно-Новоземельский адмассивы, Кармакульский адартезианский бассейн)						
Q		Четвертичный водоносный комплекс		Пески, алевриты, глины с включениями грубообломочного материала, глинистые илы, суглинки с примесью песка, дресвы, щебня	Поровые	33–35 г/дм ³
PZ-MZ		Палеозойско-мезозойский водоносный комплекс (PZ-MZ)	Верхнепермско-нижнетриасовый (адмиралтейский) водоносный субкриогенный горизонт	Песчаники, алевролиты, аргиллиты	Трещинные, пластово-трещинные	Хлоридно-натриево-кальциевый, до 200 г/дм ³
			Пермский (локально-водоносный) субкриогенный горизонт	Песчаники, алевролиты, аргиллиты, доломиты	Трещинные, пластово-трещинные	Хлоридно-натриево-кальциевый, до 200 г/дм ³
			Девонско-нижнепермский субкриогенный горизонт	Карбонатно-терригенные породы	Трещинные, пластово-трещинные	Хлоридно-натриево-кальциевый, до 200 г/дм ³

Стратиграфические подразделения		Гидрогеологические подразделения				
Система	Отдел	Водоносные комплексы*	Водоносные и водоупорные горизонты	Литологический состав, пористость, %	Тип скоплений подземных вод	Химический тип вод (по В. А. Сулину), минерализация (г/дм ³)
			Силурийско-каменноугольный водоносный горизонт	Известняки, доломиты, песчаники, сланцы	Карстово-трещинные, пластово-карстово-трещинные	Хлоридно-натриево-кальциевый, до 200 г/дм ³
			Кембрийско-каменноугольный водоносный (локально-водоносный) субкриогенный горизонт	Терригенные и карбонатно-терригенные породы, сланцы	Трещинные, пластово-карстово-трещинные	Хлоридно-натриево-кальциевый, до 200 г/дм ³
PR ₂		Позднепротерозойский водоносный комплекс (PR ₂)	Рифейско-вендский слабо-водоносный, локально-водоносный субкриогенный горизонт	Кварциты, сланцы, метапесчаники, граниты. Пористость <5 %	Трещинно-жильные	Хлоридно-натриево-кальциевый, до 200 г/дм ³
Западно-Сибирская артезианская область (Южно-Карский артезианский бассейн)						
Четвертичная		Четвертичный водоносный комплекс (Q)		Пески, алевроиты, глины с включениями грубообломочного материала, глинистые илы, суглинки с примесью песка, дресвы, щебня	Поровые	33–35 г/дм ³
Неогеновая		Кайнозойский (палеоцен-миоценовый) водоносный комплекс (P ₁ -N ₁)	Палеоцен-миоценовый водоносный горизонт	Глинистые алевроиты, алевролитовые глины, пески; прослой бурых углей. Глины, алевролиты, пески, опоки и диатомиты. Пористость 15–35 %	Поровые	Гидрокарбонатно-натриевый и хлоридно-натриевый; 0,05–3,0 г/дм ³
Палеогеновая						
Меловая	Верхний	Меловой водоносный комплекс (K _{1,2} -K ₂)	Верхнемеловой водоупорный горизонт	Глины опоквидные, алевроиты, прослой песков		

Стратиграфические подразделения		Гидрогеологические подразделения				
Система	Отдел	Водоносные комплексы*	Водоносные и водоупорные горизонты	Литологический состав, пористость, %	Тип скоплений подземных вод	Химический тип вод (по В. А. Сулину), минерализация (г/дм ³)
	Нижний		Верхнеготерив-сеноманский водоносный горизонт	Песчано-алевритовые породы, песчаные, песчано-глинистые с прослоями углей, с включениями растительных остатков. Пористость 15–30 %	Поровые	Хлоркальциевый, гидрокарбонатно-натриевый, 3–35 г/дм ³
			Берриас-готеривский водоупорный горизонт	Аргиллиты, прослои алевролитов и песчаников		
Юрская	Верхний	Юрско-нижнемеловой водоносный комплекс (J-K ₁)	Среднеюрско-нижнемеловой водоупорный горизонт	Аргиллиты, алевролиты	Поровые	Гидрокарбонатно-натриевый, 3–10 г/дм ³
	Средний		Нижне-среднеюрский водоносный горизонт	Песчано-алевритовые породы Пористость 9–12 %		
	Нижний	Триасовый–нижнеюрский(?) водоносный комплекс (T-J ₁ (?))	Нижнеюрский(?) водоупорный горизонт	Глинистые (аргиллиты?) породы, алевролиты, прослои песчаников		
			Триасовый–нижнеюрский водоносный горизонт	Алевролитовые, песчаные породы Пористость – ?	Трещинные, порово-трещинные	Гидрокарбонатно-натриевый (хлоркальциевый?), > 10 г/дм ³
Триасовая	Верхний	Триасовый–нижнеюрский(?) водоносный комплекс (T-J ₁ (?))	Триасовый–нижнеюрский водоносный горизонт	Алевролитовые, песчаные породы Пористость – ?	Трещинные, порово-трещинные	Гидрокарбонатно-натриевый (хлоркальциевый?), > 10 г/дм ³
Средний						
Нижний						

* Выделены с учетом данных Е. Г. Бро, Я. В. Неизвестнова, А. К. Гудковой, В. М. Комарницкого.

Аптско-верхнемеловой водоносный комплекс (K_1a-K_2) распространен в западной части листов, в основном в пределах Восточно- и Южно-Баренцево-морского артезианских бассейнов. Мощность комплекса варьирует от 420 до 1360 м. В разрезе аптско-верхнемелового комплекса выделяются среднеальбско-верхнемеловой водоупорный, верхнеаптско-нижнеальбский водоносный и ниже-среднеаптский водоносный горизонты. Условия осадконакопления в указанных бассейнах позволяют предполагать достаточно высокую фильтрационную способность песчаных отложений аптско-верхнемелового комплекса. С проницаемыми интервалами комплекса связаны порово-пластовые скопления подземных вод с минерализацией до 35 г/дм³, хлормагниевого типа [Неизвестнов, 1977ф; Бро, 1993].

Среднеальбско-верхнемеловой водоупорный горизонт ($K_1a_{2-3}-K_2$) присутствует на борту Южно-Баренцевской впадины, в восточной части Лудловской седловины и на южном борту Северо-Баренцевской впадины. В составе толщи, в верхней части преобладают глауконитовые глины с редкими маломощными прослоями алевролитов и песчаников, в нижней – известковистые и алевролитистые глины. Мощность горизонта достигает 420 м.

Верхнеаптско-нижнеальбский водоносный горизонт ($K_1a_3-a_{1-1}$) представлен в нижней части глинами, выше – переслаиванием глин, песчаников и алевролитов с линзами бурых углей. Мощность горизонта достигает 600 м.

Ниже-среднеаптский водоносный горизонт (K_1a_{1-2}) представлен чередованием пластов песчаников мощностью 5–25 м, алевролитов, глин с прослоями углистых пород. Пористость пород составляет 20–40 %. Мощность горизонта достигает 100–340 м.

Верхнетриасовый–нижнемеловой водоносный комплекс ($T_3k_2-K_1b_1$) включает в себя валанжин-барремский водоупорный, юрско-нижнеберриасский водоупорный, ниже-среднеюрский водоносный, верхнетриасовый (верхнекарнийско-норийский) водоносный горизонты. Мощность слагающих его отложений изменяется от 2100 м в районе поднятий до 4260 м в краевых зонах впадин. Учитывая характер погружения бассейна, напоры подземных вод могут значительно превышать нормальные гидростатические. Водоносные горизонты содержат гидрокарбонатно-натриевые и хлоркальциевые подземные воды порово-пластового и порово-пластово-трещинного типа с минерализацией 7–47 г/дм³ [Гудкова, 1993].

Валанжин-барремский водоупорный горизонт (K_1v-b_1) состоит из аргиллитоподобных глин с углефицированными растительными остатками, в верхней части – с прослоями алевролитов и песчаников. Мощность горизонта – до 1050 м.

Юрско-нижнеберриасский водоупорный горизонт ($J-K_1b_1$) сложен «черными глинами» с маломощными прослоями алевролитов и песчаников.

Ниже-среднеюрский водоносный горизонт (J_{1-2}) слагают в нижней части песчаники с маломощными прослоями аргиллитов и алевролитов, выше – переслаивание песчаников, алевролитов и аргиллитов.

Эти водоупорные горизонты представляют собой региональный флюидоупор, в основном за счет выдержанных по площади глинистых пластов келловоя – нижнего берриаса и валанжина–баррема.

Верхнетриасовый (верхнекарнийско-норийский) водоносный горизонт (T_{3k2-n}) слагают пачки песчаников и алевролитов, с которыми и связана его водоносность, мощностью от нескольких метров до десятков метров, с линзами углей, чередующихся с аргиллитами. Пористость пород – 15–25 %. Мощность горизонта – 1000–2250 м.

Среднепермско-триасовый водоносный комплекс (P_2-T_{3k1}) связан с терригенными отложениями. Мощность комплекса составляет 4–9 км. В верхней части водоносного комплекса выделяется средне-верхнетриасовый (ладинско-нижнекарнийский) водоупорный горизонт ($T_{2l}-T_{3k1}$). В нижней части он сложен пестроокрашенными аргиллитами с редкими прослоями песчаников, в верхней – песчаниками, алевролитами и аргиллитами с линзами и прослоями углей.

Проницаемая часть комплекса представлена *нижне-среднетриасовыми (олёньско-анизийским)* ($T_{10}-T_{2a}$) и *среднепермским-нижнетриасовым (индским)* (P_2-T_{1i}) водоносными горизонтами. С пермскими терригенными (казанско-вятскими) толщами связаны скопления подземных вод порово-трещинно-пластового типа с минерализацией от 7 до 90 г/дм³.

Триасовые отложения, изученные в бортовой зоне Южно-Баренцевской впадины, представлены алевролитами и песчаниками и обладают низкими фильтрационно-емкостными свойствами. Повышенные емкостные свойства присущи песчаникам южной части района, пористость которых может достигать 14,0–16,5 % [Гудкова, 1993]. В средне- и нижнетриасовых отложениях получена вода пониженной минерализации – 7 г/дм³ гидрокарбонатно-натриевого типа.

Верхнедевонско-нижнепермский водоносный комплекс ($D_{3f2}-P_1$) представлен в нижней части морскими органогенными известняками, в верхней – карбонатно-терригенными породами, доломитами с пачками гипсов, содержащими трещинно-пластовые скопления рассольных вод, минерализация которых достигает 200 г/дм³. Отложения комплекса залегают на значительных глубинах.

В качестве относительного водоупора могут рассматриваться артинские глинистые известняки, а основной экранирующей толщей служат глинисто-кремнистые отложения нижней части кунгурского яруса. Лучшими коллекторскими свойствами в разрезе комплекса обладают визейские терригенные и верхнегжельско-среднеассельские карбонатные (рифогенные) отложения, пористость которых может достигать 20 %.

Кембрийско?-верхнедевонский водоносный комплекс ($\mathcal{C}?-D_{3f1}$) связан с преимущественно карбонатной толщей кембрия? – ордовика – нижнего силура и терригенными отложениями среднего девона – нижнего франа, мощностью 800–4000 м. Комплекс залегает на большой глубине, поэтому может содержать незначительные скопления вод трещинно-пластового и трещинно-жильного типов, представленных рассольными хлоридными водами с минерализацией 140–200 г/дм³ [Неизвестнов, 1977ф]. Водоупором служат алевроито-глинистые отложения нижефранского подъяруса.

Пайхойско-Новоземельская гидрогеологическая складчатая область имеет двухэтажное строение. *Верхний этаж* сложен главным образом палеозойско-мезозойским (PZ-MZ) водоносным, локально водоносным субкриогенным комплексом трещинных вод и включает в себя: верхнепермско-нижне-

триасовый (P_3 - T_{1ad}), пермский (P), девонско-нижнепермский (D- P_1), силурийско-каменноугольный (S-C), кембрийско-каменноугольный (C-C) водоносные горизонты. Отложения представлены известняками, сланцами и песчаниками морского происхождения суммарной мощностью более 3 км. Нижний гидрогеологический этаж сложен метаморфизованными массивными, интенсивно дислоцированными образованиями позднепротерозойского возраста (RF-V) с весьма незначительными скоплениями рассольных трещинно-жильных вод.

Стратификация подземных вод района определяется не столько строением и соотношением в разрезе различных литологических комплексов, сколько мощностью и строением многолетнемерзлой толщи, ее температурным режимом, условиями и динамикой современного развития толщ горных пород.

Многолетнемерзлые породы (ММП) в пределах Пайхойско-Новоземельской гидрогеологической складчатой области имеют температуру от -3 до -10 °C и сплошное распространение, прерываемое редкими таликами: подрусловыми, подозерными, иногда радиационно-тепловыми гидрогенными и инфильтрационными на участках разгрузки и питания подземных вод. Талики обычно несквозные, глубиной до 10–20 м.

В поверхностной зоне архипелага породы заморожены до глубины 110–270 м, с температурой на глубине 1–3 м от 0 до -20 °C, на глубине 15–20 м составляет от $-3,5$ до $8,0$ °C, на глубине 100–125 м от -2 до 4 °C, на глубине 220 м составляет $-1,6$ °C и на глубине 270 м $-0,1$ °C. Глубже 270 м породы имеют положительные температуры. В прибрежных частях нижняя граница многолетнемерзлых пород находится на глубине первых десятков метров.

Льдистость пород достигает 40 % и более, лед содержится в виде жил, прослоев, линз, желваков. На п-ове Адмиралтейства мощность подземных линз льда достигает нескольких десятков метров. По льдистости мерзлая зона делится на два горизонта: верхний и нижний. Верхний горизонт, сложенный четвертичными образованиями, обладает высокой льдистостью. Наибольшее распространение в верхнем горизонте имеют сегрегационные льды, приуроченные к глинам, алевритам, пескам и галечникам. Глины и алевриты имеют иногда слоистую и сетчатую криогенные текстуры с толщиной ледяных шпиров от 2–3 мм до 1–2 см. Песчано-галечниковые отложения характеризуются интенсивной криогенной текстурой, почти без видимых включений льда. Реже встречаются повторножильные льды, связанные с трещинно-полигональными грунтами. Повторножильные льды распространены преимущественно в пределах прибрежно-морской равнины. Жилы мощностью 10–15 см и протяженностью первые метры наблюдались в голоценовых алевритах, слагающих морские террасы на западном побережье между зал. Мелкий и губой Митюшиха и на п-ове Панькова Земля. Льды пресные. Минерализация льда, отобранного из одной жилы в четвертичных отложениях, составляет $0,4$ г/дм³. Объемная льдистость по отношению к породе в верхнем горизонте колеблется от 10 до 60 %. Нижний горизонт криогенной зоны, сложенный дочетвертичными образованиями, характеризуется незначительным содержанием видимых включений льда, встречающегося в тектонических трещинах, пустотах и кавернах. Общая льдистость нижнего горизонта не превышает 1–2 %.

Специфика гидрогеологических условий региона определяется развитием многолетнемерзлых пород (ММП); поэтому все гидрогеологические структу-

ры относятся здесь к категории криогенных, а воды разделяются на над-, меж- и подмерзлотные.

Надмерзлотные воды существуют в жидкой фазе с июля по сентябрь. Верхняя граница многолетней мерзлоты залегает в зависимости от литологического состава пород на глубине 0,3–3,5 м и определяется в основном мощностью деятельного слоя (слоя сезонного оттаивания). Наибольшая мощность этого слоя наблюдается на Южном острове в местах развития крупно-щебнистого элювия, наименьшая – на Северном острове в зоне ледников и на участках, сложенных глинистыми морскими отложениями.

Воды пресные с минерализацией 0,1–0,7 г/дм³, вблизи морских побережий до 2,0 г/дм³, преимущественно гидрокарбонатно-кальциевые. Иногда наблюдается выщелачивающая и общекислотная (при pH < 6,5) агрессивность к бетону. В деятельном слое аллювиально-морских отложений, слагающих узкие косы, отчленяющие лагуны, присутствуют воды морского типа, обладающие магниезальной и сульфатной агрессивностью к бетону.

Небольшие временные надмерзлотные талики имеются под постоянно существующими водотоками (реки Безымянная, Лиственничная, Карелка, Пухова), в верхней части губ и заливов в местах впадения рек (например, губа Крестовая, зал. Цивольки и др.), а также возможны под озерами (озера Ледниковое, Гольцовое) и в северной части морских побережий архипелага. Воды таликов пресные по составу, сульфатно-гидрокарбонатные кальциевонатриевые с минерализацией 1,2–1,3 г/дм³. Агрессивность к бетону отсутствует, к черным и цветным металлам – низкая и средняя. Температура воды на глубине 2–4 м ниже дна озер +3 °С, на глубине 12–14 м +1 °С. Подозерные талики обводнены с поверхности весь год. Их мощность может достигать 30–35 м.

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.

Подмерзлотные воды по характеру залегания делятся на два типа: отрицательно-температурные (криопэги) и воды с положительными температурами.

На Южном острове криопэги вскрыты скважинами в пермских отложениях в инт. от 116–125 до 265–278 м, абс. отм. кровли криопэгов от –15 до –109 м. Коэффициенты фильтрации водовмещающих пород палеозойского комплекса, представленных трещиноватыми известняками и сланцами, составляют десятитысячные–сотые доли метров в сутки, однако в отдельных местах их водопроницаемость в тысячи и сотни раз больше. Химический состав криопэгов хлоридно-натриевый, сухой остаток 37–115 г/дм³, воды обладают напором 11 м. Температура криопэгов, вскрытых скважинами, меняется сверху вниз от –4 до 0 °С.

По результатам валовых исследований образцов верхнепалеозойских и нижнетриасовых пород на западном побережье арх. Новая Земля коллекторские свойства проницаемых разностей пород весьма низкие с максимальными значениями пористости (7–8 %) в единичных образцах алевропесчаников верх-

ней перми – нижнего триаса. В среднем пористость как карбонатных, так и терригенных разностей пород не превышает 1–3 % при проницаемости до 0,1 мД. Наименьшие глубины залегания подмерзлотных вод отмечены в прибрежной части Северного острова по данным электроразведки на глубине 60–170 м. Ниже криопэгов на глубине 250–500 м залегают воды рассольного типа с положительными температурами и минерализацией 110–220 г/дм³.

Водоносный комплекс верхнедевонских отложений, содержащий трещинно-жильные, пластово-трещинные и карстово-трещинные скопления подземных вод, опробован на Новой Земле под мерзлой зоной, в инт. 253–332 м. По результатам исследований статический уровень составил 22,6 м от устья скважины (абс. отм. 6,1 м), понижения 50, 65 м, дебит 1,98 л/с. Средний коэффициент проницаемости водоносной толщи, составляющий 1–4 мД, увеличивается в трещиноватых зонах до нескольких сот миллидарси; пористость кавернозных известняков достигает 3,5–4 %. Воды рассольные, с температурой 1 °С и минерализацией 191,2 г/дм³, хлоридные магний-натриевые, рН 7,6. Содержание (мг/дм³): брома – 410,2, йода – 4,23, растворенных органических веществ – 4,5–4,6.

Гидрогеологические условия субмаринной части Пайхойско-Новоземельской гидрогеологической складчатой области, простирающейся на листах S-39,40 узкой полосой вдоль западного и восточного берегов Новой Земли, 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. Пьезометрическая поверхность подмерзлотных вод вблизи морского побережья характеризуется абс. отм. от 0 до –6 м.

Северо-Новоземельский и Южно-Новоземельский адмассивы в прибрежной части характеризуются развитием подмерзлотных рассолов вымораживания морского типа на всю зону открытой трещиноватости. При этом состав рассолов мало зависит от характера водовмещающих пород, общая минерализация их интенсивно увеличивается с глубиной.

Кармакульский адбассейн также характеризуется развитием мощной зоны подмерзлотных рассолов вымораживания, минерализация которых превышает 200 г/дм³. Однако глубже 700–1000 м к водоносным комплексам терригенных отложений верхнего палеозоя приурочены, видимо, соленые и слаборассольные воды.

Насыщенные морской водой воды Пайхойско-Новоземельской системы трещинных вод при промерзании выделяют лед и соли (при температуре –1,9 °С начинается выпадать углекислый кальций, при температуре от –7,8 до –8,2 °С – мирабилит, при температуре –23 °С – гидрогалит).

Подмерзлотные воды на шельфе преимущественно трещинно-жильного и пластово-трещинного типа, напорные. Высота напора может превышать уровень моря, дебит при самоизливе составляет около 0,06 м³/ч. Минерализация и состав вод, насыщающих осадки, мало отличаются от морских.

На территории Северного и северной части Южного островов арх. Новая Земля развиты локальные ледники. При похолодании климата их площадь возрастает, при потеплении – уменьшается. Под ледниковым щитом Северного острова воды с положительными температурами залегают непосред-

ственно у кровли палеозойских пород. В ледниках температура меняется из-за активной подвижки льда.

Гидрогеологические условия зоны покровного оледенения на Новой Земле определяются, по данным наблюдений 1958–1959 гг., «теплым» характером льда, имеющего температуру, близкую к 0 °С. Температура льда под слоем сезонного снега на выводном леднике в области абляции на глубине 29–30 м в течение года остается практически постоянной (от –2,0 до –2,1 °С). Поэтому на подошве покрова, очевидно, происходит донное таяние ледника, что дает основание предполагать отсутствие мерзлой зоны под его подошвой и приуроченность водоносных горизонтов с пресными водами к дочетвертичным образованиям. Часть талых вод по глубоким трещинам в теле ледника, возможно, подпитывает пресные подледниковые водоносные горизонты. Воды ледника характеризуются общей минерализацией 20–40 мг/дм³ и агрессивны к бетону.

Источники водоснабжения на территории архипелага ограничены. Водоснабжение небольших населенных пунктов архипелага может осуществляться за счет непромерзающих до дна естественных тундровых озер (поселки Белушья Губа и Рогачево) и искусственных водоемов, образованных путем плотин и запруд на реках в горных долинах (пос. Северный), а также снега и льда и подмерзлотных вод из скважин. Запасы воды подозерных и подрусло-вых таликов этого региона сильно ограничены небольшими размерами водных резервуаров. Обустройство водоснабжения из резервуаров под горными ледниками довольно сложно и опасно. Возможно создание искусственных водоемов в горных долинах за счет таяния ледников.

Строительство горных выработок должно учитывать отвод воды (поступающей за счет сезонной протайки) и трещиноватость пород. Трещиноватые породы характеризуются большими показателями фильтрации. Именно водонасыщенность пород приводит к формированию бугров пучения. Бурение скважин и каптаж значительно и длительно нарушает и изменяет свойства мерзлых пород и водоносных горизонтов, меняют давление и движение воздуха в полостях и приводят к образованию термокарста. Подобные сооружения требуют закупорку и рекультивацию. При бурении гидрологических скважин требуется учитывать сезонное изменение напора подземных вод. Сложные процессы, проходящие в талом и мерзлом грунте, требуют для прокладки труб и создания коммуникаций особых сверхпрочных технологий и материалов, а также защиты труб от повреждений, возникающих при сезонном таянии и промерзании и термокарсте. Поэтому многие трубы прокладываются на специальных подпорках выше мерзлого слоя почвы, сама их поверхность должна быть защищена от воздействия морозов.

Западно-Сибирская артезианская область представлена входящим в ее состав Южно-Карским артезианским бассейном, занимающим юго-восточную часть листов, примыкая к срединной части Новой Земли со стороны Карского моря. Нижний гидрологический этаж, сложен метаморфизованными образованиями протерозоя и дислоцированными породами палеозоя – это разнообразные кристаллические сланцы, кварциты, известняки, песчаники, аргиллиты, базальты, характеризующиеся трещинно-жильным типом скопления подземных вод. С увеличением глубины залегания домезозойского складчатого фундамента наблюдается общее снижение статических уровней

и увеличение минерализации вод. Наиболее характерны соленые и слабосолесные хлоридные натриевые воды с минерализацией до 25 г/дм³. Состав растворенных газов преимущественно метановый, реже – азотно-метановый [Неизвестнов, 1977ф].

Основные водоносные комплексы мезозойских и кайнозойских отложений Южно-Карского артезианского бассейна представлены в табл. 25.

Кайнозойский (палеоцен-миоценовый) водоносный комплекс (P₁-N₁) с палеоцен-миоценовым водоносным горизонтом (P₁-N₁) расположен в юго-восточной части схемы. Горизонт состоит из глинистых алевритов, алевролитовых глин, песков; прослоев бурых углей, в верхней части – глины, алевролиты, пески, опоки и диатомиты. Мощность – до 330 м.

Меловой водоносный комплекс (K₁₋₂) расположен в центральной части Приновоземельской моноклинали. Мощность – до 2650 м. В разрезе мелового водоносного комплекса можно выделить верхнемеловой водоупорный горизонт, верхнеготерив-сеноманский водоносный горизонт и берриас-готеривский водоупорный горизонт.

Верхнемеловой водоупорный горизонт (K₂) состоит из алевритов, глин опоквидных, с конкрециями кальцита, мергелей и сидерита. Мощность – до 500 м.

Верхнеготерив-сеноманский водоносный горизонт (K₁₋₂) достигает мощности до 1500 м, состав в основном песчано-алевролитовый, песчаный, песчано-глинистый с прослоями углей, с включениями растительных остатков. Пористость – 15–30 %.

Берриас-готеривский водоупорный горизонт (K_{1b-g}) сложен аргиллитами, с прослоями алевролитов и песчаников. Мощность – до 650 м.

Юрско-нижнемеловой водоносный комплекс (J-K₁) имеет мощность до 1440 м и сложен ниже-среднеюрскими (J₁₋₂) водовмещающими песчано-алевролитовыми отложениями, перекрытыми *среднеюрско-нижнемеловым водоупорным горизонтом* (J₂-K₁). В данной области весьма высокие пластовые давления, не ниже 45–50 МПа. Воды, преимущественно гидрокарбонатно-натриевого типа с минерализацией до 10 г/дм³, редко выше; могут содержать сульфаты (5–400 мг/дм³), отличаются невысокими концентрациями кальция (80–140 мг/дм³) и значительным количеством гидрокарбонатов (до 2–3 г/дм³, иногда до 4–6 г/дм³) [Козлов, 2004]. В состав среднеюрско-нижнемелового водоупорного горизонта, мощность которого может достигать 200 м, входят преимущественно аргиллиты, алевролиты.

Триасовый-нижнеюрский(?) водоносный комплекс (T-J₁?) включает недислоцированные терригенные и вулканогенно-терригенные отложения, содержащие, как правило, трещинные и порово-трещинные воды. Состояние изученности триасовой водонапорной толщи не позволяет достоверно ее охарактеризовать. Также сложно выделить границы водоупора, разделяющего триасовую и юрскую водонапорные толщи. Основу водоупора составляют морские отложения тампейской серии, широко развитые в Южно-Карском артезианском бассейне и представленные однородными аргиллитами с редкими прослоями алевролитов и песчаников [Козлов, 2004].

Газовый состав поровых вод и газовые гидраты. Для газового состава поровых вод характерно заметное присутствие метана. В верхних окислен-

ных осадках концентрации метана низкие, близки к фоновым содержаниям $(20-30) \times 10^{-6}$ мг/кг. Затем количество метана резко увеличивается до $(400-500) \times 10^{-6}$ мг/кг в инт. 45–50 см. На глубине 280–360 см концентрация метана достигает уже $(1400-1700) \times 10^{-6}$ мг/кг [Океанологические ... , 1996].

На западе, юго-западе и северо-востоке района по результатам расчетов по кривой равновесия системы газ–гидрат [Соловьев, 1987], природные условия благоприятны для образования и стабильного существования гидрата метана: глубина моря свыше 250 м, температура придонной воды -1 °С, геотермический градиент 20–40 град/км, достаточная концентрация растворенного газа. Происхождение газа, по всей видимости, связано с его миграцией из нижних слоев осадочного чехла [Океанологические ... , 1996]. По предварительным оценкам, мощность слоя гидратообразования может меняться в рассматриваемых условиях от десятков до 200–300 м [Гриценко, 1989].

ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

В рамках объекта «Составление и подготовка к изданию Гостеолкарты-1000/3 листов S-39,40» создана эколого-геологическая схема в масштабе 1 : 2 500 000 на морфоструктурно-ландшафтной основе, путем обобщения рельефообразующих, литодинамических факторов, биологических и техногенных параметров.

ХАРАКТЕРИСТИКА ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ОСТРОВНОЙ СУШИ

Общая характеристика

Климат. Рассматриваемая площадь расположена в двух климатических поясах – арктическом и субарктическом. Климат суровый. Отопляющее воздействие на сушу оказывают теплые воды Гольфстрима, Нордкапская ветвь которого, хотя уже и охлажденная, но все же доходит до архипелага. Она упирается в его западное, баренцевское побережье, где зимние температуры могут быть на 5 °С и более выше, чем на восточном, карском.

В северной части средние температуры самого холодного месяца колеблются от –15 до –20 °С на западном побережье, а на восточном от –20 до –30 °С. Средние температуры наиболее теплого месяца на побережье достигают +5 °С, а на море от 0 до +5 °С. Для южной части средние температуры января составляют –5 °С, –10 °С – на западе и –10, –25 °С – на востоке.

Характерными чертами климата являются большая влажность воздуха, почти постоянно хмурое небо (до 29 ясных дней в году), частые и довольно значительные атмосферные осадки (от 190 до 300 мм, 600 мм в год на ледниках), туманы и постоянные сильные ветры, с метелями. Атмосферные осадки региона ультрапресного–катионного состава, кислотностью средней и слабой (рН выше 5,0), в санитарно-гигиеническом отношении практически не загрязнены.

Рельеф. Центральные районы, расположенные в глубине суши, на удалении от линии берегов от нескольких до двух десятков километров, заняты областью с высотами более 300 м (до 1300 м) – от низкогорий до высокогорий, включая и ледники. По периферии эта область окаймлена приморскими террасированными равнинами структурного бенча, языки которых по долинам рек и крупным понижениям проникают в глубь возвышенной части, иногда на 20–30 км. Береговая линия архипелага отличается большой изрезанностью, обилием (особенно на западе) глубоко вдающихся в сушу заливов – типичных фьордов с крутыми обрывистыми берегами. Характерны сквозные

долины-грабены, заложенные по крупным разломам суши и имеющие в общем направлении широтную ориентацию.

В рельефе архипелага преобладают разнонаправленные, разрозненные горные массивы.

Даже на небольших высотах рельефу присущи черты высокогорий, где обычны кары, цирки, нунатаки, морены и ледниковые озера, которые придают рельефу альпинотипный облик. По высоте и формам рельефа на Новой Земле выделяются: равнины (высоты до 200–300 м над уровнем моря), низкогорья (высоты до 500 м), среднегорья (до 900 м) и высокогорья (свыше 900 м).

Ледники. Площадь отличается интенсивным оледенением. Здесь сложились все условия для образования и существования покровных ледников – сравнительно большое количество твердых осадков, низкие среднегодовые температуры воздуха, холодное лето и большое альbedo покрытой снегом и льдом поверхности. Большая часть Северного и прилегающая к прол. Маточкин Шар северная часть Южного острова находятся в области покровного, полупокровного и горного оледенений.

Встречаются как активные, так и малоподвижные ледники. Скорость движения льда в средней его части была определена в 100–150 м в год (ледник Шокальского). В центральных частях ледникового покрова (на высотах 700 м и более), т. е. в области питания, скорость движения ледников уменьшается до 10–20 м в год. Наибольшие же значения скоростей движения ледников отмечены на перевалах через барьеры, где она доходит до 300–600 м в год. Зимой скорость движения ледников по сравнению с летом уменьшается примерно в 2 раза.

Реки и озера. Реки о. Северный короткие, в среднем не более 10–15 км в длину. На Южном острове речная сеть более развитая, реки протяженные, по несколько десятков километров длиной. Водораздел между реками, впадающими в Баренцево и Карское моря, четко выражен и смещен к востоку, вследствие чего водосборный бассейн Баренцева моря занимает на этом острове 2/3 его площади. Для большинства рек характерны невыработанные долины, с нагромождением валунов, обвалами склонов долин с протяженными порогами, каменистыми перекатами и водопадами. Все они имеют снежно-ледниковое питание. Температура воды в реках в летний период холодная – не превышает 8–10 °С; в ледниковых ручьях и реках она не более 0,1–1,5 °С.

Многочисленные озера архипелага длиной от нескольких сот метров до 1,5–3 км представлены несколькими типами. Различают термокарстовые, их можно встретить только на Южном острове; реликтовые прибрежные, образовавшиеся при поднятии береговой области и нередко находящиеся на высотах до 100–150 м над уровнем моря; ледниковых долин и горные. Большинство водоемов проточные, с различной глубиной. Термокарстовые и лежащие на приморских равнинах озера в южных полярных пустынях Северного острова мелководные: 0,9–2,0 м глубиной. Большинство мелких озер глубоководны (о. Дерюгина – 90 м). Все мелкие озера глубиной до 1 м зимой промерзают до дна, а глубокие покрываются слоем льда до 2 м.

Растительность. В приморской части Южного острова Новой Земли равнинные варианты арктических тундр прослеживаются до прол. Маточкин Шар (примерно до 73° с. ш.), хотя его горная область уже занята горно-арктическими вариантами полярных пустынь.

Севернее прол. Маточкин Шар характер растительности коренным образом меняется. Здесь даже на побережье наблюдаются лишь фрагменты равнинных участков и доминируют низкогорья, где горные тундровые группировки выходят к самому морю. В возвышенной, центральной части Северного острова распространены горно-арктические варианты полярных пустынь. Но уже примерно севернее широты п-ова Адмиралтейства (с 75° с. ш.), начинаются полярные пустыни, представленные своим южным вариантом. В этой части архипелага распространены еще мало изменившиеся в эволюционном плане первичные ландшафты с похожими на лунные пейзажи и примитивными, мало структурированными почвами. Полярные пустыни узкой полосой (с максимальной шириной не более 2–6 км) идут вдоль кромки моря до самой высокоширотной точки архипелага, опоясывая его с баренцевоморской и карской сторон. Внутренняя часть острова – область безжизненных покровных ледников.

Теплолюбивыми реликтами на архипелаге являются «сухопутные» морошка, голубика, два вида папоротника цистоптерис, грушанка круглолистная, иван-чай длиннолистный и широколистный, кастиллея лапландская, карликовая березка, незабудка болотная, ряд других растений и даже грибы, встречающиеся на побережье летом. Эти виды сохранились в микроубежищах – в защищенных от сильных северных ветров котловинках, в расщелинах скал, на склонах южной экспозиции. Здесь нагретые грунты и камни создают благоприятные температурные условия, обуславливают цветение растений и вызревание семян, что является необходимым условием существования во времени их популяций.

Ландшафты в полосе полярных пустынь – это почти сплошные массивы галечника, валунов, первичных, неструктурированных грунтов, высвободившихся из-под стаивающих ледников, или намытые волнами моря. Здесь нет сплошного покрова из сосудистых растений, и даже такие примитивные растительные формы, как мхи и лишайники образуют небольшие скопления только в ложбинах, в защищенных от ветра местах.

Дефицит органики и влаги обуславливает единый для таких ландшафтов тип растительности – это своеобразные оазисы, порой имеющие площади в несколько десятков квадратных сантиметров, образовавшиеся на приморской террасе на выбросах останков погибших морских животных (китов, кашалотов, моржей, тюленей) или плавника и узкая (в несколько сантиметров шириной) полоса берега вдоль больших и малых ручьев, речек и озер. Суровые условия существования обусловили здесь бедность флоры цветковых растений, немногим более 50 видов (в 4 с лишним раза меньше, чем в соседних с арктическими пустынями тундрах). Заселение полярно-пустынных ландшафтов идет с юга, из области арктических тундр, в которых из 80 видов растений, входящих до переходной области, 2/3 прекращают свое распространение к северу.

Фауна. Сухопутных животных на Новой Земле сейчас известно всего четыре: песец, новоземельский подвид дикого северного оленя, копытный и сибирский (обской) лемминги. На прибрежных участках суши и морских акваториях обитают морж атлантический, белый медведь, тюлени (морской заяц, кольчатая нерпа, лысун или гренландский тюлень).

Главной достопримечательностью Новоземельского архипелага являются его птичьи базары (около 80), самые крупные в Евразии. Гнездовые колонии

чаек-моевиков, чистиков, тонко- и толстоклювых кайр на обрывистых берегах, карнизах, а также гусей. Кроме морских птиц, Новая Земля – гнездовой ареал гаги обыкновенной, северной колониальной морской утки, белошекой казарки (экзотического вида, устраивающей колонии, как и чайки, на карнизах). Пресноводные сообщества также весьма широко распространены на архипелаге, но еще недостаточно изучены. Практически все крупные незамерзающие озера (Гусиное, Гольцовое, Ледниковое), а также большинство крупных рек содержат пресноводную рыбу (арктический голец, паляя).

В почве Новой Земли и на ее поверхности живут насекомые (комары, мошки, редкие виды бабочек и жуков), черви, а также обитающие в озерах нематоды, коловратки, низшие ракообразные, составляющие кормовую базу мелким видам птиц, и обитающим в островных реках и озерах рыбам.

На территории архипелага расположено много природоохранных объектов: филиал национального парка Новая Земля «Губа Крестовая – Долина Русанова», Новоземельский заповедник, природно-исторические заказники: Архангельский, Западный Маточкин Шар, Восточный Маточкин Шар, ландшафтные заказники: Новоземельский высокогорный, Митюшев Камень, Чайка и Гусиная Земля.

Ландшафтное районирование суши

Рассматриваемая территория относится к площадям с практически ненарушенными естественными ландшафтами. Техногенно-нарушенные ландшафты приурочены к району пос. Северный и связанным с ним объектам (включая тракторные дороги и шахты), полярной станции Малые Кармакулы, ряду других полярных станций, наблюдательных пунктов и заброшенных факторий, ряду скважин, а также намеченному к разработке в ближайшей перспективе месторождению Павловское.

Наземная часть территории листа располагается в области многолетне-мерзлых пород (ММП), которые оказывают существенное влияние на характер и развитие экзогенных процессов (ЭГП). На ряде небольших островов баренцевоморского побережья архипелага ММП развита меньше. На площадях сплошного распространения ММП развиты надмерзлотные талики, которые приурочены к долинам крупных рек, акваториям незамерзающих зимой озер, а также к зонам обводненных тектонических разломов. Мощность сезонно-талого слоя (СТС) зависит от литологического состава пород и залегает на глубине 0,3–3,5 м. Наибольшая мощность сезонно-талого слоя наблюдается на Южном острове в местах развития крупно-щебнистого элювия, наименьшая – на Северном острове в зоне ледников и участков, сложенных глинистыми морскими отложениями. Температура от минус 3 до минус 10 °С. Мощность МПП составляет более 400 м и закономерно уменьшается при приближении к морской акватории Печорского и Карского морей.

На территории листа выделяются крупные морфоструктурные области: центральный новоземельский хребет, боковые хребты, испытывавшие значительное тектоническое воздействие, морские и надпойменные террасы, которые обусловлены новейшими геологическими процессами. Они делятся по их роли в формировании экологической обстановки на три экзодинамические группы: области денудации, области аккумуляции, области транспортировки. Новозе-

мельские горы хоть и невысокие (до 1547 м, в среднем 600–900 м), но с крутыми склонами и остроугольными вершинами.

Области денудации разделяются на горные (центральная и ряд западных частей архипелага) и равнинные в некоторых долинах и в пределах Южного острова (фрагменты цокольных педипленов предгорий архипелага). Горы часто начинаются практически от береговой линии архипелага.

Области аккумуляции подразделяются на равнины и долины рек. Среди равнинных выделяются холмисто-западинные ледниковые равнины и прибрежно-морские террасированные равнины. Области озерной и техногенной аккумуляции на схеме не отражены.

Области транспортировки подразделяются на речные, ледниковые, морские и эоловые. К ним относятся русла и поймы рек, современные пляжи и лайды, современные каровые ледники, эоловые гряды и дюны. В масштабе схемы они не отражены.

С учетом геоморфологической характеристики, генезиса и литологии рельефообразующих пород, растительной поясности, распространения и интенсивности ЭГП, на территории листа выделены 4 зоны природных ландшафтов.

Аккумулятивно-абразионная цокольная равнина (1) приурочена к прибрежной зоне Баренцева и Карского морей. Ландшафт равнины протягивается вдоль всей береговой линии архипелага и захватывает также все небольшие низменные острова. Ландшафт представлен плоскими участками аккумуляции морских террас на коренных породах, ледниковых валунных суглинках, более древних песчаных толщах, прибрежно-морских отложениях. Сложен преимущественно морскими песками, реже суглинками и глинами. Зона ММП относительно мощная, уменьшается к побережью. Отмечается наличие пластовых льдов. Мощность СТС от 0,3–3,5 в зависимости от экспозиции склонов и состава отложений. Почвы – арктотундровые. Приурочены обычно к ландшафтам пятнистых трещинно-полигональных тундр, развиты на глинах, суглинках, местами на болотных, глеевых, торфяных отложениях, в которых голые пятна минерального грунта могут покрывать до 40–80 % площади. Растительный комплекс характеризуется мохово-лишайниковым покровом, тундровыми кустарничками, редкими кустами ивы и карликовыми березками в понижениях в долинах рек и ручьев.

Около 45 % бровок террас составляют абразионные и абразионно-денудационные уступы, выработанные в скальных породах, и около 55 % – абразионные и термоабразионные уступы, выработанные в рыхлых породах. Основными ЭГП являются абразия на современном побережье, интенсивное заболачивание, полигональные грунты, солифлюкция, термокарст, термоабразия, дефляция, повсеместное развитие оползания склонов по мерзлоте в рыхлых породах. Пораженность ландшафта ЭГП – до 75 %. Геодинамическая устойчивость ландшафта низкая. Геохимическая устойчивость, вследствие песчаного состава отложений, высокая.

Структурно-денудационные плато (2). Ландшафт оконтуривает участки горного рельефа новоземельских хребтов с юга и представляет собой откопанный цокольный педиплен, сформированный на карбонатных, терригенно-карбонатных и терригенных отложениях. Характеризуется денудационно-эрозионным рельефом, с многочисленными каньонами, врезанными в коренные

породы. Мощность СТС составляет от 1 до 5 м. Почвы – характерные для арктической тундры с разреженным растительным покровом: примитивные щебнистые и перегнойно-щебнистые, каменные россыпи – каменно-многоугольниковый комплекс. Растительность – фрагменты сообществ с преобладанием накипных лишайников и мхов и незначительными участками цветковых среди каменно-щебнистых россыпей. Ведущими ЭГП являются криогенные (солифлюкция и, в меньшей степени, курумообразование). Пораженность ландшафта ЭГП – от 35 до 50 %, поэтому геодинамическая устойчивость ландшафта оценивается как средняя. Геохимическая устойчивость высокая.

Горы низкие альпийнотипные (3). Ландшафт приурочен к северу зоны Новоземельского горного сооружения и выделяется в интервале абс. отн. 400–1547 м. На многих вершинах сохранились фрагменты древней поверхности выравнивания, склоны их крутые и средней крутизны, покрытые элювиальными, элювиально-десерпционными, делювиально-солифлюкционными, коллювиальными, коллювиально-десерпционными отложениями. Характеризуется сплошным распространением ММП. Мощности мерзлых пород – до 700 м, температура пород от –3 до –5 °С. Хребты наиболее охлаждены при крутизне склонов более 30°. Мощность СТС зависит от высотных отметок, экспозиции склонов, мощности и состава рыхлых отложений, снежного покрова. В рыхлых отложениях мощность СТС изменяется от 2 до 5 м; в скальных породах, обладающих повышенной теплопроводностью, мощность СТС – от 3–4 до 9 м. Растительность представлена лишайниками и мхами. Почвы полярно-арктические пустынные, гольцовые, щебенчатые, горно-тундровые, иногда сильноглинистые с подбурами и подзолами. Растительность практически отсутствует. Приурочена к морозобойным трещинам, трещинам усыхания и микродепрессиям другого генезиса. Представлена лишайниками и мхами (преобладает *Cladonia rangiferina* (Linn.) высотой не более 1–2 см). Основными ЭГП являются криогенные (курумообразование), гравитационные (осыпи, сели), морозное выветривание. Степень пораженности ЭГП составляет 70–90 %. Геодинамическая устойчивость ландшафта низкая, геохимическая устойчивость – высокая.

Ледники горно-долинные и полупокровные (4). Ледниковый щит представлен ледниками различных типов, в пределах которых растительность и почвы – отсутствуют. Ведущими ЭГП являются криогенные и гравитационные процессы. Пораженность ландшафта ЭГП – до 90 %, поэтому геодинамическая устойчивость ландшафта оценивается как низкая. Геохимическая устойчивость – средняя.

Эколого-геохимическая обстановка островной части

Опоискованность рассматриваемой площади способствовала выявлению многочисленных локальных природных источников загрязнения геологической среды, представленных месторождениями и проявлениями. Методами геохимических поисков выявлено множество перспективных геохимических аномалий, элементный состав которых отражает основные типы оруденения (полиметаллическое, медно-никелевое, золотое и др.). Распространение природных источников загрязнения по площади указывает на многоочаговый характер их распределения по всем литокомплексам в пределах ландшафтов. В районах проявлений медно-никелевых руд, полиметаллов, отмечаются свя-

занные с ними точечные аномалии, достигающие опасных и чрезвычайно опасных концентраций отдельных элементов. Оценка их геоэкологической значимости и опасности (в том числе с точки зрения ПДК) каждой из них в масштабе 1 : 2 500 000 не представляется возможной. В условиях зоны окисления руд происходит переход ряда токсичных металлов (свинца, цинка и кадмия) в подвижное состояние. Частично они входят в структуру новообразованных минералов, однако значительная их масса мигрирует с грунтовыми и поверхностными водами. В дальнейшем эти металлы фиксируются на щелочном барьере в зоне смешения речных и морских вод.

Естественная радиоактивность обусловлена присутствием в слагающих регион геологических комплексах радиоактивных изотопов различных элементов. Основная доля излучения связана с радиоактивным распадом U, Th и K⁴⁰. Слабо повышенный уровень связан с геохимически специализированными геологическими формациями, в которых концентрации U и Th иногда превышают 2,5 кларка. Известно, что ионизирующее излучение усиливает воздействие элементов – канцерогенов.

В целом территория листа относится к малоосвоенной территории с ненарушенными природными ландшафтами. Однако главной экологической особенностью данной площади, является то, что с 1954 по 1992 год здесь действовал советский ядерный полигон.

Экологическая характеристика полигона ядерных испытаний приводится по данным, изложенным в монографии «Ядерные испытания» (под общей редакцией академика РАН В. Н. Михайлова) [Михайлов, 2006].

Площадь Северного ядерного полигона составляла 70 200 км² (из них 40 400 км² занимала суша). Полигон размещался на территории описываемого листа и включал в себя две испытательные площадки, зоны В и С (рис. 31).

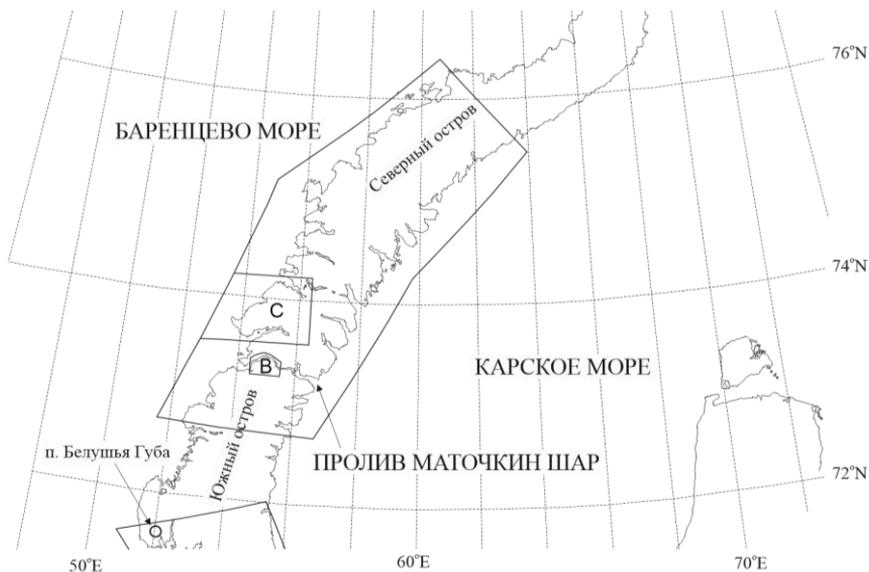


Рис. 31. Северный ядерный полигон. В – полигон подземных ядерных испытаний, С – полигон атмосферных и наземных ядерных испытаний.

Зона С размещалась на п-ове Сухой Нос. С 1955 по 1990 год на полигоне было произведено 83 воздушных и одно наземное ядерное испытание. Здесь же в 1961 г. было осуществлено испытание водородной бомбы мощностью примерно в 50 Мт в тротиловом эквиваленте.

В настоящее время территорию площадки С можно считать практически «чистой», поскольку вклад излучений от оставшейся малой части наведенной активности в экспозиционную естественную мощность дозы не превышает 15–20 %. Уровни радиации практически не превышают фоновых величин. И только в тех зонах, где проводились наземные испытания, остались отдельные участки, загрязненные радиоактивными выпадениями. Так, в ходе обследования в пределах наиболее четко выделяющегося «пятна», где МЭД достигала максимального значения, были отобраны пробы грунта на глубину до 35 см (в табл. 26 – это проба 26). Здесь же была взята проба грунта на глубину 5 см и разделена на 5 равных частей (проба 25). На территории этого «пятна» на расстоянии 500 м севернее, 400 м южнее и 700 м юго-восточное эпицентра взрыва были отобраны пробы 27, 28 и 29 соответственно. Результаты измерений содержания радионуклидов во всех этих пробах приведены в табл. 26.

Т а б л и ц а 26

Содержание радионуклидов в пробах грунта, отобранных на п-ове Сухой Нос по состоянию на начало 1993 г. [Михайлов, 2006]

Номер пробы	Глубина отбора грунта, см	Плотность загрязнения, мКи/км ²		
		цезием-137	кобальтом-60	европием-152
25	0–1	37	следы	72
	1–2	37	следы	100
	2–3	23	следы	120
	3–4	следы	следы	150
	4–5	следы	следы	160
26	0–5	70	520	980
	10–15	следы	следы	610
	20–25	следы	следы	следы
	30–35	следы	следы	следы
27	0–5	60	400	380
28	0–5	95	следы	550
29	0–5	125	330	830

Зона В находилась южнее прол. Маточкин Шар, в районе пос. Северный (вблизи устья р. Шумилиха). В период с 1964 по 1990 год здесь было произведено 36 подземных ядерных взрывов. Из 36 проведенных подземных взрывов только два (по другим источникам – три) сопровождались нештатными радиационными ситуациями – происходил прорыв парогазовой смеси радиоактивных инертных газов по тектоническим трещинам.

Наиболее загрязненным местом на территории зоны В является территория в районе штольни А-37А, при подземном испытании в которой в 1987 г. возникла аварийная ситуация. Мощность дозы гамма-излучения на площадке изменяется в пределах от 10 до 1000 мкР/ч.

Специалистами Радиового института в течение нескольких лет велось наблюдение за изменениями радиационной обстановки на территории этой площадки. Величина поверхностного загрязнения цезием-137 территории контрольной площадки в 2000 г. находилась в пределах от 2200 до 236 900 Бк/км². Плотности загрязнения территории различными радионуклидами, определяемые по результатам измерений проб грунта, изменялись в следующих пределах: цезием-137 – от 10 до 549 000 мКи/км², кобальтом-60 – от 20 до 1700 мКи/км², европием-152 – от 75 до 790 мКи/км², европием-154 – от 26 до 410 мКи/км², америцием-241: от 50 до 38 000 мКи/км².

Удельное загрязнение почвы плутонием-239, 240 на контрольных площадках в последние годы XX века находилось в пределах от 0,7 до 24 Бк/кг. В остальных районах Новоземельского полигона плотности загрязнения почвы плутонием-239, 240 не превышали уровней глобальных фоновых выпадений, равных 0,1–5 Бк/кг, которые характерны для большинства территорий Российской Федерации.

Удельное содержание цезия-137 и стронция-90 в водах, вытекающих из штолен, как свидетельствуют результаты многолетних исследований, не превышают допустимых уровней. Концентрация трития в воде ручьев и рек до настоящего времени остается достаточно высокой – до кБк/л. По всей вероятности, это связано с вымыванием трития из горного массива, где находится штольня А-6, в которой в 1970 г. было осуществлено одновременно три ядерных взрыва суммарной мощностью 2,2 Мт.

Средняя величина плотности поверхностного загрязнения цезием-137 территории арх. Новая Земля, равная, 90 мКи/км², в полной мере соответствует уровню загрязнения от глобальных выпадений.

Следует заметить, что деятельность Новоземельского полигона практически не оказала антропогенного влияния на животный и растительный мир архипелага. Исключение могут составлять лишь ограниченные территории испытательных площадок и жилых поселков, где, естественно, произошли изменения количественного и качественного состава флоры и фауны.

Оценка эколого-геологической ситуации островной части листа. Большая часть территории листа относится к естественным природным ненарушенным ландшафтам, не испытывавшим на себе техногенного воздействия.

Вся сухопутная часть территории практически не заселена. Поэтому хозяйственная нагрузка весьма незначительна. Нарушенные ландшафты приурочены к району пос. Северный и связанным с ним объектами (включая тракторные дороги и шахты), к полярной станции Малые Кармакулы, ряду полярных станций, наблюдательных пунктов и заброшенных факторий, ряду скважин, а также намеченному к разработке в ближайшей перспективе месторождению Павловское.

Незначительная техногенная нагрузка, связана с проводимыми здесь геологическими исследованиями, поисковая стадия которых включала горно-буровые работы. Данные работы являются точечными и особого значения не имеют.

Результаты исследований показали, что в целом территория суши характеризуется удовлетворительной и умеренно-опасной эколого-геохимической обстановкой. Исключения составляют объекты бывших ядерных полигонов. На некоторых приустьевых площадках штолен ядерных испытаний требуется проведение дезактивационных и рекультивационных работ. Особое внимание должно быть уделено состоянию и контролю водных источников, берущих начало в тех горных массивах, где осуществлялись наиболее мощные подземные ядерные взрывы. Имеющиеся в настоящее время радиологические данные позволяют констатировать, что радиоэкологическая обстановка на территории полигона и в прилегающих к нему районах в основном соответствует фоновым значениям.

ХАРАКТЕРИСТИКА ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ АКВАТОРИИ

Основой для эколого-геологической схемы акватории листов S-39,40 послужил фактический материал, полученный в ходе морских работ, выполненных ОАО «МАГЭ» в 2016 г. на НИС «Геофизик», в рамках объекта «Составление и подготовка к изданию Госгеолкарты-1000/3 листов S-39,40 – (Баренцево море). Учтены все доступные сведения из печатных и фондовых работ по геоэкологическим исследованиям [Биология, 1998; Гуревич, 2002; S-38–40, 1999; Гуревич, Бордуков, 1993].

Общее количество станций комплексного опробования с различным набором аналитических определений составило 713 (50 станций 2016 г. и 663 станции 1991–1992 гг.).

Эколого-геологическая схема составлена в масштабе 1 : 2 500 000 на морфоструктурно-ландшафтной основе, путем обобщения рельефообразующих, литодинамических факторов, биотических и техногенных параметров.

Ландшафтное районирование акватории

Ландшафтное районирование является неотъемлемой частью при экологическом изучении акватории, так как ландшафт формируется под влиянием совокупности геологических, гидродинамических, биотических и техногенных факторов.

Основой для построения итоговой ландшафтной схемы по листам S-39,40 послужили геоморфологическая схема, литологическая карта поверхности морского дна, карта четвертичных образований. Особенности распространения донных сообществ на акватории составлены по литературным источникам [Биология, 1998; S-38–40, 1999].

При классификации ландшафтов первым признаком выделения комплексов выступает 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.

Район исследования отличается весьма расчлененным рельефом дна. Глубины моря в акватории Баренцева моря колеблются от 100–150 до 250–300 м. В Карском море интервалы глубин составляют от 100 до 430 м. В централь-

ном районе изучаемой акватории выделяют такие морфоструктуры, как Адмиралтейский склон и Адмиралтейская возвышенность. Ближе к архипелагу расположен Западно-Новоземельский желоб, а со стороны Карского моря архипелаг обрамлен Восточно-Новоземельским желобом с глубинами дна более 400 м.

Расчлененность рельефа дна Баренцева моря играет определяющую роль в формировании системы течений. Наибольшие значения имеют устойчивые течения, тесно связанные с водообменом на его границах, которые принято называть постоянными, а также дрейфовые течения синоптического масштаба, развивающиеся под воздействием полей ветра, при прохождении барических образований над Баренцевым морем [Гидрометеорология, 1990]. Циркуляция вод Баренцева моря связана главным образом с переносом теплых атлантических вод и прибрежных вод из Норвежского моря, где образуются две ветви: Шпицбергенское и Нордкапское течение. В свою очередь Нордкапское течение образует три ветви (Северная, Центральная и Прибрежная), одна из которых (Северная) направлена вдоль западного желоба, а две другие переносят атлантические воды на восток. С севера-востока поступают холодные арктические воды, дающие начало течению Баренца, которое образует Медвежинское течение [Карсаков, 2007]. Таким образом, общая циркуляция вод определяет основные черты океанологического режима Баренцева моря, с тенденцией понижения температуры воды с юга на север и с запада на восток, а так как в Баренцевом море нет отчетливо выраженного однонаправленного ледообмена, то его влияние мало сказывается на среднегодных значениях солености поверхностных вод.

В Карском море наиболее изученными являются постоянные поверхностные течения. Под воздействием стоковых течений рек и притока из других морей, воды Карского моря образуют хорошо выраженный круговорот вод против часовой стрелки на юго-западе и менее отчетливый на севере.

В зал. Норденшельда арх. Новая Земля летняя структура водных масс характеризуется сложным взаимодействием атлантических вод (температура 4–5 °С, соленость 34,0–34,87 ‰) с тальми водами (температура 0,0–0,7 °С) выводного ледника. Образуюсь вдоль фронта ледников, местные холодные воды смешиваются с морскими и сильно распресняя (до 29,8–33,07 ‰) «подныривают» под них, распространяются по дну залива в сторону моря. Вертикальный градиент температуры в нем 1,5–1,6 °С/м.

Физико-географические и климатические особенности акватории определяют наличие значительных сезонных колебаний температуры во всей толще вод разного генезиса, колебания которых в поверхностном слое в зимний период составляют 0,5–0,8 °С, но чаще не превышают 0,2–0,3 °С. Однако летом эти изменения могут достигать 5 °С [Бойцов, 2006].

Сезонные изменения температуры имеют большое значение для поддержания высокой продуктивности Баренцева и Карского морей. Охлаждение водных масс зимой вызывает их конвективное перемешивание и восстановление концентраций питательных веществ в фотическом слое до уровня, необходимого для продуцирования первичного органического вещества. Радиационный прогрев верхнего слоя весной и летом формирует слой скачка плотности, который играет важную роль в развитии планктона. К числу главных

особенностей баренцевоморской экосистемы относится то, что влияние абиотических факторов на гидробионты превалирует над биотическими процессами [Эволюция, 1994].

Основным продуцентом органического вещества в море является фитопланктон, который ежегодно определяет величину потоков энергии через все остальные компоненты биоценозов. Наибольший вклад в биомассу микроводорослей вносят жгутиковые, диатомовые и перидиниевые виды, представляющие бореальный и арктические комплексы. Развитие зоопланктона, который питается фитопланктоном, во многом определяется сроком и интенсивностью «цветения». По численности в Баренцевом море доминируют веслоногие рачки, среди которых господствующая роль принадлежит представителю бореального североатлантического вида *Calanus finmarchicus*. В отдельные сезоны очень большие скопления могут создавать эвфаузииды, относящиеся к макрозоопланктону. По величине продукции фито- и зоопланктона Баренцево море относится к водоемам, трофность которых выше средней величины [Эволюция, 1994].

В Баренцевом море обитает 11 видов основных промысловых рыб: треска, пикша, сайда, морской окунь, черный палтус, зубатка, морская камбала, камбала-ерш, мойва, сельдь, сайка. На начало 2009 г. суммарный промысловый запас наиболее ценных объектов промысла, которыми являются треска и пикша, составил более 2,5 млн т.

В Карском море обитают в основном типичные арктические холодноводные виды рыб. По сравнению с Баренцевым морем, где (по последним данным) встречается более 206 видов рыб, ихтиофауна Карского моря значительно беднее, в первую очередь, за счет значительно меньшего числа тепловодных видов южнобореального, бореального и, в меньшей степени, преимущественно бореального комплексов [Матишов, 2008].

Численность и биомасса промысловых видов испытывают значительные межгодовые колебания. Чаще всего это происходит под влиянием изменчивости абиотических факторов и запасов кормовых организмов.

Кислородная насыщенность вод увеличивается по направлению с юга на север. Она также меньше в атлантических водах, по сравнению с арктическими водами [Несветова, 1989]. Распределение кислородной насыщенности в большей степени согласуется с распределением водных масс зимой и в холодные годы, чем летом и в теплые.

Первичная продукция Баренцева моря составляет 86,5–130 гС/м² в год, потенциальная емкость его экосистемы относительно организмов третьего трофического уровня (хищников первого и высших рангов) будет примерно соответствовать 20–30 млн т [Несветова, 2003].

В пределах Баренцево-Карского шельфа присутствуют сменяющие друг друга литокомплексы голоценового возраста. В связи с удаленностью исследуемого района от берега и глубоководностью акватории основная площадь дна занята алеврито-пелитовыми осадками. На возвышенных участках (Центрально-Баренцевоморская, Адмиралтейская возвышенности) увеличивается содержание песка в осадках.

Ледовый режим Баренцева моря на площади листа довольно благоприятный: южная часть акватории даже в суровые зимы практически свободна ото

льда. В северной части встречаются преимущественно однолетние дрейфующие льды. Наибольшего распространения ледяной покров достигает к апрелю, в июле–августе исследуемый район полностью очищается от ледяных полей.

Карское море с октября по июнь покрыто льдами. Таяние льдов начинается с конца мая – начала июня. Осенью, в связи с понижением температуры воздуха, начинается льдообразование, причем в районах, где имеется остаточный лед, процесс образования льда начинается раньше и проходит более интенсивно, чем на чистой воде. К концу октября море замерзает полностью. Образование припая в Карском море происходит с северо-востока на юго-запад, причем распространяется он от берега в сторону моря. В бухтах и между островами устойчивый припай образуется сравнительно быстро. В юго-западной части моря окончательное установление припая происходит в ноябре–декабре.

Учитывая рельеф дна, гидрохимические характеристики, совокупность биоценозов и трофических уровней была проведена классификация (районирование) акватории моря. Были выделены следующие ландшафтные компоненты: ландшафты возвышенностей, равнин и впадин.

Ландшафты возвышенностей. *Привершинные части возвышенностей и плато на глубинах 100–150 м (5)* сложены ледниковыми и ледниково-морскими отложениями. Преобладающие осадки – песчаные и алевропесчаные, которые формируются в условиях нестабильной, преимущественно умеренной гидродинамической активности с процессами транспортировки и размыва. В трофических группировках преобладают подвижные сестонофаги: двустворчатые моллюски (*Astarte crenata*) [Биология, 1998].

Эрозионные, эрозионно-гравитационные и абразионно-аккумулятивные склоны (6), на глубине моря до 200 м, сложенные морскими, ледниково-морскими отложениями. В условиях нестабильной, преимущественно умеренной гидродинамической активности с преобладанием процессов транспортировки, формируются пелитовые алевриты. Доминирует фауна подвижных сестонофагов: двустворчатых моллюсков (*Astarte crenata*) и собирающих детритофагов: иглокожих (*Trochostoma*, *Ophiocten sericeum*). [Биология, 1998].

Ландшафты подводных равнин. *Абразионные, абразионно-аккумулятивные подводные равнины (7)* на глубинах 150–200 м, осадки – мелкообломочные миктиты, формирующиеся в условиях стабильно умеренной гидродинамики, с преобладанием процессов транспортировки и аккумуляции. Трофические группировки бентоса: неподвижные сестонофаги и собирающие детритофаги.

Ландшафты впадин. *Прибрежные абразионно-аккумулятивные склоны (8)* с умеренной гидродинамикой, сложены осадками ледникового типа. Осадки – алевритовые пески и миктиты. Трофические группировки бентоса: подвижные сестонофаги.

Денудационно-абразионные склоны (9), созданные комплексом процессов (абразионные, денудационно-абразионные, склоны обрушения и оползания) с интенсивной гидродинамикой, с преобладанием процессов транспортировки. Осадки – алевритовые пески и миктиты. Трофические группировки бентоса: подвижные сестонофаги.

Эрозионные, эрозионно-гравитационные и абразионно-аккумулятивные склоны желобов и впадин (10), расположенные на глубинах 200–250 м, сложены морскими и ледниково-морскими отложениями. Основным типом осадков здесь

являются алевроитовые пелиты, которые формируются в условиях нестабильной, преимущественно умеренной гидродинамики, с преобладанием процессов транспортировки и аккумуляции. На склонах в донной фауне господствуют подвижные сестонофаги: двустворчатые моллюски (*Astarte crenata*, *Hiatella arctica*) и собирающие детритофаги: иглокожие (*Ophiacanta bidentata*, *Ophiocten sericeum*). Биомасса макробентоса составляет 50–200 г/м² [Биология, 1998].

Морские аккумулятивные равнины в пределах днищ желобов и впадин (11), сложенные морскими и ледниково-морскими отложениями, располагаются на глубинах моря 250–350 м. Их выстилают тонкозернистые осадки с содержанием пелитовой фракции 75–85 %, формирующиеся в условиях стабильно слабой гидродинамической активности с преобладанием процессов аккумуляции. Донное население представлено грунтоедом: полихетами (*Spiochaetopterus typticus*, *Hormosira crispatus*), общая биомасса которых составляет 50–200 г/м² [Биология, 1998].

В заключение можно констатировать, что структура бентоса тесно связана с процессом осадконакопления и опосредованно – с рельефом дна и динамикой вод. Организмы с определенной пищевой адаптацией занимают на дне моря участки, где формы пищевого материала соответствуют типу их питания [Зенкевич, 1956].

Геоэкологическое состояние придонных сред

Техногенные компоненты современных отложений – это поступающие в бассейн седиментации побочные продукты и отходы индустриальных технологий природопользования. Важнейшую группу составляют химические загрязнители: нефть и нефтепродукты, тяжелые металлы и радионуклиды, а также промышленные сливы, удобрения, пестициды, обладающие способностью создавать в морских условиях различные комплексные соединения. Несмотря на свое расположение в центре моря, в удаленности от материка, изучаемая акватория испытывает антропогенное воздействие, так как поллютанты, благодаря постоянным течениям, горизонтальным и вертикальным движениям водных масс переносятся на большие расстояния, и попадают в глубокие области моря. При этом активно загрязняется зона Полярного гидрологического фронта, который проходит с северо-запада на юго-восток через акваторию листа.

Целью выполненных геоэкологических исследований является установление параметров возможного техногенного воздействия на придонные среды акватории. Типизация техногенных компонентов выполнена по В. И. Гуревичу [Гуревич, 2002; Гуревич, 1993].

Загрязнение акватории тяжелыми металлами

Содержание металлов в донных осадках отражает экологические тенденции продолжительного периода. В накоплении металлов велика роль периодических и постоянных течений, перемывающих и переотлагающих осадок, транспортирующих минеральные и органические примеси, поступающие с береговым стоком. Практически все металлы в донных отложениях концентрируются по отношению к водной среде. Железо, кадмий, свинец, цинк, хром, медь, никель

и мышьяк объединяет общая закономерность распределения [Ильин, 1994; Плотина, 2001].

В формировании закономерности накопления меди, никеля, цинка, хрома и мышьяка большую роль играет атмосферный перенос и выпадение аэрозолей на поверхность плавучего льда. Концентрация меди в осадках отдельных частей заливов достигала 56–64 мкг/г, никеля – до 71 мкг/г, хрома – 33–37 мкг/г сухого осадка. Попав в морскую среду, микроэлементы включаются в биогеохимические циклы. Техногенное увеличение их концентрации в среде, вызванное разливом буровых растворов или других технологических субстанций, обуславливает переход микроэлементов в разряд токсических веществ, а также их аккумулятивное накопление в организмах гидробионтов [Ильин, 2001]. Кишечнополостные сестонофаги обладают способностью концентрировать в себе металлы в несколько раз больше, чем другие бентосные животные. *Alcyonidium diseforme* (Briozoa), *Actinia* sp., *Spongia* sp. накапливают хром, свинец, кобальт, марганец, мышьяк и железо в больших количествах, чем другие беспозвоночные. Иглокожие (*Ophiura sarsii*, *Stegophiura nodosa*, *Asterias rubens*, *Strongylocentrotus droebachiensis*) избирательно накапливают цинк и олово. Наиболее контрастные различия между донными и пелагическими видами можно заметить по содержанию цинка. Повышенным накоплением этих металлов является также и креветка. Таким образом, стало очевидным, что отдельные виды гидробионтов обладают избирательностью в накоплении металлов, а пространственная неоднородность аккумуляции микроэлементов гидробионтами может отражать степень антропогенного пресса на участки морской акватории [Ильин, 2001].

В ходе выполненных аналитических исследований по материалам пробоотбора была произведена оценка распределения и накопления элементов группы тяжелых металлов в донных осадках.

Критерии определения экологически опасных уровней загрязнения донных осадков пока разработаны недостаточно. В настоящее время существует только один официальный норматив, разработанный и утвержденный для региона Санкт-Петербурга и Ленинградской области, утвержденный Главным государственным санитарным врачом Санкт-Петербурга и председателем Комитета по охране окружающей среды и природных ресурсов Санкт-Петербурга и Ленинградской области 17.06.1996 (табл. 27).

Содержание элементов As, Cu, Cr, Ni, Pb, Zn в донных осадках и статические параметры представлены в табл. 28.

В качестве фона мы рассматриваем среднее значение по всей выборке проб донных осадков, а порогом аномальных концентраций считаем удвоенные или утроенные средние значения элементов. Далее эти значения сравнивались с региональным уровнем загрязнения в Санкт-Петербурге. Возникновение аномалий по содержаниям тяжелых металлов в донных осадках акватории может иметь двоякую причину. С одной стороны, повышенные концентрации металлов образуются при попадании в осадок терригенного материала с размываемых рудных месторождений на суше – это природные геохимические аномалии.

Уровни загрязнения донных отложений акваторий г. Санкт-Петербурга и Ленинградской области и предельно допустимые концентрации загрязнения поверхностной воды

Вещество (класс опасности)	Донные отложения*			Вода**	
	ОДК ₀	ОДК ₁	ВЗ	морская	пресная
	ppm			ПДК, мкг/дм ³	
Cu (2)	35	90	190	5 (1***)	5
Ni (2)	35	45	210	10	10
Pb (1)	85	530	530	10	10
Zn (1)	140	480	720	10	10
As (1)	29	55	55	10	50
Cr (2)	140	380	380	20	20
Cd (1)	1,2		18,5	1	1
	мг/г			мг/дм ³	
Нефтепродукты	0,18	1	3 (max 5)	0,05	0,05
pH				6,5–8,5	6,5–8,5
O ₂ растворенный				Лето 6, зима 4	Лето 7, зима 4
БПК ₅					2
Фосфор фосфатный PO ₄ ⁻				1,1	1,1
Нитриты NO ₂ ⁻				0,02	0,02
Нитраты NO ₃ ⁻				40	45
Азот аммонийный NH ₄ ⁺				0,39	0,39
АПАВ				0,1	0,1
Фенолы				0,001	0,001

* Нормы и критерии оценки загрязненности донных отложений в водных объектах Санкт-Петербурга. ОДК₀ – ориентировочно допустимые концентрации, ниже которых чистые отложения; ОДК₁ – ниже этого уровня – слабозагрязненные отложения; ВЗ – ниже этого уровня – умеренно загрязненные отложения, выше – высокое загрязнение.

** ПДК – предельно допустимые концентрации (для воды). Перечень ПДК и ОБУВ вредных веществ для воды рыбохозяйственных водоемов. – М., 1995.

*** при солености более 13‰.

**Содержание тяжелых металлов в донных осадках листов S-39,40
(по данным полуколичественного спектрального анализа, МАГЭ, 2016 г.)**

Компонент	Среднее содержание (X _{ср}), мкг/г	Фоновые содержания (X _{ср} +ст. отк), мкг/г	Предельные значения (min–max), мкг/г	ОДК ₀	ОДК ₁	ВЗ
As	10,56	16,07	2–24	29	55	55
Cu	43,58	55,03	21–66,5	35	90	190
Cr	107,42	126,56	75–160	140	380	380
Ni	48,41	84,76	22–110	35	45	210
Pb	26,48	36,44	17–37	85	530	530
Zn	77,74	103,71	35–150	140	480	720

Медь. Региональный фон меди в донных осадках достаточно высок (55,03 мкг/г). На большинстве станций концентрации меди превышают минимальный уровень загрязнения по «Региональному нормативу для Санкт-Петербургского региона» ($ОДК_0 = 35$), около 20 % проб относятся к умеренно загрязненным отложениям. Наиболее заметные аномалии связаны с пелитовыми и алевроитовыми осадками. Максимальные содержания меди в осадках – 66,5 мкг/г, минимальные – 21 мкг/г (табл. 28).

Никель. Максимальные концентрации никеля составляют 110 мкг/г (табл. 28). Сюда элемент может поступать с ветвями Северо-Атлантического течения с продуктами загрязнения из Норвежского моря.

Цинк. Аномальные зоны с максимальным для акватории содержанием цинка в осадке (150 мкг/г) связаны с тонкозернистой разностью донных образований.

Свинец. По данным полуколичественного спектрального анализа концентрации свинца в донных осадках варьируют от 17 до 37 мкг/г. Региональный фон свинца в донных осадках ниже (32 мкг/г) минимального уровня загрязнения (55 мкг/г) по «Региональному нормативу для Санкт-Петербургского региона» (табл. 28). Аномальные значения с максимальным для акватории содержанием свинца (37 мкг/г) прослеживаются на склонах и в самой Центральной впадине Баренцева моря, сложенных алевро-пелитовыми и пелитовыми осадками.

Мышьяк. Концентрации мышьяка в донных осадках акватории с максимальным содержанием (24 мкг/г) содержатся в донных осадках с тонкозернистым составом. Фоновое содержание 16,07 мкг/г.

Хром. Фоновая его характеристика, полученная по данным полуколичественного спектрального анализа, не превышает нижний уровень загрязнения (380 мкг/г), а аномальные значения не дотягивают до интенсивно загрязненных осадков. Минимальные и максимальные концентрации составляют 75 и 160 мкг/г соответственно.

Дополнительная техногенная нагрузка, обусловленная развитием нефтегазового комплекса на акватории Баренцева моря, может привести к росту концентраций металлов в рыбах на уровне отдельных рыболовных районов. Для обеспечения эффективного процесса комплексного мониторинга тяжелые металлы следует рассматривать как одно из основных направлений исследования.

Многие тяжелые металлы, обладая высокой геохимической подвижностью, могут являться индикаторами осадочных потоков, с которыми распространяются и продукты антропогенеза. Изучение геохимических закономерностей их распределения и особенностей концентрации в современных донных осадках крайне важно для выявления источников антропогенного загрязнения и путей их поступления в ландшафты.

Загрязнение техногенными компонентами

В число техногенных компонентов загрязнения входят нефтепродукты, древесина и продукты ее гниения, радиоактивные элементы искусственного происхождения.

Петролетехногенное загрязнение. К числу петролетехногенных поллютантов донных морских сред относятся компоненты нефти и нефтепродуктов. Они попадают в море при добыче и транспортировке нефти, сбросах льяльных

вод и ГСМ, авариях на танкерах и т.д. Опасность загрязнения такого рода на Баренцевом море резко возросла с началом разведки и разработки нефтяных и газоконденсатных месторождений. Поэтому особенно важно оценить фоновые значения показателей петролетехногенной контаминации в условиях постоянно увеличивающегося техногенного пресса. Ведущими параметрами загрязнения нефтепродуктами являются суммарные содержания нефтяных (НУ) и полициклических ароматических (ПАУ) углеводородов в донных осадках и придонных водах. Эти показатели используются в качестве стандартных, хотя валовые концентрации нефтяных углеводородов содержат как природные эпигенетические, так и техногенные компоненты. Статистические параметры распределения НУ и ПАУ приводятся в табл. 29.

Т а б л и ц а 29

**Содержание техногенных компонентов в донных осадках листов S-39,40
(по данным ВНИИОкеангеология, 1992 г.)**

Загрязнители	Число проб	Размерность	Содержание в изученной части акватории			Содержание на Западно-Арктическом шельфе (В. И. Гуревич, 1993ф)		ПДК для морских водосемов (ОБУВ, 1990)
			мини-мальное	макси-мальное	фоновое	фоновое	аномальное	
Донные осадки								
НУ	14	мкг/г	517	1362	805	340	900	–
ПАУ	14	мкг/г	0	0,24	0,07	0,015	0,12	–
Фенолы	14	мкг/г	0	8,8	2,3	–	0,3	–
Придонная вода								
НУ	6	мкг/л	0	0	0	–	1,8	50
ПАУ	6	мкг/л	0,07	0,34	0,25	0,15	0,3	–
Фенолы	6	мкг/л	0	0,02	0,01	–	0,034	1

П р и м е ч а н и е . Уровни ПДК приводятся по материалам [Обобщенный ... , 1990].

На изученной площади расположена крупная, весьма контрастная (до 3σ) аномальная по нефтяным углеводородам зона, связанная в основном с пелитовыми отложениями, на глубинах более 200 м. В этом районе проводились буровые поисково-разведочные работы на нефть и газ. Сюда же могут поступать с ветвями Северо-Атлантического течения продукты нефтяного загрязнения из Норвежского моря. Однако даже максимальные содержания НУ в донных осадках, составляющие 1360 мкг/г не достигают уровня загрязненности для грунтов III класса [ГОСТ 17.4.2.01-81].

Были изучены также распределение и содержание ПАУ в придонных средах акватории. Полициклические ароматические углеводороды – это высокотоксичные и канцерогенные компоненты, имеющие в основном техногенное происхождение.

В целом можно считать, что все приводимые цифры концентраций, как НУ, так и ПАУ, в настоящее время представляют пока сравнительный, чисто геохимический интерес, а изученная акватория свободна от нефтяного загрязнения.

Радиотехногенное загрязнение

Воды бассейна загрязняются радиоактивными элементами с начала испытаний атомного оружия по настоящее время [Сивинцев, 2005; Матишов, 2001]. Накопление и миграция радионуклидов в компонентах морской экосистемы представляет интерес при изучении угроз для морской биоты и рисков для населения при использовании рыбных ресурсов. В соответствии с этим динамика активности долгоживущих радионуклидов ^{137}Cs и ^{90}Sr отражает степень техногенного радионуклидного загрязнения в баренцевоморской экосистеме.

В *донных отложениях* Баренцева моря ^{137}Cs и ^{90}Sr распространены повсеместно. Концентрации радионуклидов зависят от гранулометрического состава осадков, топографии дна и гидродинамического режима. Удельная активность ^{137}Cs в районах возвышенностей варьирует в диапазоне 0,2–1,8 Бк/кг, желобов и впадин – до 6 Бк/кг. В глинистых отложениях, покрывающих дно Центральной впадины (глубина 200–300 м), присутствует около 9 Бк/кг ^{137}Cs и 0,8 Бк/кг ^{90}Sr . Значения средних концентраций ^{137}Cs и ^{90}Sr на границах Баренцева моря в период 1960–2009 гг. получены на основе обобщения и осреднения данных литературы [Сивинцев, 2005; Матишов, 2001], а также результатов радиоэкологических исследований ММБИ (2000–2009 гг.). Динамика поступления радионуклидов из атмосферы – в табл. 30.

Таблица 30

Динамика годового поступления ^{137}Cs и ^{90}Sr на поверхность

Баренцево море из атмосферы, Бк/(м ² ·год)	1950–1959	1960–1969	1970–1979	1980–1989	1986	1990–1999	2000–2009
^{137}Cs	111,5	207,3	28,1	3,8	702,3	1,0	0,1
^{90}Sr	68,1	124,1	12,4	3,6	9,6	0,3	0,1

Атмосферные выпадения. Максимумы выпадений искусственных радионуклидов в акваторию Баренцева моря наблюдались в 1960-е годы и в 1986 г. (табл. 30) как следствие испытаний ядерного оружия и аварии на Чернобыльской АЭС. В 1963 г. выпадения ^{137}Cs с атмосферными осадками достигали 1050 ТБк, ^{90}Sr – 630 ТБк. В 1986 г. зафиксированы значительные выпадения ^{137}Cs , достигающие 1010 ТБк/год. С 1950-х годов до 1986 г. отношение $^{90}\text{Sr}/^{137}\text{Cs}$ в осадках, выпавших на акваторию Баренцева моря, составляло 0,4–0,6, что характерно для выпадений, обусловленных ядерными испытаниями [Новоземельский ... , 2000]. С 1987 г. по настоящее время атмосферный поток радионуклидов постоянно снижается. К 1990-м годам отношение $^{90}\text{Sr}/^{137}\text{Cs}$ в осадках повысилось до 0,3. В 2000-е атмосферный поток ^{90}Sr превышает ^{137}Cs в 2 раза [Матишов, 2004].

Поступление из Норвежского моря. Несмотря на множество ядерных испытаний, проведенных в 1950–1960-е годы разными странами, объемная активность вод Баренцева моря была невысокой. Повышение активности ^{137}Cs и ^{90}Sr происходило в 1975 и в 1980 годах, что было обусловлено сбросами западноевропейских заводов по переработке ядерных материалов. Большая

часть радионуклидов, сброшенных в Ирландское море заводом «Селлафильд» (например, около 1200 ТБк в 1970 г. и 5230 ТБк в 1975 г.) поступала с Нордкапским течением в Баренцево море через 4–5 лет. С 1990-х годов по настоящее время выбросы рассматриваемых радионуклидов заводом «Селлафильд» значительно сократились [Усягина, 2012]. Поступление из Норвежского моря с 1970-х по 2000-е гг. остается основным источником искусственных радионуклидов в Баренцево море. До 1990-х годов поступление ^{137}Cs через западную границу моря превышало поступление ^{90}Sr , в 2000-х годах наблюдается обратный процесс [Матишов, 2009].

По последним оценкам, всего в Баренцево море слито жидких радиоактивных отходов общей активностью около 650 ТБк. В целом вклад этого источника загрязнения по сравнению с поступлением из Норвежского моря в общий приход радионуклидов незначителен [Сивинцев, 2005]. Согласно результатам расчетов, основные расходные потоки радионуклидов направлены из Баренцева моря в Карское. До 1990-х годов в годовом балансе ^{137}Cs приход превышал расход, с 1990-х по настоящее время наблюдается обратный процесс. С 1960-х по настоящее время в балансе ^{90}Sr приход превышал расход [Усягина, 2012].

Исследования, выполненные ОАО «МАГЭ» в 2016 г., позволили выявить уровень и закономерности распределения удельной активности радионуклидов в донных осадках акватории листов S-39,40. Статистические параметры приведены в табл. 31.

Таблица 31

Активность радионуклидов в донных осадках

Компоненты	Радиоактивность, Бк/кг			
	min	max	среднее	фоновое
^{226}Ra	4	135	59,7	86,1
^{40}K	236	1622	844	1233,1
^{232}Th	34	190	109,4	151,81
^{137}Cs	0	26,5	4,1	10,7

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.

Результаты определения удельной активности радионуклидов показали сравнительно невысокий уровень загрязненности донных отложений акватории. Фоновое значение концентрации Cs в донных осадках составляет

10,7 Бк/кг. В подавляющем количестве анализируемых проб его содержание равно 0 Бк/кг. Повышенные концентрации цезия связаны с отложениями пелитового состава в пределах Восточно-Новоземельского желоба.

Геоэкологическая оценка состояния придонных сред

При составлении эколого-геологической схемы листов S-39,40 в качестве отправных точек для картографирования аномалий, мы использовали фоновые, а порогом аномальных концентраций считали удвоенные или утроенные средние значения элементов, аномальные концентрации техногенных загрязнителей, рассчитанные В. И. Гуревичем для Баренцева моря и Западно-Арктического шельфа в целом [Гуревич, 1991].

Эколого-геологическая схема построена в масштабе 1 : 2 500 000. При работе были использованы картографические материалы масштаба 1 : 2 500 000, составленные В. И. Гуревичем в 1993 г. и охватывающие ряд техногенных, абиотических и биотических параметров, а также материалы из печатных источников. К числу техногенных загрязнителей относятся некоторые тяжелые металлы, нефтяные углеводороды, фенолы. Среди абиотических параметров рассмотрены геоморфологическая позиция, морфоструктурная приуроченность, глубина моря, скорости и направления постоянных течений, литологическая характеристика осадков. Важнейшие биотические характеристики включают оценку общей биомассы, видовое разнообразие бентоса, трофические группировки.

Техногенные и природные компоненты поступают в акваторию из трех групп источников. С теплыми водами Северо-Атлантического течения связаны слабо- и умеренно контрастные обширные ореолы рассеяния ряда антропогенных загрязнителей, протягивающиеся на расстояние до 1000–1500 км от аномалообразующих объектов, что впервые было отмечено В. И. Гуревичем [Гуревич, 1991]. С берегов Кольского полуострова и из Норвегии поступают природные компоненты. Со стоком рек могут выноситься различные техногенные продукты промышленного и хозяйственного природопользования, которые также могут мигрировать на расстояния в сотни километров.

Необходимо еще раз напомнить, что в изученной акватории листов S-39,40 даже максимальные концентрации всех загрязнителей (тяжелые металлы, ПАУ, НУ, фенолы) нигде не превышают уровней существующих ПДК. Картируемые аномалии являются чисто геохимическими, показывающими тенденцию к накоплению того или иного загрязнителя в определенном районе. Таким образом, изученная акватория относится к областям, которые пока мало затронуты техногенным воздействием.

Оценка эколого-геологических обстановок

Оценка эколого-геологического состояния акватории отображает степень суммарного воздействия абиотических, биотических факторов, степень геохимического, радиоактивного загрязнения, техногенного воздействия на геологическую среду. Эколого-геологические обстановки формируются под влиянием антропогенного (техногенного) воздействия на геологическую

среду. Эколого-геологическое районирование позволило выделить три уровня градации эколого-геологической обстановки:

- 1) благоприятная, относящаяся к северным районам акватории Баренцева моря;
- 2) удовлетворительная, занимающая восточную часть листа;
- 3) напряженная, в районе островов арх. Новая Земля, а также на центральной части изучаемой акватории. Здесь зафиксированы аномалии по никелю, цинку, меди, свинцу. Очевидно, здесь соединяются все виды загрязнений: с запада – антропогенные, поступающие с ветвями течений, а с юга – в основном природные, от аномалообразующих объектов Кольского полуострова и Норвегии. Слабозагрязненными являются часть Адмиралтейской возвышенности, Западно- и Восточно-Новоземельские желоба, где в разных сочетаниях присутствуют аномалии по никелю, меди, цинку.

По степени геохимической и геодинамической устойчивости были выделены геодинамически среднеустойчивые и малоустойчивые ландшафты. По степени геохимической устойчивости: среднеустойчивые и малоустойчивые.

Экологическое состояние водной среды Баренцево-Карского шельфа свидетельствует о том, что открытые районы моря остаются пока относительно чистыми.

Разумная рациональная эксплуатация естественных экосистем должна осуществляться при условии сохранения баланса между сегодняшней коммерческой выгодой и возможностью долговременного неистощительного использования природных морских богатств, что возможно при сохранении баланса между основными компонентами экосистемы. Постоянно действующий мониторинг должен обеспечивать исследователей достаточной по объему и качеству информацией для разработки достоверных выводов по состоянию среды и гидробионтов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Комплект Госгеолкарты-1000 третьего поколения листов S-39,40 составлен на основе анализа и обобщения геологических и геофизических данных, полученных на суше (арх. Новая Земля) и прилегающем шельфе Баренцева и Карского морей в новом веке – с 2000 по 2017 гг.

За время, прошедшее с момента издания предшествующей ГК-1000 («новая серия») [S-38–40, 1999], на акватории выполнен большой объем региональных геолого-геофизических работ. В частности, в пределах листа были проведены исследования по каркасной сети сейсмопрофилей и опорному геотраверзу AP-2; на ряде площадей сейсмические работы осуществлялись по уплотненной сети и сопровождалась гравимагнитными наблюдениями. В Баренцевоморской части листа, в рамках объекта дополнительное изучение акватории включало в себя сейсморазведку МВП, непрерывное сейсмоакустическое профилирование, донный пробоботбор. Что касается суши, то накопленная к этому времени информация была переосмыслена, геологические построения в целом увязаны со смежными трапециями. В совокупности это позволило создать и подготовить к изданию регламентированный набор мелкомасштабных карт, схем и других материалов геологического содержания, соответствующих техническому заданию и отвечающих современному уровню знаний о рассматриваемой площади.

При составлении комплекта подготовлена геофизическая основа, соответствующая по составу последним методическим требованиям. Карты потенциальных полей, их трансформант, модельные геолого-геофизические разрезы положены в основу результирующих карт и схем, отражающих глубинное строение и тектонику района. По характерным признакам аномальных полей уточнено положение разломных зон, очертание блоков земной коры, а также отдельных приповерхностных морфоструктур Баренцевской плиты.

Впервые для рассматриваемой (весьма обширной) площади вся совокупность картируемых таксонов (как на суше, так и в акваториях) представлена единой зональной (матричной) легендой. Уточнена номенклатура подразделений тектонического районирования, детализовано положение границ между тремя крупнейшими тектоноформами. По результатам сравнительного анализа показано, что значимые складчатые дислокации в отложениях юры и нижнего мела ни на Пайхое, ни на Новой Земле не проявлены, при этом триас идентично деформирован (и пликративно, и дизъюнктивно), как в пределах Западно-Новоземельского моноклинория, так и в восточном борту Коротаихинской впадины на стыке Урала и Пайхоя (например, в Пэмбойской брахисинклинали [Государственная ... , лист R-41, 2012; Зархидзе, 2008ф]). Тем самым опреде-

лено отсутствие принципиальных различий в деформированности мезозоя этих территорий, что указывает на одновременность завершения коллизии (межплитного орогенеза) для всего северного сегмента Урало-Монгольского складчатого пояса. Такие выводы нашли отражение и в принятом новом структурно-формационном районировании и геодинамических реконструкциях.

В пределах акватории Карского моря на ранее изданных смежных листах R-39,40 – о. Колгуев – прол. Карские Ворота [Государственная ... , листы R-39,40, 2014] сеймоподкомплексы были выделены в привязке к ярусам общей шкалы. Интерпретация новых (2008–2012 гг.) материалов МОВ ОГТ с высоким разрешением позволила существенно обновить сеймостратиграфическую основу этой акватории и увязать ее со стратиграфическими подразделениями сухопутной части Западно-Сибирской платформы (п-ов Ямал). По материалам региональных сейморазведочных работ 2005–2013 гг. построены структурные карты по подошве осадочного чехла и основным отражающим горизонтам, в частности маркирующим «каледонское несогласие» в позднем силуре, предфранский перерыв, поверхность нижнепермских карбонатных отложений, границу раздела перми–триаса, подошву юры и кровлю верхнеюрско-нижнеберриасских черных глин. Также новые материалы высокоточной сейморазведки МОВ ОГТ дали возможность уточнить границы распространения комплексов триасовых, юрских и меловых отложений на всей площади листа, выявить закономерности строения главных нефтегазоперспективных интервалов разреза – меловых, юрских, триасовых и, возможно, палеозойских комплексов.

Исследования, проведенные в рамках данных картосоставительских работ, позволили не только пополнить комплект новыми элементами, но и существенно актуализировать «традиционные». Так, результаты донного опробования в совокупности с сейсмоакустическими данными способствовали созданию литологической карты поверхности дна, значительно лучше обеспеченной фактическим материалом.

На геологической карте доплиоценовых образований, в отличие от предшествующего издания [Государственная ... , листы S-38–40, 1999] существенно изменились очертания границ картографируемых подразделений. Расширилась область развития верхнемеловых отложений: они охватывают, кроме Южно-Баренцевской впадины, часть Лудловской седловины и Северо-Баренцевской впадины; это является благоприятным фактором при оценке перспектив нефтегазоносности. Детализировано строение Предновоземельской структурной области по триасовым отложениям: показано более широкое развитие на площади средне-верхнетриасовых комплексов, с увеличением их мощности в направлении Новой Земли, отражена сложная разломно-блоковая структура в зоне распространения передового фронта дислокаций Пайхойско-Новоземельской складчатой системы. Охарактеризовано изменение мощностей сейсмокомплексов в различных структурно-формационных зонах, указан предполагаемый литологический состав пород.

При картировании суши в качестве базовых для уточнения ГК-1000/2 (новая серия) были использованы 16 планшетов ГК-200/1 [Красножен, 1988; Красножен, 1990; Труфанов, 1990], в свое время подготовленных к изданию. Материалы отчетов по групповой ГС-200 за 1981 и 1986 гг. [Павлов, 1981ф; Павлов, 1986ф] использовались как дополнительный материал, поскольку

они не включают данные по полевым и камеральным работам, проводимым АКГГЭ в 1987–1990 гг. (в т. ч. уточнение, увязку и переинтерпретацию данных отчетов 1981 и 1986 гг.). Для обеспечения читаемости геологической карты пересмотрено и изменено объединение подразделений; в результате удалось лучше подчеркнуть структуру отдельных форм. Геологическое строение прибрежной сухопутной части архипелага было экстраполировано на прилегающую акваториальную часть с детализацией рисовки геологических структур обеих частей. В результате использования геологических данных по множеству нунатаков, закартированных при выполнении ГК-200/1 [Труфанов, 1990], а также использования данных новой геофизической основы, в северной части площади листов удалось проследить границы подразделений под ледником, за счет чего была снята значительная часть ледового покрова и увеличена информативная площадь карты.

На обновленной геологической и структурной основе уточнено положение границ нефтегазоносных областей, выделены перспективные зоны нефтегазоаккумуляции: Лунинская ПЗНГН – в пределах Штокмановско-Лунинской НГО, Адмиралтейская и Гусиноземельская – в Адмиралтейско-Приновоземельской ПНГО. Проведена оценка прогнозных ресурсов углеводородов, включая локализованные ресурсы антиклинальных структур и неструктурных ловушек, их ранжирование по степени перспективности. Основные перспективы связаны с юрским, триасовым, пермским и верхнедевонско-нижнепермским нефтегазоносными комплексами в Баренцевоморской части; юрскими и меловыми НГК на Карском шельфе.

Уточнены (или впервые выявлены) закономерности размещения месторождений полезных ископаемых, критерии их прогнозирования. Локализованы перспективные площади ранга минерагенических зон, рудных районов, рудных узлов, нефтегазоносных областей и районов; прогнозные ресурсы отражены на картах и схемах комплекта, а также в записке, оценка твердых ископаемых выполнена по категории P_3 , для нефти и горючих газов – по категориям D_1 и D_2 .

Начальные суммарные ресурсы УВ Баренцевоморской части территории листов оценены в 5401,66 млн т у.т. Из них локализованные прогнозные ресурсы составляют 690,27 млн т у.т.

Наиболее высокими перспективами обладает Штокмановско-Лунинская НГО, но, ввиду ее малой площади, прогнозные ресурсы составляют 957,80 млн т у.т. Прогнозные ресурсы Южно-Баренцевской НГО составляют 1119,58 млн т у.т. Адмиралтейско-Приновоземельской СПНГО – 3324,28 млн т у.т. Перспективы нефтегазоносности Предновоземельской НГО (Карское море) в пределах изучаемой площади связываются с неструктурными ловушками. Суммарные ресурсы этой части составляют 870,69 млн т у.т.; в неструктурных объектах локализовано 52,39 млн т у.т.

Приведено описание всех месторождений, проявлений и пунктов минерализации твердых полезных ископаемых на площади листов S-39,40 (в пределах арх. Новая Земля) с акцентом на профилирующие виды минерального сырья – марганец, цветные металлы, благородные металлы, флюорит и кварц. На схеме минерагенического районирования показаны главные перспективные локальные таксоны, в записке приведено их описание и даны расчеты прогнозных ресурсов

категории P_3 , охарактеризованы возможные перспективы площади. Ресурсы категории P_3 для профилирующих полезных ископаемых площади составляют: марганец оксидный – 4 млн т, марганец карбонатный – 46 млн т (в Адмиралтейской потенциальной марганценоносной зоне); флюорит – 900 тыс. т (в Крестовской флюоритоносной зоне); кварц оптический – 24 т и кварц коллекционный – 2,4 тыс. т (в Центрально-Новоземельской потенциальной хрусталеносной зоне); цинк – 4665 тыс. т, свинец – 1029 тыс. т (в Матшарском серебро-полиметаллическом рудном районе); золото – 6,6 т (авторские) – в Черногорском полиметаллически-сурьмяно-золоторудном узле.

Полученная в ходе работ первичная геолого-геофизическая информация (сейсмические, сейсмоакустические разрезы; колонки, описания и аналитические материалы по станциям донного опробования) включены в сопровождающую базу данных. База организована в виде ГИС-проекта, который включает взаимосвязанный комплект цифровых карт и массивов первичных и производных геолого-геофизических данных.

Несмотря на проведенную работу, остается ряд нерешенных вопросов, к которым хотелось бы привлечь внимание последующих исследователей. К первоочередным из них можно отнести уточнение литолого-фациальных характеристик и сравнительное доизучение среднекарбонско-раннепермских стратонев Центрально-Новоземельской и Кармакульской структурно-формационных зон (в частности соколовской серии и мурманской толщи). Также значительный интерес представляет доизучение геологического строения скрытых в акваториях Карского и Баренцева морей фронтальной части Западно-Новоземельского моноклинория и восточной части Карского синклинория.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Опубликованная

1. Алексеев М. Н., Чистяков А. А., Щербаков Ф. А. Четвертичная геология материковых окраин. – М.: Недра, 1986. – 243 с.
2. Андреева И. А., Бондарев В. И., Ершов Ю. П. и др. Средний палеозой полуострова Шмидта (район Русской Гавани на Новой Земле) // Геология и стратиграфия Новой Земли – Л.: Изд-во НИИГА, 1979.
3. Андреева И. А., Ванштейн Б. Г., Зинченко А. Г., Кийко О. А., Петрова В. И. Ландшафтно-геоэкологические исследования акватории Баренцева моря как основа для постановки долгосрочного мониторинга // Концептуальные задачи геоэкологического изучения шельфа. – СПб.: ВНИИОкеангеология, 2000. – С. 17–32.
4. Артюшков Е. В., Беляев И. В., Казанин Г. С., Павлов С. П., Чехович П. А., Шкарубо С. И. Механизм образования сверхглубоких прогибов: Северо-Баренцевская впадина. Перспективы нефтегазоносности // Геология и геофизика. – 2014. – Т. 55. – № 5–6. – С. 821–846.
5. Артюшков Е. В., Казанин Г. С., Павлов С. П., Сакулина Т. С., Чехович П. А., Шкарубо С. И. Этапы геологического становления Северо-Баренцевской впадины // Геология и геоэкология континентальных окраин Евразии. Вып. 3. Специальное издание, посвященное 40-летию МАГЭ. – М.: ГЕОС, 2011. – С. 82–97.
6. Артюшков Е. В. Механизм образования Баренцевского прогиба // Геология и геофизика. – 2005. – Т. 46. – № 7. – С. 698–711.
7. Атлас океанов. Северный Ледовитый океан. – Л., 1980.
8. Баренцевская шельфовая плита. Т. 196 / Под ред. И. С. Грамберга. – Л.: Недра, 1988. – 263 с.
9. Басков Е. А., Неизвестнов Я. В., Суриков С. Н. Гидрогеологические структуры акватории // Основные типы гидрогеологических структур СССР. – Л.: ВСЕГЕИ, 1974. – С. 86–88.
10. Басов В. А., Ронкина З. З. Граница юры и мела на шельфах Северной Европы: стратиграфический и палеонтологический аспекты // Стратиграфия и палеонтология мезокайнозоя Советской Арктики. – Л.: ПГО «Севморгеология», 1990. – С. 6–13.
11. Басов В. А., Василенко Л. В., Вискунова К. Г. и др. Эволюция обстановок осадконакопления Баренцево-Северо-Карского палеобассейна в фанерозое // Нефтегазовая геология, теория и практика. – 2009. – № 4. – 44 с.
12. Берсер В. И. Сурьмяные месторождения. – Л.: Недра, 1978. – 296 с.
13. Биология и океанография Карского и Баренцева морей (по трассе Севморпути). – Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 1998. – С. 16–24.
14. Богоявленский В. И., Богоявленский И. В., Богоявленская О. В., Никонов Р. А. Перспективы нефтегазоносности седиментационных бассейнов и фундамента Циркумарктического региона // Геология нефти и газа. – 2017. – № 5. – С. 5–20.
15. Бойцов В. Д. Изменчивость температуры воды в Баренцевом море и ее прогнозирование. – Мурманск: Изд-во ПИНРО, 2006. – 292 с.

16. Бондарев В. И., Андреева И. А. Нижнедевонские отложения Северного острова Новой Земли // Палеонтологическая основа стратиграфических схем палеозоя и мезозоя островов Советской Арктики. – Л.: Изд-во НИИГА, 1981.

17. Бро Е. Г. Нефтегазоносные комплексы в палеозойских и мезозойских отложениях на шельфе Баренцева моря // Нефтегазоносность Баренцево-Карского шельфа – СПб.: ВНИИОкеангеология, 1993. – С. 17–37.

18. Бро Е. Г. Цикличность формирования осадочного чехла и нефтегазоносность на Арктических шельфах России. – СПб., 1995. 80 с.

19. Бро Е. Г., Десятков В. М., Преображенская Э. Н., Патрунов Д. К. Нефтегазоносные рифогенные образования в палеозойских отложениях на шельфе Баренцева моря // Геологическое строение и нефтегазоносность Арктических морей России. – СПб.: ВНИИОкеангеология, 1993. С. 6–13.

20. Бро Е. Г., Преображенская Э. Н., Ронкина З. З. и др. Параметрические скважины на о. Колгуев // Советская геология. – 1988. – № 3. – С. 32–38.

21. Бро Е. Г., Пчелина Т. М., Преображенская Э. Н. и др. Осадочный чехол Баренцево-морского шельфа по данным параметрического бурения на островах // Проблемы нефтегазоносности Мирового океана. – М.: Наука, 1989. – С. 191–197.

22. Бурский А. З., Красножен А. С., Щеколдин Р. А. Девонские отложения юга Новой Земли // Палеонтологическая основа стратиграфических схем палеозоя и мезозоя островов Советской Арктики.: Сб. науч. тр. НИИГА, 1981.

23. Василенко Л. В. Позднемеловая фауна фораминифер Южно-Баренцево-морского бассейна – ее биостратиграфическое и палеогеографическое значение // Стратиграфия и палеонтология мезо-кайнозоя Советской Арктики. – Л.: ПГО «Севморгеология». 1990. – С. 14–30.

24. Василенко Л. В. Комплексы фораминифер из меловых отложений острова Белый (Карское море) // Стратиграфия и палеонтология Российской Арктики. – СПб.: ВНИИ-Океангеология, 1997. – С.143–152.

25. Верба М. Л. Современное билатеральное растяжение земной коры в Баренцево-Карском регионе и его роль при оценке перспективности нефтегазоносности // Нефтегазовая геология. Теория и практика. – 2007. – № 2. – С. 1–37. www.ngtp.ru

26. Гавшин В. М., Захаров В. А. «Баженовиты» на норвежском континентальном шельфе // Геология и геофизика. – 1991. – № 1. – С. 62–77.

27. Геодинамика и нефтегазоносность Арктики / Под ред. В. П. Гаврилова. – М.: Недра, 1993. – 323 с.

28. Геологическое строение и закономерности размещения полезных ископаемых. Моря Советской Арктики. Т. 9 / Под ред. И. С. Грамберга и Ю. Е. Погребницкого. – Л.: Недра, 1984. – 280 с.

29. 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.

30. Геология и стратиграфия Новой Земли: Сб. науч. тр. / Науч. ред. Б. И. Бондарев. – Л.: НИИГА, 1979. – 113 с.

31. Геология СССР. Т. XXVI. Острова Советской Арктики. – М.: Недра, 1970. – 548 с.

32. Геология Южного острова Новой Земли. – Л.: Изд-во ПГО «Севморгеология», 1982. – 139 с.

33. Геоморфологическая карта СССР. Масштаб 1 : 7 500 000 / Ред. Г. С. Ганешин. – Л.: ВСЕГЕИ, 1966.

34. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. 1. Баренцево море / Ред.: Г. В. Гирдюк, С. Л. Дженюк, Г. Г. Зыкова, Ф. С. Терзиев. – Л.: Гидрометеиздат, 1990. – 280 с.

35. ГОСТ 17.4.2.01-81 «Охрана природы. Почвы. Номенклатура показателей санитарного состояния».

**Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 1 000 000
(третье поколение)**

36. Серия Северо-Карско-Баренцевоморская. Лист Т-41–44 – мыс Желания. Объяснительная записка / Отв. ред С. И. Шкарубо; глав. ред. Б. Г. Лопатин. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2013. – 200 с.

37. Серия Уральская. Лист Р-40 – Североуральск. Объяснительная записка – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2005. – 332 с.

38. Серия Уральская. Лист Q-40 – Печора. Объяснительная записка / В. П. Водолазская, Л. И. Опаренкова, Д. В. Зархидзе, Н. Ф. Иванов и др. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2013. – 365 с.

39. Серия Уральская. Лист Q-41 – Воркута. Объяснительная записка. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2007. – 541 с.

40. Листы S-39,40,41,42 (пролив Маточкин Шар). Объяснительная записка / Ред К. К. Демочкидов. – М.: Госгеолтехиздат, 1959.

41. Листы S-38–40 – Маточкин Шар. Объяснительная записка / Отв. ред. Б. Г. Лопатин. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1999. – 203 с.

42. Лист S-(36), 37 – Баренцево море. Объяснительная записка / Отв. ред. Б. Г. Лопатин. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2000. – 165 с.

43. Лист S-41–43 – о. Белый. Объяснительная записка. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2004. – 203 с.

44. Лист S-38 – Баренцево море. Объяснительная записка / Науч. ред. С. И. Шкарубо, П. В. Рекант. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2017. – 160 с.

45. Листы R-38–40 – о. Колгуев. Объяснительная записка / Отв. ред. Б. Г. Лопатин. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2003. – 289 с.

46. Серия Южно-Карская. Лист R-41 – Амдерма. Объяснительная записка / Отв. ред. М. А. Шишкин, С. И. Шкарубо; глав. ред. Б. Г. Лопатин. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2012. – 383 с.

47. Серия Северо-Карско-Баренцевоморская. Листы R-39,40 – о. Колгуев–прол. Карские Ворота. Объяснительная записка / Науч. ред. Б. Г. Лопатин, А. Е. Рыбалко – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2014. – 405 с.

48. Серия Западно-Сибирская. Лист R-42 – п-ов Ямал. Объяснительная записка / Отв. ред. М. А. Шишкин, Я. Э. Файбусович, С. И. Шкарубо – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2015. – 366 с.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000

49. Серия Северо-Уральская. Лист Q-41-XXV. Объяснительная записка / Ред. М. А. Шишкин. – М.: МФ ВСЕГЕИ, 2013. – 252 с.

50. Серия Северо-Уральская. Лист Q-41-XXVI. Объяснительная записка / Ред. А. В. Жданов. – М.: МФ ВСЕГЕИ, 2017. – 231 с.

51. Серия Новоземельская. Объяснительная записка к листам S-39-XXXV,XXXVI, S-40-XXXI,XXXII; R-39-III,IV,V,VI; R-40-I,II / А. С. Красножен, В. С. Непомилуев, Л. Г. Павлов, Г. Е. Черняк. – Л., 1988. – 164 с.

52. Серия Новоземельская. Объяснительная записка к листам S-39-XXIII,XXIV; XXIX, XXX; S-40-XIX,XX,XXI,XXII; XXV,XXVI,XXVII,XXVIII (третья группа) / А. С. Красножен, В. С. Непомилуев. ПМГРЭ, 1990. – 187 с.

53. Серия Новоземельская. Объяснительная записка к листам R-39-R-XI, XII; R-40-VII, VIII; R-40-IX, X; R-40-XIII, XIV; R-40-XV, XVI / Г. В. Труфанов, Г. Е. Черняк, В. Ф. Ильин, А. С. Красножен, В. Ф. Непомилуев. Ред. Е. А. Кораго. ПМГРЭ, 1990. – 203 с.

54. Серия Новоземельская. Объяснительная записка к листам S-40-III, IV; VII, VIII, IX, X; XVII, XVIII; XXIX; XXX / Г. В. Труфанов, Г. Е. Черняк, Л. Г. Павлов, А. С. Красножен, В. С. Непомилуев. Ред. Е. А. Кораго. ПМГРЭ, 1990.

55. Издание второе. Серия Полярно-Уральская. Листы R-41-XXXV, XXXVI (хр. Оченърд). Объяснительная записка. – М.: Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2017. – 224 с.

56. *Грамберг И. С.* Баренцевоморский пермотриасовый палеорифт и его значение для проблемы нефтегазоносности Баренцево-Карской плиты // Докл. РАН. – 1997. – Т. 352. – № 6. – С. 789–791.

57. *Гриценко И. И., Крапивнер Р. Б.* Новейшие отложения Южно-Баренцевского региона: осадочные (седиментационные) сеймостратиграфические комплексы и их вещественный состав // Новейшие отложения и палеогеография северных морей / Под ред. Г. Г. Матишова – Апатиты: ММБИКНЦ АН СССР, 1989. – С. 28–45.

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.* К методологии морских геозоологических исследований // Проблемы геозологии акваторий и побережий. – СПб.: Изд-во «Севморгеология», 1991. – С. 14–28.

60. *Гуревич В. И.* Современный седиментогенез и геозология Западно-Арктического шельфа Евразии. – М.: Научный мир, 2002. – 135 с.

61. *Гуревич В. И., Бордуков Ю. К.* Радиометрические исследования современных отложений Баренцева шельфа летом 1992 г. // Проблемы развития морских геотехнологий, информатики и геозологии: Тез. докл. V конф. ВНИИОкеангеология, 1993. – С. 93–94.

62. *Гусев Е. А., Костин Д. А., Маркина Н. В., Рекант П. В., Шарин В. В., Доречкина Д. Е., Зархидзе Д. В.* Проблемы картирования и генетической интерпретации четвертичных отложений Арктического шельфа России (по материалам ГК-1000/3) // Региональная геология и металлогения. – 2012. – № 50. – С. 5–14.

63. *Данилов И. Д.* Плейстоцен морских субарктических равнин. – М.: Изд-во МГУ, 1978. – 198 с.

64. *Данилов И. Д.* Палеогеография Арктического шельфа Евразии и прилегающих долин в позднем КЗ // Возраст и генезис переуглублений на шельфах и история речных долин. – М.: Наука, 1984. – С. 22–28.

65. *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.

66. *Дараган-Суцова Л. А., Петров О. В., Соболев Н. Н., Дараган-Суцов Ю. И.* Сейсмогеологический анализ доюрских осадочных комплексов Южно-Карской синеклизы в связи с тектоническим районированием осадочного чехла // Геология и геофизика. – 2014. – № 12.

67. *Дружинина Н. И., Мусатов Е. Е.* Новые данные по микропалеонтологии и сеймостратиграфии донных отложений Баренцева моря // Геологический журнал АН Украины. – 1992. – № 9. – С. 76–85.

68. *Дортман Н. Б.* Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (петрофизика): Справочник геофизика. – М.: «Недра», 1984 – 455 с.

69. *Журавлев В. А.* Плотностная модель земной коры Баренцевоморского региона // Строение литосферы Балтийского щита / Отв. ред. Н. В. Шаров. – М. – С. 116–121.

70. *Зайцев И. К.* Принципы гидрогеологического районирования и типизация гидрогеологических структур // Основные типы гидрогеологических структур СССР. – Л.: ВСЕГЕИ, 1974. – С. 5–9.

71. *Зайонц И. Л., Демус С. И., Федоров В. В.* Стратиграфия кайнозоя севера Западной Сибири // Кайнозой шельфа и островов Советской Арктики. – Л.: ПГО «Севморгеология», 1986. – С. 90–99.

72. *Зархидзе В. С.* Новейший этап развития Арктического шельфа // Геология и геоморфология шельфов и материковых склонов. – М.: Наука, 1985. – С. 58–65.

73. *Зенкевич А. А.* Моря СССР, их флора и фауна. – М.: Учеб.-пед. изд-во Мин. просвещ. РСФСР, 1956. – 116 с.

74. *Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Натанов Л. М.* Тектоника литосферных плит территории СССР. – М.: Недра, 1990. – 328 с.

75. *Зубаков В. А.* Глобальные климатические события плейстоцена. – Л.: Гидрометеоздат, 1986. – 288 с.

76. Ильин Г. В. Современные уровни химического загрязнения промысловой ихтиофауны // Экология промысловых видов рыб Баренцева моря. – Апатиты: КНЦ РАН, 2001. – С. 196–217.
77. Ильин Г. В., Петров В. С. Исследования содержания тяжелых металлов в грунтах // Экологические исследования зоны промышленного освоения Штокмановского газоконденсатного месторождения на шельфе Баренцева моря. Препр. – Апатиты: КНЦ РАН, 1994. – С. 44–48.
78. Казанин Г. С., Заяц И. В., Макаров Е. С., Павлов С. П., Шкарубо С. И. Геолого-геофизические исследования шельфовых морей и глубоководных бассейнов Северного Ледовитого океана в XXI веке – достижения и проблемы // Инновационный вектор развития ОАО «МАГЭ»: сборник статей. – СПб., 2017. – С. 74–78.
79. Каленич А. П., Жуков В. В. Новые данные о магматизме коллизионного этапа Новой Земли // Российская Арктика: геологическая история, минерагения, геоэкология. – СПб.: ВНИИОкеангеология. – 2002. – С. 300–309.
80. Каминский В. Д., Ушаков В. И. Твердые полезные ископаемые архипелагов и островов арктической континентальной окраины Евразии. – СПб.: ФГУП «ВНИИОкеангеологии» 2010. – 336 с. (Тр. НИИГА – ВНИОкеангеологии, т. 216).
81. Карсаков А. Л., Закономерности и особенности режима вод Баренцева моря по наблюдениям на вековом разрезе «Кольский меридиан»: канд. дисс. – Мурманск, 2007. – 197 с.
82. Карта аномального магнитного поля России и прилегающих акваторий масштаба 1 : 5 000 000 / Т. П. Литвинова (редактор-составитель) . – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2004.
83. Картелев А. А. и др. Авиадесантная гравиметрическая съемка 1 класса Рогачево-Тайнинского района Новой Земли в 1988 г. – Л.: ПМГРЭ, 1989.
84. Кленова М. В. Геология Баренцева моря. – М.: АН СССР, 1960. – 365 с.
85. Козлов С. А. Инженерная геология Западно-Арктического шельфа России. – СПб.: ВНИИОкеангеология, 2004. – 147 с.
86. 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.
87. Комарницкий В. М., Шитилов Э. В. Новые геологические данные о магматизме Баренцева моря // ДАН, 1991. – Т. 320. – № 5. – С. 1203–1206.
88. Коновалова В. А. Визейские аммоноидеи Урала и Новой Земли (Биостратиграфия, морфологический и экологический анализ). Автореферат канд. дисс. – М., 2006. – 25 с.
89. Кораго Е. А., Чухонин А. П. Гранитоидные формации Новой Земли // Изв. АН СССР. Сер. геол., – 1988. – № 10. – С. 28–35.
90. Кораго Е. А., Тимофеева Т. Н. Магматизм Новой Земли (в контексте геологической истории Баренцево-Северокарского региона). – СПб.: ВНИИОкеангеология, 2005. – 225 с.
91. Кошелева В. А., Яшин Д. С. Донные осадки Арктических морей России. – СПб.: ВНИИОкеангеология, 1999. – 251 с.
92. Крапивнер Р. Б. Стратиграфия новейших отложений бассейна р. Печора от Кампо-Печоро-Вычегодского водораздела до устья р. Цильмы // Вопросы стратиграфии и корреляции плиоценовых и плейстоценовых отложений северной и южной частей Предуралья. – Уфа, 1976. – С. 90–141.
93. Крапивнер Р. Б., Гриценко И. И., Костюхин А. И. Сейсмостратиграфия новейших отложений Южно-Баренцевого региона // Кайнозой шельфа и островов Советской Арктики. – Л.: ПГО «Севморгеология», 1986. – С. 7–14.
94. Крапивнер Р. Б., Гриценко И. И., Костюхин А. И. Позднекайнозойская сейсмостратиграфия и палеогеография Южно-Баренцевого региона // Четвертичная палеоэкология и палеогеография северных морей. – М.: Наука, 1988. – С. 103–124.
95. Крапивнер Р. Б. Происхождение диамиктонов Баренцевоморского шельфа // Литология и полезные ископаемые. – 2009. – № 2. – С. 133–148.
96. Крапивнер Р. Б. Кризис ледниковой теории: аргументы и факты. – М.: Изд-во «Геос», 2018. – 319 с.

97. Красножен А. С. История новейшего развития южной части Новой Земли // Геология Южного острова Новой Земли: сб. науч. тр. – Л.: НИИГА, 1982. – С. 100, 109.
98. Красножен А. С., Барановская О. Ф., Зархидзе В. С. и др. Верхнечетвертичные отложения Южного острова Новой Земли // Стратиграфия и палеогеография позднего кайнозоя Арктики: Л.: ПГО «Севморгеология», 1982. – С. 40–52.
99. Крюкова Г. Г., Величко Б. М. Перспективы нефтегазоносности Гусиноземельской части Предновоземельской структурной области // Разведка и охрана недр. – 2017. – № 10. – С. 48–51.
100. Кузина Л. Ф., Яцков С. В. Нижне- и среднекаменноугольные амmonoидеи Новой Земли // Труды Палеонтологического ин-та. – 1999. – Т. 275. – 144 с.
101. Ласточкин А. Н. Методы морского геоморфологического картографирования. – Л.: Недра, 1982. – 272 с.
102. Лисицын А. П. Лавинная седиментация // Лавинная седиментация в океане. – Ростов на Дону: Рост. ун-т, 1982. – С. 3–59.
103. Лопатин Б. Г., Мусатов Е. Е. Сейсмостратиграфия неоген-четвертичных отложений Западно-Арктического шельфа // Сов. геология. – 1992. – № 6. – С. 56–61.
104. Лоскутов А. В. Кварцевые хрусталеносные жилы Новой Земли // Автореферат канд. дисс. – Л.: ЛГУ, 1959. – С. 25.
105. Матишов Г. Г. Дно океана в ледниковый период. – Л.: Наука, 1984. – 176 с.
106. Матишов Д. Г., Матишов Г. Г. Радиационная экологическая океанология. – Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2001. – 417 с.
107. Матишов Д. Г., Матишов Г. Г., Касаткина Н. Е., Усягина И. С. Динамика радиоактивного загрязнения донных отложений Баренцева, Белого и Азовского морей // Докл. РФ. – 2004. – Т. 396. – № 3. – С. 394–398.
108. Матишов Г. Г., Тишков А. А. Наземные и морские экосистемы – М.: Паулсен, 2008. – 445 с.
109. Матишов Г. Г., Матишов Д. Г., Солатие Д., Касаткина Н. Е., Леппанен А. Естественное снижение уровня искусственных радионуклидов в Баренцевом море // Докл. РФ. – 2009. – Т. 427. – № 4. – С. 539–544.
110. Меннер В. В., Гладенков Ю. Б. К детальности стратиграфических шкал // Изв. АН СССР, сер. геол. – 1986. – № 11. – С. 5–17.
111. Металлогенический кодекс России. – М.: Геокарт-Геос, 2012. – 120 с.
112. Методика геоморфологического картографирования шельфа и континентального склона Российской Федерации применительно к задачам Госгеолкарты-1000. – М.: ЗАО «Геоинформмарк», 2001. – 38 с.
113. Методическое руководство по составлению и подготовке к изданию листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 (третьего поколения). Версия 1.4. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2019. – 178 с.
114. Мордасова А. В., Сулова А. А., Ступакова А. В. Сейсмостратиграфические комплексы нижнемеловых отложений Баренцева моря // Георесурсы, 2017. Спецвыпуск. Ч.1. – С. 36–42.
115. Мусатов Е. Е. Развитие рельефа Баренцево-Карского шельфа в кайнозое // Геоморфология. – 1989. – № 3. – С. 76–84.
116. Мусатов Е. Е., Мусатов Ю. Е. Морфоструктура зоны сочленения Восточно-Новоземельского и Байдарацкого желобов // Вестн. СПбУ, сер. 7 «Геология, география». – 1992. – Вып. 1. – С. 51–59.
117. Мурдмаа И. О., Иванова Е. В. Послеледниковая история осадконакопления в шельфовых впадинах Баренцева моря // Литология и полезные ископаемые. – 1999. – № 6. – С. 576–595.
118. Наливкина А. К. О верхнедевонских гониатитах Новой Земли // Труды Аркт. ин-та. – 1936. – № 28. – С. 91–108.
119. Неизвестнов Я. В. Этапы формирования гидрогеологических условий шельфа // Основные проблемы палеогеографии позднего кайнозоя Арктики. – Л.: Недра, 1983. – С. 182–185.

120. *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.
121. *Несветова Г. И.* Особенности распределения кислорода в глубинных водах Баренцева моря // Природа и хозяйство Севера. – Мурманск, 1989. Вып. 17. – С. 59–66.
122. *Несветова Г. И.* Гидрохимические условия функционирования экосистемы Баренцева моря: докт. дисс. – Мурманск, 2003. – 424 с.
123. *Никифорова О. И.* О находке *Spirifer medius* Lebedev на Новой Земле // Тр. Арктического института. – 1936, Т. VIII. – С. 109–112.
124. Новая Земля и остров Вайгач. Геологическое строение и минерагения / А. П. Каленич, В. В. Орго, Н. Н. Соболев, Ю. П. Семенов, Е. Е. Мусатов (под ред. Ю. Е. Погребницкого). – СПб.: ВНИИОкеангеология, 2004. – 174 с.
125. Новая Земля на ранних этапах геологического развития: Сб. науч. тр. / Науч. ред. В. И. Бондарев – Л.: Изд-во ПГО «Севморгеология», 1984. – 145 с.
126. Новоземельский полигон: обеспечение общей и радиационной безопасности ядерных испытаний: Факты, свидетельства, воспоминания / Коллектив авторов под руководством В. А. Логачева. – М.: ИздАТ, 2000. – 487 с.
127. Обобщенный перечень предельно допустимых концентраций (ПДК) и ориентировочно безопасных уровней воздействия (ОБУВ) вредных веществ для воды рыбохозяйственных водоемов. – М.: Главрыбвод, 1990. – 44 с.
128. Океанологические исследования и подводно-технические работы на месте гибели атомной подводной лодки «Комсомолец». – М.: Наука, 1996. – 362 с.
129. Основные проблемы палеогеографии позднего кайнозоя Арктики / Ред. И. С. Грамберг, Ю. Н. Кулаков. – Л.: Недра, 1983. – 263 с.
130. Палеонтологическое обоснование расчленения палеозоя и мезозоя арктических районов СССР. – Л.: Изд-во ПГО «Севморгеология», 1983. – 163 с.
131. *Павлов С. П., Шлыкова В. В., Черников С. Ф., Кузнецов А. В.* Проблема нефтегазонасыщенности меловых отложений Баренцева моря // Геология и геоэкология континентальных окраин Евразии. Вып. 3. Специальное издание, посвященное 40-летию МАГЭ. – М.: ГЕОС, 2011. – С. 8–18.
132. Пермские отложения Новой Земли / Н. В. Калашников, Н. А. Колода, К. К. Макаров и др. / Под ред. В. И. Устрицкого – Л.: Наука, 1981, – 152 с.
133. *Печерский Д. М., Гениафт Ю. С.* Петромагнетизм континентальной литосферы и природа региональных магнитных аномалий // Российский журнал наук о Земле. – 2001. – Т. 3. – № 2. – С. 97–124.
134. *Плотицына Н. Ф., Киреева Л. И., Шаляпина Т. Н., Зимовейскова Т. А., Голубева Т. А.* Состояние загрязнения экосистемы Баренцева моря // Нефть и газ арктического шельфа 2002 г. Перспективы сегодня и завтра: Тезисы конференции. Мурманск. 13–15 ноября 2002 г. Секция 5. Геоэкология. Состояние окружающей природной среды Мурманской области в 2000 г. – Мурманск: МИП-999, 2001. – 186 с.
135. *Повышева Л. Г., Устрицкий В. И.* Пермские отложения Новой Земли // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 1996. – Т. 4. – № 5. – С. 25–34.
136. *Преображенская Э. Н., Устрицкий В. И., Бро Е. Г.* Палеозойские отложения о. Колгуев (Баренцево море) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 1995. – Т. 3. – № 5. – С. 75–85.
137. *Самойлович Ю. Г., Каган Л. Я., Иванова Л. В.* Четвертичные отложения Баренцева моря. – Апатиты: РАН, Кольский научный центр, Геологический институт, 1993. – 74 с.
138. *Сивинцев Ю. В., Вакуловский С. М., Васильев А. П. и др.* Техногенные радионуклиды в морях, омывающих Россию: Радиоэкологические последствия удаления радиоактивных отходов в Арктические и Дальневосточные моря («Белая книга-2000»). ИздАТ, 2005. – 624 с.
139. *Соловьев И. А., Труфанов Г. В. и др.* Кембрийские отложения Новой Земли // Совгеология. – 1986. – № 3.
140. *Соловьев В. А., Гинсбург Г. Д. и др.* Криотермия и гидраты природного газа в недрах Северного Ледовитого океана. – Л., 1987. – 150 с.

141. *Спиридонов М. А.* Картирование четвертичных осадков шельфа // XII Конгресс INQUA: итоги и перспективы. – М.: Наука, 1991. – С. 148–154.
142. Стрoение литосферы российской части Баренц-региона / Под ред. Н. В. Шарова, Ф. П. Митрофанова, М. Л. Вербы, К. Гиллена. – Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2005. – 318 с.
143. *Ступакова А. В., Кирюхина Т. А.* (МГУ им. М. В. Ломоносова) // Нефтегазоносность Баренцевоморского шельфа. Обзорная информация. Вып. 6. – М: «Геоинформмарк», 2001. – 63 с.
144. *Суздальский О. В.* Литодинамика мелководья Белого, Баренцева и Карского морей // Геология моря. Вып. 3. – Л.: НИИГА, 1974. – С. 27–33.
145. *Суздальский О. В.* Палеогеография арктических морей СССР в неогене и плейстоцене. – Л.: Наука, 1976. – 111 с.
146. *Сурков В. С., Казаков А. М., Девятов В. П., Смирнов Л. В.* Нижне-среднетриасовый рифтогенный комплекс Западно-Сибирского бассейна // Отечественная геология, 1997. – № 3. – С. 31–37.
147. *Сухов Е. Е.* Пермские мелкие фораминиферы и их планетарное распространение // Уч. Записки Казанского ун-та. Естественные науки, 2007. – Т. 149. – кн. 4. – С. 129–143.
148. Тектоника и металлогения ранних киммерид Новой Земли / Е. А. Кораго, Г. Н. Ковалева, В. Ф. Ильин, Л. Г. Павлов (Под редакцией Ю. Е. Погребницкого). – СПб.: Недра, 1992. – 196 с.
149. Тектоническая карта Баренцева моря и северной части Европейской России. Масштаб 1 : 2 500 000. Объяснительная записка / Под ред. Н. А. Богданова, В. Е. Хаина. – М.: Картография, 1996. – 94 с.
150. *Голстихин Н. И.* Пояс артезианских бассейнов Арктики // Мерзлотно-гидротермические и гидрогеологические исследования на востоке СССР. – М.: Наука, 1967. Вып. 3. – С. 17–24.
151. Требования по созданию дополнительных карт и схем к комплекту Госгеолкарты-1000/3. Геоморфологическая карта. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2005. – 47 с.
152. *Трофимов В. Т., Баду Ю. В., Кудряшов В. Г., Фирсов Н. Г.* Полуостров Ямал: Инженерно-геологический очерк. – М.: МГУ, 1975. – 279 с.
153. *Устинов Н. В., Покровская Е. И.* Верхнеюрские «черные глины» Баренцевоморского шельфа // Геологическое строение и нефтегазоносность Арктических морей России. – СПб.: ВНИИОкеангеология, 1994. – С. 19–29.
154. *Устрицкий В. И.* Пермский этап развития Новой Земли // Тектоника Арктики: Складчатый фундамент шельфовых седиментационных бассейнов. – Л.: Изд-во НИИГА, 1977.
155. *Устрицкий В. И.* О соотношении Урала, Пай-Хоя, Новой Земли и Таймыра // Геотектоника. – 1985. – № 1. – С. 51–61.
156. *Усягина И. С.* Распределение и пути миграций искусственных радионуклидов в экосистеме Баренцева моря: канд. дисс. – Мурманск, 2012. – 210 с.
157. *Черкесов О. В., Касаткина Е. А.* Граница между пермью и триасом на Новой Земле // Новая Земля на ранних этапах геологического развития. – Л.: Изд-во ПГО «Севморгеология», 1984.
158. *Чирва С. А., Мораховская Е. Д., Куликова Н. К., Федорова В. А., Яковлева С. П.* Стратиграфия триасовых и юрских отложений Баренцева моря // Геологическое строение и нефтегазоносность Арктических островов. – Л.: ВНИГРИ, 1990. – С. 15–30.
159. *Фефилова Л. А.* Новые микрофлористические данные из пограничных отложений перми и триаса Российской Западной Арктики (архипелаг Новая Земля и сопредельные регионы) // Палеоботанический временник: Приложение к журналу «Lethaea rossica». – 2015. – Вып. 2. – С. 229–240.
160. *В. Халтурин, Т. Раутиан, П. Ричардс, Уильям Лейт.* Обзор советских ядерных испытаний на Новой Земле в 1955–1990 годах // Наука и всеобщая безопасность, 2005. – Т. 13. – № 1–2. – С. 1–42.

161. Шпилов Э. В. О периодичности проявлений основного магматизма в пределах Западно-Арктической окраины Евразии в фанерозое // Вестник МГТУ. – 1998. – Т. 1. – № 3. – С. 97–104.
162. Шпилов Э. В. и др. Средне-позднепалеозойский дуплетный рифтинг Баренцево-морской континентальной окраины и его роль в формировании Восточно-Баренцевого мегабассейна / Э. В. Шпилов, С. И. Шкарубо, Л. И. Лобковский // Докл. РФ. – 2018. – Т. 482. – № 5. – С. 572–576.
163. Шпилов Э. В. Базальтоидный магматизм и сдвиговая тектоника Арктической континентальной окраины Евразии в приложении к начальному этапу геодинамической эволюции Американо-Арктического бассейна // Геология и геофизика. – 2016. – Т. 57. – С. 2115–2142.
164. Шпилов Э. В., Сенин Б. В. Глубинное строение дна Баренцева моря // Геотектоника, 1988. – № 6. – С. 96–100.
165. Шпилов Э. В., Тарасов Г. А. Региональная геология нефтегазоносных осадочных бассейнов Западно-Арктического шельфа. – Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 1998. – 306 с.
166. Шпилов Э. В., Шкарубо С. И. Новые данные о структуре комплексов основания Южно-Карского бассейна // Докл. РФ. – 2011. – Т. 438. – № 1. – С. 95–100.
167. Шпилов Э. В., Карякин Ю. В. Баренцево-морская магматическая провинция: геолого-геофизические свидетельства и новые результаты определения $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраста // Докл. РФ. – 2011. – Т. 439. – № 3. – С. 376–382.
168. Шпилов Э. В., Лобковский Ю. В. Позднемезозойский плюмовый магматизм арктического региона: геохронология, фазы и геодинамические обстановки проявления // Арктика: экология и экономика. – 2016. – № 2 (22). – С. 72–80.
169. Шпилов Э. В., Шкарубо С. И., Лобковский Л. И. Средне-позднепалеозойский дуплетный рифтинг Баренцево-морской континентальной окраины и его роль в формировании Восточно-Баренцевого мегабассейна // Докл. РФ. – 2018. – Т. 482. – № 5. – С. 572–576.
170. Шкарубо С. И., Журавлев В. А., Радченко М. С., Неупокоева А. А., Бургуто А. Г., Руденко А. А., Прокопина М. В. Геологическое картографирование шельфа Российской Арктики: итоги современного этапа и перспективы // Разведка и охрана недр. – 2017. – № 10. – С. 11–18.
171. Шкарубо С. И., Шпилов Э. В. Тектоника Западно-Арктической платформы // Разведка и охрана недр. – 2007. – № 9. – С. 32–47.
172. Эволюция экосистем и биогеография морей Европейской Арктики / Отв. ред. Д. С. Павлов. – СПб.: Наука, 1994. – 220 с.
173. Ядерные испытания СССР. Т. 1: Цели. Общие характеристики. Организация ядерных испытаний СССР. Первые ядерные испытания / Под ред. В. М. Тагирова. – г. Саров, Нижегородская обл.: Изд-во. ИПК ВНИИЭФ, 1997. – С. 288.
174. Яхимович В. Л., Зархидзе В. С. Стратиграфия неогена Тимано-Уральской области. Уфа: ИГ БНЦ УрО АН СССР и ВУЧК, 1990. – 27 с.
175. Drewry D. J. Glacial geologic processes. — Oxford, Edward Arnold Publishers, Ltd., 1986. – 286 p.
176. Fairbridge R. W. Eustatic changes in Sea Level // Phys. Chem. Earth. – 1961. – N 4. – P. 99.
177. Lopatin B. G. & Shkarubo S. I. Geology of the Barents Sea (Barentsevo More) and Novaya Zemlja // Geology of the Land and Sea areas of Northern Europe (A collection of short descriptions of the geology of countries and sea areas within the region covered by the 1 : 4 million bedrock geological map). – The NGU Special publication 10, Trondheim, 2007. – P. 11–12.
178. Lucas S. B., St-Onge M. R. Geology Superior and Grenville Provinces and Precambrian Fossils in North America // Geological Society of America. – 1998. – Vol. 7. – 387 p.
179. Oliver Ritzmann, Nils Maercklin, Jan Inge Faleide, Hilmar Bungum, Walter D., Mooney and Shane T. Detweiler. A three-dimensional geophysical model of the crust in the Barents Sea region: model construction and basement characterization // *Geophys. J. Int.* – (2007). – 170. – 417–435.
180. Palmieri V. Permian Foraminifera in the Bowen Basin, Queensland // Queensland Geology. – 1994. – Vol. 6. – P. 1–125.

181. *Rainbird, R. H., McNicoll, V. J., Theriault, R. J. et al.* Pan-continental River System Draining Grenville Orogen recorded by U-Pb and Sm-Nd geochronology of Neoproterozoic quartzarenites and mudrocks, northwestern Canada // *Journal of Geology*. – 1997. – 105. – Pp. 1–18.

182. *Sobolev N. N. and Nakrem H. A.* Middle Carboniferous-Lower Permian conodonts of Novaya Zemlya // *Norsk Polarinstittutt Skrifter*. – 1996. – N 199. – 129 pp.

183. *The Permian of Northern Pangea. Vol. 1: Paleogeography, Paleoclimates, Stratigraphy. Vol. 2. Sedimentary Basins and Economic Resources* // P. A. Scholle, T. M. Peryt & D. S. Ulmer-Scholle (eds) – Berlin, 1995. – 261 p.

184. *Zarchidze V. S., Musatov E. E., Generalov P. P.* Norwegian, Barents and Kara Seas. Cenozoic // *Paleogeographical Atlas of the Shelf Regions of Eurasia for the Mesozoic and Cenozoic* / Eds. M. N. Alekseev, I. S. Gramberg, Yu. M. Pustcharovsky, G. B. Robertson. Group Plk. – 1991. – Vol. 2. – P. 13.18–13.35, 6.

Фондовая

185. Актуализированная легенда Северо-Карско-Баренцевоморской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение) / Ред. Б. Г. Лопатин. – СПб.: ВСЕГЕИ–ВНИИОкеангеология, 2009.

186. *Андреева И. А., Бондарев В. И., Еришов Ю. П. и др.* Геологическое строение района губы Грибовой – губы Безымянной на Новой Земле. – Л.: НИИГА, 1976.

187. *Андреева И. А., Бондарев В. И., Еришов Ю. П. и др.* Геологическое строение и битуминологическая характеристика протерозойских и палеозойских толщ района губы Сев. Сульменава – губы Машигина на Северном острове Новой Земли. – ПГО «Севморгео», 1979.

188. *Андреева И. А.* Разработка и обоснование стратиграфии палеозоя Новой Земли и Северной Земли для обеспечения групповой геологической съемки островов Советской Арктики (Отчет по теме: IX И.1/(3)Pz.74-2/727). Книга 2. Стратиграфия и литология кембрия – нижнего девона Северного острова Новой Земли. – Л.: ВНИИОкеангеология, 1982.

189. *Бондарев В. И., Андреева И. А. и др.* Схема стратиграфии силурийских и девонских отложений Новой Земли – ПГО «Севморгеология», 1982.

190. *Бондарев В. И., Соболев Н. Н. и др.* Легенда Северо-Карско-Баренцевоморской серии листов Госгеолкарты-1000. Отчет по теме. – СПб.: Фонды ВНИИОкеангеология, 2000.

191. *Бро Е. Г.* (отв. исп.) Прогноз нефтегазоматеринских толщ, региональных резервуаров, покрышек и зон нефтегазоаккумуляции на арктических шельфах России. Отчет по теме 344. – СПб.: ВНИИОкеангеология, 1996.

192. *Бро Е. Г., Карцева Г. Н., Покровская И. Е. и др.* Отчет по обработке материалов бурения параметрической скважины Белый-1 (о. Белый, Карское море). – Л.: ВНИИОкеангеология, ПО «Севморгео», ПГО «Архангельскгеология», 1986.

193. *Бро Е. Г., Устинов Н. В. и др.* Геологическое строение и нефтегазоносность отложений осадочного чехла на шельфе Баренцева и Карского морей. Отчет по теме 053. – Л.: ВНИИОкеангеология, 1993.

194. *Васильева Е. А. и др.* Отчет «Изучение геологического строения и оценка перспектив нефтегазоносности восточного Приновоземелья» (Государственный контракт № 02/04/70-229 от 30 марта 2006 г., дополнительное соглашение от 31 января 2007 г.). – Мурманск: ОАО «СМНГ», 2008.

195. *Вискунова К. Г. и др.* Отчет «Переобработать геолого-геофизические материалы по Баренцево-Северо-Карской плите с целью определения стратегии поиска залежей углеводородов». – СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002.

196. *Гуревич В. И. и др.* Разработка методики литолого-геохимических исследований при геологической съемке шельфа. – Л.: НПО «Севморгеология», 1985.

197. *Гуревич В. И.* Геоэкология Западно-Арктического шельфа Евразии. – СПб.: ВНИИОкеангеология, 1993.

198. *Гуревич В.И., Яковлева А.В.* Железисто-марганцовистые корки и конкреции Карского моря // Кобальтоносные железомарганцевые корки Тихого океана. – СПб.: Изд-во ВНИИОкеангеология, 1993. – С. 97–111.

199. Дополнение к актуализированной Легенде Северо-Карско-Баренцевоморской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 (третье поколение), 2013.

200. *Евсюков В. Г.* Обработка материалов бурения параметрических и поисковых скважин на шельфе «Советской Арктики» (скважина Лудловская-I). – Мурманск: ПО «Арктикморнефтегазразведка», 1991.

201. *Журавлев В. А., Боголепов А. К. и др.* Морская гравиметрическая съемка II кл. в Баренцевом море в 1985 г. – Мурманск: ПГО «Севморгеология», МАГЭ, 1986. Т. 1 – 110 с., т. 2 – 178 с.

202. *Зархидзе Д. В.* Геологическое доизучение масштаба 1 : 200 000 листов R-41-XXXV, XXXVI (Кара-Силовская площадь). – Сыктывкар: ЗАО «МИРЕКО», 2008.

203. *Зархидзе Д. В.* Геологическое доизучение масштаба 1 : 200 000 листов R-41-XXVIII, XXIX (Карская площадь). – Сыктывкар: ЗАО «МИРЕКО», 2011.

204. *Зархидзе Д. В.* Геологическое доизучение масштаба 1 : 200 000 листов R-41-XX, XXI (Амдерминская площадь). – Сыктывкар: ЗАО «МИРЕКО», 2015.

205. *Зархидзе Д. В., Красножен А. С., Шкарубо С. И., Журавлев В. А.* Создание комплекта современной геологической основы масштаба 1 : 1 000 000 третьего поколения листов S-39 – М. Сухой Нос, S-40 – Прол. Маточкин Шар. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2018.

206. *Касабов Ю. А., Степанов Н. И., Стрелков С. Ф.* Геологическая съемка Приновоземельского шельфа Баренцева моря в масштабе 1 : 1 000 000 (листы S-39,40; T-39,40). – Мурманск: МАГЭ, 1990.

207. *Киреев Г. И.* Отчет по теме: «Комплексная обработка материалов бурения скважин Баренцевоморского региона (скважина № 1-Адмиралтейская, № 1-Крестовая, № 1-Арктическая, № 1-Ферсмановская)». – Мурманск: Арктикморнефтегазразведка, 2009.

208. *Комарницкий В. М., Евсюков В. Г., Устинов Н. В.* Обобщение материалов поискового бурения по скв. 1 Штокманской площади. – Мурманск, ПО «Арктикморнефтегазразведка», 1989.

209. Комплект карт геологического содержания масштаба 1 : 500 000 и 1 : 1 000 000 архипелага Новая Земля и объяснительная записка к ним. – Ломоносов: ПМГРЭ, 1998.

210. *Кораго Е. А., Ковалева Г. Н. и др.* Новые данные по геологии и полезным ископаемым Новой Земли. – Л.: ВНИИОкеангеология, 1986.

211. *Костин Д. А., Маркина Н. В., Вяткин Д. Л. и др.* Геологическая съемка шельфа южной части Карского моря в масштабе 1 : 1 000 000 (листы S-40,41,42). – Мурманск: МАГЭ, 1995.

212. *Красиков Э. М., Бондарев В. И. и др.* Результаты геологических работ на п-ове Шмидта (Северный остров Новой Земли, район залива Русская Гавань). – Л.: ПГО «Севморгео», 1974.

213. *Крюкова Г. Г. (отв. исп.)* Отчет: «Изучение геологического строения и перспектив углеводородонакопления Гусиноземельской площади Южного Предновоземелья» – Мурманск: ОАО «МАГЭ», 2014.

214. *Кулага А. И., Арушанян А. А., Бежин Н. Н.* Инженерно-геологическая съемка Штокмановской площади масштаба 1 : 100 000 для подготовки к глубокому бурению. Отчет по объекту № 143 за 1988–1989 гг.

215. Легенда Южно-Карской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение). Объяснительная записка – СПб.: ВНИИОкеангеология, 2004.

216. Легенда Западно-Сибирской серии листов Госгеолкарты-1000/3 / Я. Э. Файбусович, Ю. В. Брадучан, В. В. Боровский и др. Гл. ред. А. Н. Мельгунов, Е. К. Ковригина. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2010.

217. Легенда Северо-Карско-Баренцевоморской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 / В. А. Басов, В. А. Богачев, Ю. Б. Богданов и др. Гл. ред. Б. Г. Лопатин – СПб.: ВНИИОкеангеология, 2003.

218. *Лоджевская М. И.* Уточнение количественной оценки ресурсов нефти, газа и конденсата Российской Федерации, субъектов федерации и крупных нефтегазоносных регионов по состоянию на 1.01.2009 г. – М.: ФГУП «ВНИГНИ», 2012.

219. *Неизвестнов Я. В., Бро Е. Г., Гинсбург Г. Д. и др.* Типизация морских артезианских бассейнов Арктики по комплексу гидрогеологических показателей нефтегазоносности. Т. 77. – Л.: НИИГА, 1977.

220. Отчеты по результатам работы партии геолого-технического контроля при бурении скважины № 1 Крестовой площади. – Мурманск: Фонды ФГУП АМНГР, 1988–1990.

221. *Павлов Л. А., Устинов Н. В. и др.* Изучение литолого-фациального состава пород, корреляция разрезов и составление эталонных коллекций мезозойско-палеозойских отложений Баренцева и Карского морей по материалам бурения ПО АМНГР. – Л.: ВНИИОкеангеология, 1988.

222. *Павлов Л. Г. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые южной части архипелага Новая Земля (отчет о групповой геологической съемке масштаба 1 : 200 000). ПГО «Севморгеология», 1981.

223. *Павлов Л. Г., Ильин В. Ф. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые центральной части архипелага Новая Земля (отчет о групповой геологической съемке масштаба 1 : 200 000). – Ломоносов, ПМГРЭ, 1986.

224. *Павлов Л. Г., Шульга Ю. Д., Ермолаев И. К. и др.* Отчет о результатах общих поисков марганца, серебра, редких металлов в пределах северной части Рогачевской и Тайнинской антиклиналей (арх. Новая Земля) в 1983–1987 гг. – Ломоносов: ПМГРЭ, 1987.

225. *Павлов С. П. (отв. исп.) и др.* Изучение геологического строения и оценка перспектив нефтегазоносности Адмиралтейского вала в Баренцевом море. – Мурманск: ОАО «МАГЭ», 2006.

226. *Павлов С. П., Ступакова А. В., Мусин М. В. и др.* 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.

227. *Постнова Е. В., Меркулов О. И., Кириллова Н. П., Потанов М. А. и др.* Отчет «Оценка перспектив нефтегазоносности и обоснование первоочередных направлений поисковых работ на углеводородное сырье в южной части Карского моря на основе реализации технологии бассейнового моделирования». – Саратов: ФГУП «НВ НИИГТ», 2012.

228. *Рослов Ю. В. и др.* Отчет: «Комплексные морские работы с целью получения новой информации о структуре осадочного чехла Баренцева и Карского морей». – СПб.: ГНПП «Севморгео», 2004, Фонды «ВНИИОкеангеология».

229. *Соболев Н. Н., Зархидзе В. С., Лазаренко Н. П. и др.* Разработка стратиграфических схем палеозойских, мезозойских и кайнозойских отложений с целью обеспечения геологосъемочных, инженерно-геологических, поисковых работ на Западно-Арктическом шельфе (отчет по теме 918). – Л.: ВНИИОкеангеология, 1988.

230. *Соболев Н. Н.* Оценка ресурсного потенциала осадочных бассейнов севера Евразии на основе литогеохимического анализа. Отчет о результатах работ по Государственному контракту от 13.04.2006 № К-41.13.04.06003. Кн. 1. – СПб.: ФГУП ВСЕГЕИ, 2008.

231. *Соболев Н. Н.* Изучить верхнепалеозойские отложения Баренцевоморского бассейна. – СПб.: ВНИИОкеангеология, 1993.

232. *Соболев Н. Н., Дараган-Суцова Л. А., Зинченко В. Н. и др.* Создание полимасштабной геолого-картографической модели Центральной и Западной Арктики (1 этап). Отчет по Госконтракту № 07/10/11-3 от 16.06.15 г., Доп. согл. № 1. – СПб.: ФГБУ «ВСЕГЕИ», ОАО «МАГЭ», 2015.

233. *Соболева О. Б.* Аэромагнитная съемка масштаба 1 : 200 000 архипелага Новая Земля в 1982–1986 гг. – Ломоносов: ПГО Севморгеология, 1987.

234. *Томашин В. А., Винниковский В. С. и др.* Отчет: «Обобщение материалов бурения скважины 1 Лудловской площади». Промежуточный отчет по теме 4/91-94: «Обработка материалов бурения параметрических и поисковых скважин на шельфе Советской Арктики». – Мурманск: КТЭ АМНГР, 1991.

235. Устинов Н. В., Бро Е. Г., Сороков Д. С и др. Фанерозойские отложения Западно-Арктического шельфа (по материалам бурения). Отчет по договору 923. кн. 1, 2. – Л.: ВНИИОкеангеология, 1989.

236. Шимараев В. Н., Гуревич Н. И., Гуцин Н. В. Геофизические исследования в Карском, Баренцевом, Охотском морях, Арктическом бассейне, Атлантическом и Индийском океанах и проливе Дрейка. Т. 2. Аэромагнитная съемка северо-восточной части Охотского моря. – Л.: НИИГА, ПГЭ, 1975. Фонды ВНИИО.

237. Шлыкова В. В., Величко Б. М., Журавлев В. А. и др. Уточнение геологического строения и перспектив нефтегазоносности локальных поднятий на Трубятчинской площади Баренцева моря. – Мурманск: МАГЭ, 2012.

238. Шульга Ю. Д., Повышева Л. Г. и др. Отчет о результатах групповой геологической съемки масштаба 1 : 50 000 северной части Рогачевско-Тайнинского района Новой Земли. – Ломоносов: ПМГРЭ, 1991.

239. Щеколдин Р. А., Платонов Е. Г. Разработка и корреляция стратиграфических схем среднего и верхнего палеозоя для целей геологического картирования на арх. Новая Земля. – Л.: ВНИИОкеангеология, 1988.

**Список месторождений, проявлений и пунктов минерализации полезных ископаемых, шлиховых ореолов, вторичных геохимических ореолов, показанных на листах S-39,40
Госгеолкарты РФ масштаба 1 : 1 000 000**

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Литературный источник
МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ			
Черные металлы			
Ж е л е з о			
III-6-10	П	Зал. Басова	Павлов, 1986ф
IV-4-4	П	Река Мелкая	Павлов, 1986ф
IV-4-24	П	Река Епишкина	Красножен, 1990
IV-4-22	ПМ	Гора Последняя	Красножен, 1990
IV-4-28	ПМ	Гора Жданко	Красножен, 1990
Ж е л е з о , м е д ь			
III-6-9	П	Зал. Цивольки; гора Чёрная	Павлов, 1986ф
М а р г а н е ц			
I-5-1	П	Зал. Норденшельда	Павлов, 1986ф
I-5-2	П	Зал. Норденшельда	Павлов, 1986ф
II-5-2	П	Зал. Норденшельда	Павлов, 1986ф
II-5-3	П	Губа Глазова	Павлов, 1986ф
II-5-4	П	Зал. Мурман	Павлов, 1986ф
III-4-1	П	Губа Южная Сульменова	Павлов, 1986ф
III-4-3	П	Губа Южная Сульменова	Павлов, 1986ф
III-4-5	П	Губа Южная Сульменова	Павлов, 1986ф
III-6-1	ПМ	Зал. Цивольки	Павлов, 1986ф
III-6-5	ПМ	Зал. Цивольки	Павлов, 1986ф
IV-5-5	ПМ	Зал. Медвежий	Павлов, 1986ф
V-4-19	ПМ	Река Есипова	Павлов, 1986ф
V-4-21	ПМ	Зал. Брандта	Павлов, 1986ф
V-4-28	ПМ	Зал. Шуберта	Павлов, 1986ф
V-5-1	ПМ	Прол. Маточкин Шар	Павлов, 1986ф
Цветные металлы			
М е д ь			
IV-5-4	П	Зал. Незнаемый	Павлов, 1986ф
V-4-26	П	Река Безымянная	Красножен, 1990

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Литературный источник
I-6-2	ПМ	Мыс Скалистый	Павлов, 1986ф
I-6-3	ПМ	Мыс Тёмный	Павлов, 1986ф
II-5-7	ПМ	Губа Катерная	Павлов, 1986ф
II-5-8	ПМ	Губа Машигина	Павлов, 1986ф
II-6-1	ПМ	Ледник Полисадова	Павлов, 1986ф
III-4-2	ПМ	Губа Северная Сульменова	Павлов, 1986ф
III-5-2	ПМ	Ледник Буля	Павлов, 1986ф
III-6-2	ПМ	Зал. Цивольки	Павлов, 1986ф
III-6-3	ПМ	Мыс Шхуны Ломоносов	Павлов, 1986ф
IV-4-7	ПМ	Река Промысловая	Красножен, 1990
IV-5-10	ПМ	Зал. Семёнова	Красножен, 1990
V-4-6	ПМ	Прол. Маточкин Шар	Красножен, 1990
V-4-9	ПМ	Прол. Маточкин Шар	Красножен, 1990
V-4-23	ПМ	Река Безымянная	Красножен, 1990
V-4-25	ПМ	Река Безымянная	Красножен, 1990
V-4-27	ПМ	Река Безымянная	Красножен, 1990
II-5-5	ШО	Зал. Мурман	Павлов, 1986ф
М е д ь , ц и н к			
IV-4-17	П	Гора Последняя	Красножен, 1990
IV-4-18	П	Мыс Запасова	Красножен, 1990
IV-4-21	П	Мыс Запасова	Красножен, 1990
С в и н е ц			
III-4-6	ПМ	Гора Соседка	Красножен, 1990
V-3-1	ПМ	Руч. Тарасова	Красножен, 1990
IV-4-2	ШО	Река Мелкая	Павлов, 1986ф
IV-4-9	ШО	Река Промысловая	Павлов, 1986ф
Ц и н к			
II-6-2	ПМ	Зал. Неупокоева	Павлов, 1986ф
II-6-3	ПМ	Зал. Седова	Павлов, 1986ф
II-6-4	ПМ	Зал. Ога	Павлов, 1986ф
IV-4-3	ПМ	Река Мелкая	Павлов, 1986ф
IV-4-19	ПМ	Гора Последняя	Павлов, 1986ф
IV-4-23	ПМ	Прол. Маточкин Шар	Красножен, 1990
IV-4-25	ПМ	Прол. Маточкин Шар	Красножен, 1990
IV-4-32	ПМ	Прол. Маточкин Шар	Красножен, 1990
IV-4-38	ПМ	Прол. Маточкин Шар	Красножен, 1990

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Литературный источник
IV-4-39	ПМ	Прол. Маточкин Шар	Красножен, 1990
V-4-20	ПГХО	Зал. Брандта	Красножен, 1990
VI-4-1	ПГХО	Зал. Литке	Красножен, 1990
Цинк, свинец			
V-3-4	МК	Павловское	Каминский, 2010
IV-4-34	ММ	Шумилихинское	Красножен, 1990
III-6-7	П	Гора Чёрная	Павлов, 1986ф
IV-4-11	П	Руч. Пиритовый	Красножен, 1990
IV-4-14	П	Река Мутная	Красножен, 1990
IV-4-15	П	Река Мутная	Красножен, 1990
IV-4-26	П	Мыс Отвесный	Красножен, 1990
IV-4-29	П	Гора Вильчека	Красножен, 1990
IV-4-30	П	Мыс Моржова	Красножен, 1990
IV-4-31	П	Гора Сперера	Красножен, 1990
IV-4-33	П	Зал. Енисей	Красножен, 1990
V-3-3	П	Андреевское	Каминский, 2010
V-4-17	П	Северное	Каминский, 2010
V-4-22	П	Перевальное	Каминский, 2010
V-4-24	П	Река Безымянная	Красножен, 1990
IV-4-35	ПМ	Прол. Маточкин Шар	Красножен, 1990
IV-4-36	ПМ	Прол. Маточкин Шар	Красножен, 1990
V-3-2	ПМ	Река Панькова	Павлов, 1986ф
V-4-10	ПМ	Прол. Маточкин Шар	Красножен, 1990
V-4-18	ПМ	Река Безымянная	Красножен, 1990
V-4-15	ШО	Прол. Маточкин Шар	Красножен, 1990
Н и к е л ь			
IV-4-41	ПМ	Прол. Маточкин Шар	Красножен, 1990
III-4-4	ПГХО	Губа Северная Сульменова	Павлов, 1986ф
М о л и б д е н			
III-5-5	ПМ	Зал. Медвежий	Павлов, 1986ф
III-6-4	ШО	Гора Чёрная	Павлов, 1986ф
В о л ь ф р а м			
IV-5-13	ШО	Зал. Чекина	Красножен, 1990
IV-5-14	ШО	Река Носилова	Красножен, 1990
V-4-16	ПГХО	Река Есипова	Красножен, 1990

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Литературный источник
С у р ь м а			
III-5-6	ШО	Зал. Цивольки	Павлов, 1986ф
Р т у т ь			
IV-5-9	ШО	Река Миллера	Павлов, 1986ф
Благородные металлы			
З о л о т о			
III-6-6	П	Гора Чёрная	Павлов, 1986ф
IV-4-27	П	Мыс Отвесный	Красножен, 1990
V-4-3	ПМ	Прол. Маточкин Шар	Красножен, 1990
С е р е б р о			
III-6-8	П	Гора Чёрная	Павлов, 1986ф
IV-4-37	ПМ	Прол. Маточкин Шар	Красножен, 1990
IV-5-7	ПМ	Зал. Незнаемый	Красножен, 1990
V-4-1	ПМ	Прол. Маточкин Шар	Красножен, 1990
V-4-5	ПМ	Прол. Маточкин Шар	Красножен, 1990
V-4-7	ПМ	Прол. Маточкин Шар	Красножен, 1990
IV-5-3	ПГХО	Зал. Незнаемый	Павлов, 1986ф
НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ			
Оптические материалы			
К в а р ц			
III-5-8	П	Оз. Гольцовое	Павлов, 1986ф
III-5-9	П	Гора Находка	Павлов, 1986ф
IV-4-8	П	Река Промысловая	Красножен, 1990
IV-4-10	П	Река Промысловая	Красножен, 1990
IV-4-12	П	Губа Митюшиха	Красножен, 1990
IV-4-13	П	Губа Митюшиха	Красножен, 1990
IV-4-16	П	Река Песцовая	Красножен, 1990
IV-5-2	П	Оз. Долгое	Красножен, 1990
IV-5-8	П	Река Промысловая	Красножен, 1990
IV-5-12	П	Река Восточная Горная	Красножен, 1990
V-4-4	П	Руч. Водопадный	Красножен, 1990
V-4-11	П	Руч. Тарасова	Красножен, 1990
V-4-13	П	Река Чиракина	Красножен, 1990
V-4-14	П	Река Песчанка	Красножен, 1990

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Литературный источник
II-5-6	ПМ	Зал. Мурман	Павлов, 1986ф
II-5-9	ПМ	Губа Машигина	Павлов, 1986ф
III-5-1	ПМ	Лед. Серп и Молот	Павлов, 1986ф
III-5-3	ПМ	Оз. Ледниковое	Павлов, 1986ф
III-5-4	ПМ	Оз. Ледниковое	Павлов, 1986ф
III-5-7	ПМ	Оз. Гольцовое	Павлов, 1986ф
IV-4-20	ПМ	Губа Митюшиха	Красножен, 1990
IV-5-1	ПМ	Река Крестовая	Красножен, 1990
IV-5-6	ПМ	Река Мелкая	Красножен, 1990
IV-5-11	ПМ	Зал. Чекина	Красножен, 1990
V-4-2	ПМ	Прол. Маточкин Шар	Красножен, 1990
V-4-12	ПМ	Руч. Тарасова	Красножен, 1990
Химическое сырье			
Ф л ю о р и т			
I-6-1	П	Остров Берха	Павлов, 1986ф
IV-4-1	П	Зал. Мелкий	Красножен, 1990
IV-4-5	П	Бух. Дровяная	Красножен, 1990
IV-4-6	П	Губа Митюшиха	Красножен, 1990
Минеральные удобрения			
Ф о с ф о р и т ы			
V-3-5	ПМ	Река Безымянная	Красножен, 1990
Горнотехническое сырье			
А с б е с т			
IV-4-40	ПМ	Зал. Мега	Красножен, 1990
V-4-8	ПМ	Река Тарасова	Красножен, 1990
Поделочные камни			
А г а т ы			
II-5-1	П	Зал. Норденшельда	Павлов, 1986ф

Принятые сокращения. Коренные месторождения: МК – крупные, ММ – малые. П – проявления, ПМ – пункты минерализации, ШО – шлиховые ореолы, ПГХО – первичные геохимические ореолы рассеяния.

ОБЩАЯ ОЦЕНКА МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВОГО ПОТЕНЦИАЛА ПЛОЩАДИ

1. Горючие ископаемые. Нефть и газ

Таблица 2.1

Прогнозные ресурсы категорий D₁–D₂ (по нефтегазоносным комплексам). Баренцево море

Название комплекса (НГК, ПНГК)	Категория прогнозных ресурсов	Прогнозные ресурсы категорий D ₁ + D ₂ , млн т.у.т.									
		Всего		нефти, млн т.у.т.		свободного газа, млрд. м ³		растворенного газа, млрд. м ³		конденсата, млн т	
		геологич.	извлек.	геологич.	извлек.	геологич.	извлек.	геологич.	извлек.	геологич.	извлек.
Кембрийско-среднедевонский (нижняя часть)	D ₂	183,33	54,99	173,25	51,97	0,00	0,00	10,08	3,02	0,00	0,00
Кембрийско-среднедевонский (верхняя часть)	D ₂	353,06	127,10	341,38	122,90	0,00	0,00	11,68	4,20	0,00	0,00
Верхнедевонско-приуральский	D ₂	346,29	131,59	338,70	128,71	0,00	0,00	7,59	2,88	0,00	0,00
Приуральско-татарский	D ₁ + D ₂	973,34	301,74	908,60	281,67	0,00	0,00	64,74	20,07	0,00	0,00
Триасовый (инд)	D ₁ + D ₂	1073,16	1067,38	0,00	0,00	1048,01	1048,01	0,00	0,00	25,15	19,37
Триасовый (оленёк–анизий)	D ₁ + D ₂	1196,40	1189,95	0,00	0,00	1168,36	1168,36	0,00	0,00	28,04	21,59
Триасовый (ладин–норий)	D ₁ + D ₂	627,86	624,47	0,00	0,00	613,14	613,14	0,00	0,00	14,72	11,33
Юрско-барремский	D ₁ + D ₂	648,22	646,15	0,00	0,00	639,59	639,59	0,00	0,00	8,63	6,56
Всего по комплексам	D₁ + D₂	5401,66	4143,37	1761,93	585,25	3469,10	3469,10	94,09	30,17	76,54	58,85

Прогнозные ресурсы категорий D₁ + D₂ (по нефтегазоносным комплексам). Карское море

Название комплекса (НГК, ПНГК)	Категория прогнозных ресурсов	Прогнозные ресурсы категорий D ₁ + D ₂ , млн т у.т.									
		Всего		нефти, млн т		свободного газа, млрд м ³		растворенного газа, млрд м ³		конденсата, млн т	
		геологич.	извлек.	геологич.	извлек.	геологич.	извлек.	геологич.	извлек.	геологич.	извлек.
Палеозойский	D ₂	132,68	39,80	125,38	37,61	0,00	0,00	7,30	2,19	0,00	0,00
Триасовый	D ₂	121,09	119,98	0,00	0,00	117,92	117,92	0,00	0,00	3,17	2,06
Нижне-среднеюрский + верхнеюрский	D ₁	169,74	124,20	40,82	0,00	122,45	122,45	0,00	0,00	6,47	1,75
Берриас-нижнеготеривский	D ₁	140,71	135,56	0,00	0,00	133,65	133,65	0,00	0,00	7,06	1,91
Готерив-аптский	D ₁	262,67	254,22	0,00	0,00	232,50	232,50	0,00	0,00	30,17	21,72
Альб-сеноманский	D ₁	43,80	42,39	0,00	0,00	38,77	38,77	0,00	0,00	5,03	3,62
Всего по Предновоземельской НГО	D ₁ + D ₂	870,69	716,15	166,20	37,61	645,29	645,29	7,30	2,19	51,90	31,06

Локализованные прогнозные ресурсы (структурные ловушки) категорий D₁ + D₂ (по комплексам). Баренцево море

Название комплекса (НГК, ПНГК)	Категория прогнозных ресурсов	Прогнозные ресурсы категорий D ₁ + D ₂ , млн т у.т.									
		Всего		нефти, млн т		свободного газа, млрд м ³		растворенного газа, млрд м ³		конденсата, млн т	
		геологич.	извлек.	геологич.	извлек.	геологич.	извлек.	геологич.	извлек.	геологич.	извлек.
Кембрийско-среднедевонский (нижняя часть)	D ₂	41,96	12,59	39,65	11,90	0,00	0,00	2,31	0,69	0,00	0,00
Кембрийско(?) - среднедевонский (верхняя часть)	D ₂	106,21	38,23	102,70	36,97	0,00	0,00	3,51	1,26	0,00	0,00
Верхнедевонско-приуральский	D ₂	83,42	31,70	81,59	31,01	0,00	0,00	1,83	0,69	0,00	0,00
Приуральско-татарский	D ₂	95,67	29,66	89,31	27,69	0,00	0,00	6,36	1,97	0,00	0,00
Триасовый (инд)	D ₁ + D ₂	49,00	48,73	0,00	0,00	47,85	47,85	0,00	0,00	1,15	0,88
Триасовый (оленёк-анизий)	D ₁ + D ₂	31,96	31,79	0,00	0,00	31,21	31,21	0,00	0,00	0,75	0,58
Триасовый (ладин-норий)	D ₁ + D ₂	34,93	34,74	0,00	0,00	34,11	34,11	0,00	0,00	0,82	0,63
Юрско-барремский	D ₁ + D ₂	27,58	27,49	0,00	0,00	27,21	27,21	0,00	0,00	0,37	0,28
Всего локализованных в структурах по комплексам	D ₁ + D ₂	470,73	254,93	313,25	107,57	140,38	140,38	14,01	4,61	3,09	2,37

Таблица 2.4

Локализованные прогнозные ресурсы (неструктурные ловушки) категорий D₁ + D₂ (по комплексам). Баренцево море

Название комплекса (НГК, ПНГК)	Категория прогнозных ресурсов	Прогнозные ресурсы категорий D ₁ + D ₂ , млн т у.т.									
		Всего		нефти, млн т		свободного газа, млрд м ³		растворенного газа, млрд м ³		конденсата, млн т	
		геологич.	извлек.	геологич.	извлек.	геологич.	извлек.	геологич.	извлек.	геологич.	извлек.
Кембрийско-среднедевонский	D ₂	1,80	0,70	1,76	0,69	0,00	0,00	0,04	0,01	0,00	0,00
Верхнедевонско-приуральский	D ₂	26,14	9,94	25,57	9,72	0,00	0,00	0,57	0,22	0,00	0,00
Приуральско-татарский	D ₂	50,77	15,74	47,39	14,69	0,00	0,00	3,38	1,05	0,00	0,00
Триасовый (инд)	D ₁ + D ₂	46,56	46,31	0,00	0,00	45,47	45,47	0,00	0,00	1,09	0,84
Триасовый (оленёк-анизий)	D ₁ + D ₂	39,67	39,46	0,00	0,00	38,74	38,74	0,00	0,00	0,93	0,72
Триасовый (ладин-норий)	D ₁ + D ₂	21,90	21,79	0,00	0,00	21,39	21,39	0,00	0,00	0,51	0,40
Юрско-барремский	D ₁ + D ₂	32,70	32,59	0,00	0,00	32,26	32,26	0,00	0,00	0,44	0,33
Всего по комплексам	D ₁ + D ₂	219,54	166,53	74,72	25,10	137,86	137,86	3,99	1,28	2,97	2,29

Таблица 2.5

Локализованные прогнозные ресурсы (структурные ловушки) категории D₁ (по комплексам). Карское море

Название комплекса (НГК, ПНГК)	Категория прогнозных ресурсов	Прогнозные ресурсы категории D ₁ , млн т у.т.									
		Всего		нефти, млн т		свободного газа, млрд м ³		растворенного газа, млрд м ³		конденсата, млн т	
		геологич.	извлек.	геологич.	извлек.	геологич.	извлек.	геологич.	извлек.	геологич.	извлек.
Палеозойский	D ₁	6,80	2,04	6,43	1,93	0,00	0,00	0,37	0,11	0,00	0,00
Всего по листу		6,80	2,04	6,43	1,93	0,00	0,00	0,37	0,11	0,00	0,00

Таблица 2.6

Локализованные прогнозные ресурсы (неструктурные ловушки) категории D₁ (по комплексам). Карское море

Название комплекса (НГК, ПНГК)	Категория прогнозных ресурсов	Прогнозные ресурсы категории D ₁ , млн т у.т.									
		Всего		нефти, млн т		свободного газа, млрд м ³		растворенного газа, млрд м ³		конденсата, млн т	
		геологич.	извлек.	геологич.	извлек.	геологич.	извлек.	геологич.	извлек.	геологич.	извлек.
Триасовый	D ₁	20,41	20,24	0,00	0,00	19,93	19,93	0,00	0,00	0,48	0,31
Нижне-среднеюрский + верхнеюрский	D ₁	14,98	10,96	3,60	0,00	10,81	10,81	0,00	0,00	0,57	0,15
Берриас-нижнеготеривский	D ₁	1,85	1,79	0,00	0,00	1,76	1,76	0,00	0,00	0,09	0,03
Готерив-аптский	D ₁	8,90	8,62	0,00	0,00	7,88	7,88	0,00	0,00	1,02	0,74
Альб-сеноманский	D ₁	6,25	6,05	0,00	0,00	5,53	5,53	0,00	0,00	0,72	0,52
Всего по листу	D ₁	52,39	47,66	3,60	0,00	45,91	45,91	0,00	0,00	2,88	1,75

Таблица 2.7

Прогнозные ресурсы категорий D₁ + D₂ (по НГО). Баренцево море

Название объекта	Категория прогнозных ресурсов	Прогнозные ресурсы категорий D ₁ + D ₂ , млн т у.т.									
		Всего		нефти, млн т		свободного газа, млрд м ³		растворенного газа, млрд м ³		конденсата, млн т	
		геологич.	извлек.	геологич.	извлек.	геологич.	извлек.	геологич.	извлек.	геологич.	извлек.
5Н,Гз/Д-Т Адмиралтейско-Приновоземельская ПНГО	D ₂	3324,28	2155,49	1653,37	551,59	1547,89	1547,89	86,35	27,78	36,67	28,23
4Н,Гз/Р-К ₁ Южно-Баренцевская НГО	D ₁	1119,58	1097,38	22,87	7,09	1072,20	1072,20	1,63	0,51	22,88	17,58
3Н,Гз/Р-К ₁ Штокмановско-Лунинская НГО	D ₁	957,80	890,50	85,69	26,56	849,01	849,01	6,11	1,89	16,99	13,04
Всего по НГО	D₁ + D₂	5401,66	4143,37	1761,93	585,24	3469,10	3469,10	94,09	30,18	76,54	58,85

Таблица 2.8

Локализованные прогнозные ресурсы (структурные ловушки) категорий D₁ + D₂ (по НГО). Баренцево море

Название объекта	Категория прогнозных ресурсов	Прогнозные ресурсы категорий D ₁ + D ₂ , млн т у.т.									
		Всего		нефти, млн т		свободного газа, млрд м ³		растворенного газа, млрд м ³		конденсата, млн т	
		геологич.	извлек.	геологич.	извлек.	геологич.	извлек.	геологич.	извлек.	геологич.	извлек.
5Н,Гз/Д-Т Адмиралтейско-Приновоземельская ПНГО	D ₂	400,57	185,09	313,25	107,57	71,59	71,59	14,01	4,61	1,72	1,32
4Н,Гз/Р-К ₁ Южно-Баренцевская НГО	D ₁	8,91	8,86	0,00	0,00	8,71	8,71	0,00	0,00	0,20	0,15
3Н,Гз/Р-К ₁ Штокмановско-Лунинская НГО	D ₁	61,25	60,98	0,00	0,00	60,08	60,08	0,00	0,00	1,17	0,90
Всего локализованных в структурах по НГО	D₁ + D₂	470,73	254,93	313,25	107,57	140,38	140,38	14,01	4,61	3,09	2,37

Таблица 2.9

Локализованные прогнозные ресурсы категорий D₁ + D₂. Баренцево море

Название объекта	Категория прогнозных ресурсов	Прогнозные ресурсы категорий D ₁ + D ₂ , млн т у.т.									
		Всего		нефти, млн т		свободного газа, млрд м ³		растворенного газа, млрд м ³		конденсата, млн т	
		геологич.	извлек.	геологич.	извлек.	геологич.	извлек.	геологич.	извлек.	геологич.	извлек.
Структурные ловушки	D ₁ + D ₂	470,73	254,93	313,25	107,57	140,38	140,38	14,01	4,61	3,09	2,37
Неструктурные ловушки	D ₁ + D ₂	219,54	166,53	74,72	25,10	137,86	137,86	3,99	1,28	2,97	2,29
Всего локализованных по Баренцеву морю	D ₁ + D ₂	690,27	421,46	387,97	132,67	278,24	278,24	18,00	5,89	6,06	4,66

Таблица 2.10

Локализованные прогнозные ресурсы категории D₁. Карское море

Название объекта	Категория прогнозных ресурсов	Прогнозные ресурсы категории D ₁ , млн т у.т.									
		Всего		нефти, млн т		свободного газа, млрд м ³		растворенного газа, млрд м ³		конденсата, млн т	
		геологич.	извлек.	геологич.	извлек.	геологич.	извлек.	геологич.	извлек.	геологич.	извлек.
Предновоземельская НГО	D ₁	59,19	49,70	10,03	1,93	45,91	45,91	0,37	0,11	2,88	1,75
Структурные ловушки	D ₁	6,80	2,04	6,43	1,93	0,00	0,00	0,37	0,11	0,00	0,00
Неструктурные ловушки	D ₁	52,39	47,66	3,60	0,00	45,91	45,91	0,00	0,00	2,88	1,75
Всего	D ₁	59,19	49,70	10,03	1,93	45,91	45,91	0,37	0,11	2,88	1,75

Таблица 2.11

Прогнозные ресурсы категорий D₁ + D₂ по листам S-39,40

Название объекта	Категория прогнозных ресурсов	Прогнозные ресурсы категорий D ₁ + D ₂ , млн т у.т.									
		Всего		нефти, млн т		свободного газа, млрд м ³		растворенного газа, млрд м ³		конденсата, млн т	
		геологич.	извлек.	геологич.	извлек.	геологич.	извлек.	геологич.	извлек.	геологич.	извлек.
Баренцево море	D ₁ + D ₂	5401,66	4143,37	1761,93	585,24	3469,10	3469,10	94,09	30,18	76,54	58,85
Карское море	D ₁ + D ₂	870,69	716,15	166,20	37,61	645,29	645,29	7,30	2,19	51,90	31,6
Всего по листу	D ₁ + D ₂	6272,35	4859,52	1928,13	622,85	4114,39	4114,39	101,39	32,37	128,44	89,91

Таблица 2.12

Локализованные прогнозные ресурсы категорий D₁ + D₂ по листам S-39,40

Название объекта	Категория прогнозных ресурсов	Прогнозные ресурсы категорий D ₁ + D ₂ , млн т у.т.									
		Всего		нефти, млн т		свободного газа, млрд м ³		растворенного газа, млрд м ³		конденсата, млн т	
		геологич.	извлек.	геологич.	извлек.	геологич.	извлек.	геологич.	извлек.	геологич.	извлек.
Баренцево море	D ₁ + D ₂	690,27	421,46	387,97	132,67	278,24	278,24	18,00	5,89	6,06	4,66
Карское море	D ₁ + D ₂	59,19	49,70	10,03	1,93	45,91	45,91	0,37	0,11	2,88	1,75
Всего по листу	D ₁ + D ₂	749,46	471,16	398	134,60	324,15	324,15	18,37	6	8,94	6,41

2. Металлические и неметаллические полезные ископаемые

Т а б л и ц а 2.13

Индекс объекта	Название, ранг, подразделения	Вид полезного ископаемого	Ед. изм.	Запасы		Ресурсы			Источник
				C ₁	C ₂	P ₁	P ₂	P ₃	
1.1	Крестовская зона	Плавиновый шпат	млн т					0,9	Паспорт № 0461153
1.2	Адмиралтейская зона потенциальная	Марганцевые руды (карб.)	млн т					46	Паспорт № 0461154
		Марганцевые руды (оксид)	млн т					4	Паспорт № 0461154
1.3	Пахтусовская зона потенциальная	Золото, полиметаллы							
1.3.1	Черногорский рудный узел	Золото	Т					6,6	Паспорт (А) № 0461152
1.4	Центрально-Новоземельская зона потенциальная	Оптический кварц	Т					24	Паспорт № 0461150
		Коллекционный кварц	тыс. т					2,4	Паспорт № 0461150
1.5	Матшарский рудный район	Свинец	тыс. т					1029	Паспорт № 0461151
		Цинк	тыс. т					4665	Паспорт № 0461151
1.5.1	Митюшихинский рудный узел	Свинец	тыс. т					370	Расчёт (S-39,40 записка)
		Цинк	тыс. т					1680	Расчёт (S-39,40 записка)
1.5.2	Шумилихинский рудный узел	Свинец	тыс. т					480	Расчёт (S-39,40 записка)
		Цинк	тыс. т					2177	Расчёт (S-39,40 записка)
IV-4-34	Шумилихинское непромышленное месторождение (законсервировано)	Свинец	тыс. т	Нет данных ГБЗ					[Каминский, 2010]
		Цинк	тыс. т	Нет данных ГБЗ					[Каминский, 2010]
1.5.3	Безымянинский рудный узел	Свинец	тыс. т					410	Расчёт (S-39,40 записка)
		Цинк	тыс. т					1870	Расчёт (S-39,40 записка)
V-3-4	Павловское крупное месторождение	Свинец	тыс. т		453	1000			ГБЗ 2017
		Цинк	тыс. т		1967	6000			ГБЗ 2017
		Серебро	Т		670				ГБЗ 2017
V-3-3	Андреевское рудопроявление	Цинк	тыс. т	500					[Каминский, 2010]

Сводная таблица прогнозных ресурсов

Подгруппа полезных ископаемых	Вид полезного ископаемого	Количество прогнозируемых объектов	Категория прогнозных ресурсов	Прогнозные ресурсы
Черные металлы	Марганцевые руды	1 рудная зона потенциальная	Р ₃	46 млн т карбонатные
				4 млн т оксидные
Цветные металлы	Zn	1 рудный район	Р ₃	4665 тыс. т
	Pb			1029 тыс. т
Благородные металлы	Au	1 рудный узел	Р ₃	6,6 т
Плавленый шпат	fl	1 рудная зона	Р ₃	0,9 млн т
Кварц	q оптич.	1 рудная зона потенциальная	Р ₃	24 т
	q коллекц.			2,4 тыс. т

Таблица впервые выявленных или переоцененных прогнозируемых объектов полезных ископаемых и их прогнозных ресурсов

Вид минерального сырья, индекс и наименование объекта	Оценка прогнозных ресурсов по категориям		Баланс ресурсов по результатам работ (+, -)	Рекомендации по дальнейшим работам
	до начала работ	по результатам работ		
Крестовская флюоритоносная зона (1.1)				СП-50
Плавиловый шпат	0	P ₃ – 0,9 млн т	+ 0,9 млн т	
Адмиралтейская марганценоносная зона потенциальная (1.2)				СП-50
Марганец карбонатный	0	P ₃ – 46 млн т	+ 46 млн т	
Марганец оксидный	0	P ₃ – 4 млн т	+ 4 млн т	
Пахтусовская полиметаллически-золотоносная зона потенциальная (1.3)				СП-50
Черногорский полиметаллически-сурьяно-золоторудный узел (1.3.1)				
Золото	0	P ₃ – 6,6 т	+ 6,6 тыс. т	
Центрально-Новоземельская хрусталеносная зона потенциальная (1.4)				
Кварц оптический	0	P ₃ – 2,4 тыс. т	+ 2,4 тыс. т	
Кварц коллекционный	0	P ₃ – 2,4 тыс. т	+ 2,4 тыс. т	
Матшарский серебро-полиметаллический рудный район (1.5)				ОР-50
Цинк	0	4665 тыс. т	+ 4665 тыс. т	
Свинец	0	1029 тыс. т	+ 1029 тыс. т	

Список стратотипов, опорных обнажений и буровых скважин, показанных на карте доплиоценовых образований

Номер клетки	Номер на карте	Характеристика объекта	Источник по списку литературы, авторский номер объекта
I-3	1	Поисковая скв. Адмиралтейская-1. Пробурена в 1986–1988 гг. Глубина забоя 3755,0 м (абс. отг. –3742,5 м). Вскрыла отложения нижнего триаса – нижнего–среднего карбона	[Киреев, 2009ф, Вискунова, 2002ф, Отчеты, 1990ф]
II-5	2	Опорное обнажение вальковской толщи, охарактеризованное комплексами головоногих, конодонтов, брахиопод. Мощность – 119 м	[Павлов, 1986ф]; обн. 663-665; северный берег губы Глазова
II-5	3	Опорное обнажение адмиралтейской свиты. Мощность – 1130 м	[Павлов, 1986ф]; обн. 5223–5225, 5181; восточная часть бух. Нивелир на мысе Останцев
II-5	4	Опорное обнажение нижне-, среднемурманской толщ. Мощность – до 1150 м	[Павлов, 1986ф]; обн. 9053,9017,9012,5218–5220; от губы Глазова до бух. Сирена
II-4	5	Опорное обнажение шадровской свиты, охарактеризовано брахиоподами и рыбами. Мощность – 493 м	[Павлов, 1986ф]; обн. 5177–5178; мыс Гидрографов, п-ов Адмиралтейства
II-4	6	Опорное обнажение верхнемурманской толщи. Мощность – 450 м	[Павлов, 1986ф]; обн. 5193–5196; зал. Гидрографов
II-5	7	Стратотип моисеевской свиты, охарактеризован фораминиферами. Мощность – 250 м	[Павлов, 1986ф]; обн. 500, южный берег зал. Мурман на п-ове Красных Партизан
II-5	8	Опорное обнажение штраумсенской толщи, охарактеризовано комплексом трилобитов. Мощность – 120–370 м	[Павлов, 1986ф]; обн. 302, северный берег губы Машигина к востоку от бух. Штраумсена между горой Треттена и мысом Базисный
II-5	9	Стратотип фрейбергской свиты, охарактеризован комплексом криноидей. Мощность – 440–490 м	[Павлов, 1986ф]; обн. 84766, губа Машигина, восточнее ледника Лакруа
		Стратотип блафельской свиты, охарактеризован комплексом криноидей. Мощность – 490–550 м	[Павлов, 1986ф]; обн. 84801,84802, обн. 84766, северо-восточнее зал. Блафель на нунатаке в верховьях ледника Лакруа

Номер клетки	Номер на карте	Характеристика объекта	Источник по списку литературы, авторский номер объекта
	9	Стратотип лакруанской свиты. Мощность – 330 м	[Павлов, 1986ф]; обн. 84766, нунатак в верховьях ледника Лакруа
		Стратотип ледниковской свиты, охарактеризован комплексом кораллов и криноидей. Мощность – 320 м	[Павлов, 1986ф]; обн. 84766, р-н губы Машигина, восточнее ледника Лакруа, на южном склоне высоты с отм. 855,0 м
		Стратотип гольцовской свиты, охарактеризованный комплексами кораллов, брахиопод и криноидей. Мощность – 380 м	[Павлов, 1986ф]; обн. 84766, р-н губы Машигина, восточнее ледника Лакруа
III-5	10	Опорное обнажение серповской толщи. Мощность – 480 м	[Павлов, 1986ф]; обн. 5325,5326, верховья ледника Серп и Молот
III-6	11	Опорное обнажение медвежинской толщи. Мощность порядка 200 м	[Павлов, 1986ф]; обн. 4804; верховье р. Широкая
III-6	12	Опорное обнажение кругловской толщи. Мощность – 1075 м	[Павлов, 1986ф]; обн. 4859, 4888, 4889, 2673, 2674; бух. Круглая
III-2	13	Разведочная скв. Крестовая-1. Пробурена в 1988–1990 гг. Глубина забоя 4075,0 м (абс. отм. –4052,5 м). Вскрыла отложения нижнего мела (альб)–нижнего триаса (инд)	[Киреев, 2009ф, Вискунова, 2002ф, Отчеты, 1990ф]
III-6	14	Стратотип циволькинской свиты. Мощность – 150 м	[Павлов, 1986ф]; обн. 3705; юж. берег зал. Цивольки
III-5	15	Опорное обнажение якорнинской толщи, охарактеризовано комплексом акритархов. Мощность – 360–440 м	[Новая Земля, 2004]; обн. 42; губа Сев. Суль- менева
		Опорное обнажение удобнинской толщи. Мощность – 650–700 м	[Новая Земля, 2004]; обн. 43; губа Сев. Суль- менева
III-6	16	Опорное обнажение нижней и средней частей пахтусовской свиты, охарактеризовано комплексами конodontов, дакриконоарид и рыб. Мощность – 180 м	[Павлов, 1986ф]; обн. 2686, о. Пахтусова в районе мыса Продольный
III-6	17	Опорное обнажение басовской толщи. Мощность – 390 м	[Павлов, 1986ф]; о. Пахтусова

Номер клетки	Номер на карте	Характеристика объекта	Источник по списку литературы, авторский номер объекта
III-6	18	Опорное обнажение басовской толщи. Мощность – 110 м	[Павлов, 1986ф]; обн. 8337, 4,0 км к северу от северного берега зал. Басова
III-5	19	Опорное обнажение милинской свиты, охарактеризовано комплексом конодонтов. Мощность – 150 м	[Павлов, 1986ф]; обн. 3664, 3665; севернее кута зал. Медвежий
III-6	20	Опорное обнажение нижней части чайкинской свиты, охарактеризовано по комплексам конодонтов. Мощность порядка 65 м	[Павлов, 1986ф]; обн. 4738, левый борт безымянной реки, впадающей в бух. Вершина, зал. Басова
III-6	21	Опорное обнажение краснореченской свиты. Мощность – 730 м	[Труфанов, 1990]; севернее зал. Медвежий, на небольшой речке, впадающей в бух. Бурная
III-6	22	Опорное обнажение ненецкой толщи, охарактеризовано комплексом конодонтов. Мощность – 250 м	[Павлов, 1986ф]; обн. 8320, 8319, 8318 северо-западный берег бух. Ненецкая и северный берег бух. Бурная
III-4	23	Опорное обнажение нижней части воронинской свиты, охарактеризовано комплексами конодонтов, кораллов, брахиопод, пелеципод, гастропод, криноидей. Мощность – 213 м	[Павлов, 1986ф]; обн. 83, южный берег губы Крестовая
III-6	24	Стратотип храмченской свиты, охарактеризован комплексами кораллов, криноидей, брахиопод и трилобитов. Мощность – 370–385 м	[Павлов, 1986ф]; обн. 5269, северное побережье зал. Медвежий
III-4	25	Стратотип лавровской свиты, охарактеризован комплексами фораминифер, брахиопод, кораллов. Мощность – 270 м	[Павлов, 1986ф]; обн. 20063, 20064, безымянный п-ов между зал. Мелкий и губы Крестовая
III-4	26	Опорное обнажение промысловской толщи, охарактеризовано комплексами трилобитов и брахиопод. Мощность – 900–930 м	[Павлов, 1986ф]; обн. 1195, левый приток р. Южная Крестовая
IV-6	27	Стратотип пятипальцевской свиты. Мощность – 90–100 м	[Павлов, 1986ф]; южный берег п-ова Пять Пальцев

Номер клетки	Номер на карте	Характеристика объекта	Источник по списку литературы, авторский номер объекта
		Стратотип оговской свиты, охарактеризован комплексами кораллов, трилобитов, брахиопод и остракод. Мощность – 250–280 м	[Павлов, 1986ф]; южный берег зал. Храмченко
		Стратотип куцыйской свиты, охарактеризован комплексами кораллов и брахиопод. Мощность – 300–350 м	[Павлов, 1986ф]; район мыса Куцый
IV-4	28	Стратотип глазовской свиты. Мощность – около 200 м	[Красножен, 1990]; 4 км южнее мыса Лаврова
IV-4	29	Опорное обнажение верхней части воронинской свиты, охарактеризовано комплексами конодонтов, кораллов, брахиопод, пеллеципод, гастропод, криноидей. Мощность – более 200 м	[Павлов, 1986ф]; обн. 20043, левобережье р. Мелкая
IV-5	30	Опорное обнажение рейской свиты, охарактеризовано комплексом конодонтов. Мощность – более 452 м	[Красножен, 1990]; кут зал. Незнаемый
IV-4	31	Стратотип близнецовской свиты, охарактеризован комплексами фораминифер, брахиопод. Мощность – 314 м	[Красножен, 1990]; водораздел между губой Митюшиха и зал. Мелкий
IV-4	32	Опорное обнажение карбасниковской свиты, охарактеризовано комплексами строматопоратов, брахиопод, фораминифер. Мощность – 405 м	[Павлов, 1986ф]; обн. 368, район между губой Митюшиха и зал. Мелкий
IV-4	33	Опорное обнажение митюшихинской толщи, охарактеризованной. Мощность – 540 м	[Красножен, 1990]; северный берег губы Митюшиха восточнее устья р. Промысловая
IV-5	34	Опорное обнажение тайнинской свиты (Маточкиношарская подзона), охарактеризовано тентакулитами. Мощность – 550 м	[Красножен, 1990]; р-н залива Тыртова
IV-5	35	Опорное обнажение нижнебелушинской подсвиты. Мощность – 705 м	[Павлов, 1986ф]; обн. 4235, 4236; зал. Чекина
IV-5	36	Опорное обнажение среднебелушинской подсвиты. Мощность – 458	[Павлов, 1986ф]; обн. 4208; р. Кабанова

Номер клетки	Номер на карте	Характеристика объекта	Источник по списку литературы, авторский номер объекта
V-3	37	Опорное обнажение грибовской свиты, охарактеризовано комплексами кораллов. Мощность – более 555 м	[Павлов, 1986ф]; обн. 298, 299, р. Панькова
V-4	38	Опорное обнажение рогачевской свиты, охарактеризовано комплексом конодонтов. Мощность – 92,5 м	[Павлов, 1986ф]; обн. 5084, 5085; кут зал. Клокова
V-3	39	Стратотип паньковской свиты, охарактеризован комплексами кораллов и брахиопод. Мощность – более 250 м	[Павлов, 1986ф]; обн. 307, оз. Паньково, в верхнем течении р. Панькова
V-3	40	Опорное обнажение тайнинской свиты (Западнобережная СФЗ), охарактеризовано комплексом конодонтов. Мощность – 55–75 м	[Павлов, 1986ф]; обн. 8000, северный берег губы Грибова
V-3	41	Стратотип астафьевской свиты, охарактеризован комплексами трилобитов. Мощность – более 390 м	[Павлов, 1986ф]; обн. 911, в районе мыса Астафьева на южном берегу губы Грибова
		Стратотип снежногорской свиты, охарактеризован комплексами трилобитов. Мощность – 300–320 м	[Павлов, 1986ф]; обн. 911, южное побережье губы Грибова восточнее мыса Астафьева
		Стратотип карпинской свиты, охарактеризован комплексами трилобитов и брахиопод. Мощность – 230 м	[Павлов, 1986ф]; обн. 911,912, южное побережье губы Грибова восточнее мыса Астафьева
		Стратотип егоровской свиты, охарактеризован комплексами трилобитов. Мощность – 550 м	[Павлов, 1986ф]; обн. 60, 67, 85 мыс Егорова (р-н губы Грибова, юж. берег)
V-4	42	Стратотип клоковской свиты, охарактеризован комплексами конодонтов, фораминифер, дакриконарид и реликтам радиолярий. Мощность – 75–85 м	[Павлов, 1986ф]; обн. 4040, р. Есипова
V-4	43	Опорное обнажение есиповской свиты. Мощность – более 200 м	[Красножен, 1990]; среднее течение р. Есипова

Номер клетки	Номер на карте	Характеристика объекта	Источник по списку литературы, авторский номер объекта
V-4	44	Опорное обнажение степовской свиты, охарактеризовано комплексами фораминифер. Мощность – 255 м	[Павлов, 1986ф]; обн. 4080, 4081; зал. Брандта
V-3	45	Опорное обнажение верхнегусиноземельской подсвиты. Мощность – 420 м	[Павлов, 1986ф]; обн. 328, р. Бритвинка
V-3	46	Опорное обнажение верхнебелушинской подсвиты, охарактеризовано фораминиферами. Мощность – 280 м	[Павлов, 1986ф]; обн. 335, р. Бритвинка
V-4	47	Опорное обнажение толбеяхской свиты, охарактеризовано присутствием конодонтов и фораминифер. Мощность – 200 м	[Павлов, 1986ф]; обн. 5581, 4133; верховье р. Латваяха
VI-4	48	Стратотип толбеяхской свиты, охарактеризован присутствием конодонтов и фораминифер. Мощность – 250 м	[Красножен, 1988]; левый приток р. Красная
VI-4	49	Стратотип краснореченской свиты. Мощность – 510–550 м	[Павлов, 1981ф]; обн. 4410; левый приток р. Красная
VI-4	50	Стратотип степовской свиты, охарактеризован комплексами фораминифер. Мощность – 90–110 м	[Красножен, 1988ф]; левый приток р. Красная
VI-4	51	Стратотип есиповской свиты. Мощность обнажения – 168 м	[Красножен, 1988ф]; р. Красная

**Список опорных обнажений и буровых скважин, показанных на карте
плиоцен-четвертичных образований**

Номер клетки	Номер на карте	Характеристика объекта	Источник по списку литературы, авторский номер объекта
I-5	1	Опорное обнажение вскрывает кумжинскую свиту, охарактеризованную по комплексу фораминифер и моллюсков. Мощность обнажения – 1,6 м	[Павлов, 1988ф]; обн. 684, зал. Норденшельда
II-5	2	Опорное обнажение вскрывает современный мариний, крестьяхинский мариний, кумжинскую свиту, охарактеризованные по комплексам фораминифер и моллюсков. Мощность обнажения – 10,0 м	[Труфанов, 1990]; обн. 648, п-ов Адмиралтейства
II-5	3	Опорное обнажение вскрывает современную новоземельскую морену и современный мариний, охарактеризованные по валунно-галечному комплексу отложений, палинологическому комплексу, комплексу фораминифер. Мощность обнажения – 14,4 м	[Красножен, 1988]; обн. 2612, губа Машигина
III-6	4	Опорное обнажение вскрывает отложения ершовской свиты, охарактеризованные палинологическим комплексом, комплексами фораминифер и моллюсков. Мощность – 15,4 м	[Труфанов, 1990]; обн. 2572, зал. Ога
III-2	5	Скв. 183	[Крапивнер, 2009; Гусев, 2012]
III-5	6	Опорное обнажение вскрывает современную новоземельскую морену и современный мариний, охарактеризованные по валунно-галечному комплексу отложений и комплексам фораминифер и моллюсков. Мощность обнажения – 15,5 м	[Красножен, 1988]; обн. 2583, губа Сев. Сульменова
III-5	7	Опорное обнажение вскрывает новоземельскую морену и флювиогляциал. Мощность обнажения – 6,0 м	[Красножен, 1988]; обн. 2582, губа Сев. Сульменова
III-4	8	Опорное обнажение вскрывают отложения современного мариния и крестьяхинского мариния, охарактеризованные палинологическими комплексами и комплексом моллюсков. Мощность обнажения – 11,0 м	[Павлов, 1986ф]; обн. 423; губа Крестовая
III-5	9	Опорное обнажение вскрывает отложения современного мариния и крестьяхинского мариния, охарактеризованные палинологическими комплексами и комплексами фораминифер. Мощность обнажения – 13,1 м	[Труфанов, 1990]; обн. 623; оз. Гольцовое
III-5	10	Опорное обнажение вскрывает крестьяхинский мариний и кумжинскую свиту, охарактеризованную по палинологическим комплексам, комплексам моллюсков и фораминифер. Мощность обнажения – 19,0 м	[Труфанов, 1990]; обн. 5347; зал. Медвежий

Номер клетки	Номер на карте	Характеристика объекта	Источник по списку литературы, авторский номер объекта
III-6	11	Опорное обнажение вскрывает отложения крестьяхинского мариния, охарактеризованные палинологическими комплексами и комплексами фораминифер и моллюсков. Мощность обнажения – 0,8 м	[Труфанов, 1990]; обн. 4399; зал. Басова
III-4	12	Опорное обнажение вскрывает современные ледниковые, абросимовскую толщу, крестьяхинский мариний и кумжинскую свиту, охарактеризованные палинологическими комплексами и комплексами фораминифер и моллюсков. Мощность обнажения – 21,0 м	[Красножен, 1988]; обн. 2573, р. Сев. Крестовая
III-4	13	Опорное обнажение вскрывает отложения абросимовской толщи и крестьяхинского мариния, охарактеризованные комплексом моллюсков. Мощность обнажения – 14,6 м	[Красножен, 1988]; обн. 2560, губа Крестовая
III-4	14	Опорное обнажение вскрывает отложения абросимовской толщи и кумжинской свиты, охарактеризованные комплексом фораминифер. Мощность обнажения – 2,0 м	[Красножен, 1988]; обн. 2508, губа Крестовая
IV-4	15	Опорное обнажение вскрывает крестьяхинский мариний, долгинскую морену (и флювиогляциал), кумжинскую свиту, и баренцево-новоземельский гляциал (с участием флювиогляциала). Мощность обнажения – 24,9 м	[Красножен, 1990]; обн. 2525, р. Мелкая
IV-5	16	Опорное обнажение вскрывает долгинскую морену (и флювиогляциал), кумжинскую свиту, баренцево-новоземельский гляциал (с участием флювиогляциала). Мощность обнажения – 15,0 м	[Красножен, 1990]; обн. 4300; р. Миллера
V-3	17	Опорное обнажение вскрывает отложения крестьяхинского мариния, охарактеризованного палинологическими комплексами, комплексами фораминифер и моллюсков	[Красножен, 1990]; обн. 326; г. Панькова
V-5	18	Опорное обнажение вскрывает отложения крестьяхинского мариния, охарактеризованного палинологическими комплексами, а также комплексами фораминифер и моллюсков	[Красножен, 1990]; обн. 323; г. Панькова
V-3	19	Опорное обнажение вскрывает абросимовскую толщу и крестьяхинский мариний, охарактеризованные палинологическими комплексами и комплексами фораминифер	[Красножен, 1990]; обн. 263; губа Безымянная
V-3	20	Опорное обнажение вскрывает отложения современного мариния и крестьяхинского мариния, охарактеризованные палинологическими комплексами и комплексами фораминифер. Мощность обнажения – 4,8 м	[Павлов, 1981ф]; обн. 5506; зал. Брандта

Номер клетки	Номер на карте	Характеристика объекта	Источник по списку литературы, авторский номер объекта
V-3	21	Опорное обнажение вскрывает отложения современного мариния и крестьяхинского мариния, охарактеризованные палинологическими комплексами, комплексами фораминифер и моллюсков. Мощность обнажения – 11,0 м	[Красножен, 1988]; губа Безымянная
VI-2	22	Опорное обнажение вскрывает отложения современного мариния и абросимовской толщи, охарактеризованной палинологическими комплексами и комплексами фораминифер	[Красножен, 1988]; п-ов Гусиная Земля
VI-4	23	Опорное обнажение вскрывает современный мариний и листовичную толщу нижнего звена неоплейстоцена, охарактеризованные комплексами фораминифер и палинологическими комплексами	[Красножен, 1988]; устье р. Лиственничная
VI-4	24	Опорное обнажение вскрывает отложения абросимовской толщи, крестьяхинского мариния и ершовской свиты, охарактеризованные комплексами фораминифер, моллюсков и палинологическими комплексами	[Красножен, 1988]; р. Лиственничная

**Список пунктов, для которых имеются определения радиоуглеродного возраста
плиоцен-четвертичных образований**

Индекс клетки	Номер на карте	Стратиграфическое положение		Материал образца	Метод датирования	Единица измерения	Возраст	Местонахождение точки отбора образца	Авторский номер пункта (номер пробы)	Источник по списку литературы
		на карте	в первоис- точнике							
II-5	1	Голоценовый мариний (mH)	mH	Древесина	^{14}C	год	8160 ± 70	Губа Машигина	2612 (ЛУ-1761)	[Павлов, 1986ф]
III-2	2	Морские, ледово- морские (*m,mgIII)	*gmIII	Песок	Термлю- минесцен- ция	тыс. лет	42 000; 71 000; 95 000;	Баренцево море, Адмиралтейское поднятие	Скв. 183, гл. 2–10,5 м	[Крапивнер, 2018]; [Гусев, 2012]
III-2	3	Морские, ледово- морские (*m,gmI-II)	*gmI-II	Песок	Термлю- минесцен- ция	тыс. лет	185 000; 216 000; 225 000; 305 000; 362 000	Баренцево море, Адмиралтейское поднятие	Скв. 183, гл. 15–101 м	Крапивнер, 2018]; [Гусев, 2012]
III-5	4	Современная новоземельская морена (gHnz)	gH	Древесина	^{14}C	год	3090 ± 70	Губа Сев. Суль- менова	2583 (ЛУ-1629)	[Павлов, 1986ф]
III-5	5	Новоземельская морена и флювио- гляциал (fHnz)	fH	Торф	^{14}C	год	7680 ± 160	Губа Крестовая	2582 (ЛУ-1631)	[Павлов, 1986ф]
III-6	6	Крестяхинский мариний (mIIIkj)	mIIIkj	Торф	^{14}C	год	$38\,620 \pm 1220$	Зал. Басова	4399 (ЛУ-1458)	[Павлов, 1986ф]
III-4	7	Абросимовская толща (l,plIII ₄ –Hаб)	l,plIII ₄ –Hаб	Торф	^{14}C	год	8210 ± 90	Река Сев. Кресто- вая	2573 (ЛУ 1462)	[Павлов, 1986ф]
							$10\,550 \pm 160$		2573 (ЛУ 1446)	

Индекс клетки	Номер на карте	Стратиграфическое положение		Материал образца	Метод датирования	Единица измерения	Возраст	Местонахождение точки отбора образца	Авторский номер пункта (номер пробы)	Источник по списку литературы
		на карте	в первоис- точнике							
III-4	8	Абросимовская толща (I,plIII ₄ -Hаб)	I,plIII ₄ -Hаб	Торф	¹⁴ C	год	9230 ± 100	Губа Крестовая	2560 (ЛУ 1464)	[Павлов, 1986ф]
							15 120 ± 120		2560 (ЛУ 1464)	
III-4	9	Абросимовская толща (I,plIII ₄ -Hаб)	I,plIII ₄ -Hаб	Торф	¹⁴ C	год	8840 ± 150	Губа Крестовая	2580 (ЛУ 1429)	[Павлов, 1986ф]
V-3	10	Крестяхинский мариний (mIII _{kj})	mIII _{kj}	Древесина	¹⁴ C	год	40 330 ± 940	Губа Безымянная	4615 (ЛУ 1209)	[Красножен, Барановская, 1982]
VI-2	11	Абросимовская толща (I,plIII ₄ -Hаб)	I,plIII ₄ -Hаб	Торф	¹⁴ C	год	15 310 ± 630	П-ов Гусиная Земля	5493 (ЛУ 1188)	[Красножен, Барановская, 1982]

**Химический состав пород позднедевонского костиншарского гипабиссального комплекса
района мыса Сахарова и Горбовых островов
(силикатный анализ, ICP-MS, ICP-AES) [Соболев, 2015ф]**

Оксиды (%) /Элементы (ppm)	Мыс Сахарова				Горбовы острова		Среднее
	ШС- 02/15-1	ШС- 04/15-01/1	ШС- 05/15-01	ШС- 02/15-2-2	15- АП/6-1	15- АП/5	
SiO ₂	50,7	50,5	51,7	50,4	49,1	50,2	50,43
TiO ₂	0,84	1,02	0,88	0,94	1,81	1,91	1,23
Al ₂ O ₃	14,6	14,0	14,5	14,3	13,8	14,6	14,3
Fe ₂ O ₃	1,46	1,09	1,01	1,38	1,53	1,64	1,35
FeO	7,85	9,31	8,5	8,42	11,1	11,7	9,48
MnO	0,17	0,17	0,17	0,18	0,24	0,19	0,19
MgO	7,36	7,12	7,54	7,63	4,57	4,27	6,42
CaO	11,6	9,44	7,66	11,2	8,52	8,13	9,43
Na ₂ O	1,80	2,14	2,49	1,89	2,10	2,27	2,12
K ₂ O	0,73	1,12	1,93	0,66	0,13	0,17	0,79
P ₂ O ₅	0,081	0,073	0,082	0,084	0,170	0,220	0,120
ppp	2,14	2,86	2,51	2,15	5,61	3,6	3,15
Co	48,9	55,1	54,5	51,2	59,7	60,7	55,02
Cu	126	98,1	144	120	37,6	31,5	92,87
Li	28	36,7	38,3	29,9	28,1	24,8	30,97
Ni	88,3	77,1	99,7	90,9	13,9	12,2	63,68
Pb	2,57	13,9	4,26	3,38	1,75	12,9	6,46
Zn	88,3	103	83,1	91,1	119	126	101,75
Be	1,67	0,5	1,77	1,85	2,75	2,05	1,77
V	332	330	322	321	489	462	376
Cr	148	226	296	277	38,6	33,7	191,22
Ga	17,2	15,5	15,0	16,8	21,4	21,0	17,82
Rb	32,8	42,1	85,7	34,4	2,54	2,77	33,39
Sr	190	147	253	206	242	236	212
Y	27,4	26,4	26,2	27,3	41,0	39,7	31,33
Zr	95,2	93,7	94,5	94,7	131	130	106,52
Nb	3,84	3,86	3,67	3,98	4,30	4,32	4,00
Cs	1,05	0,77	0,82	0,80	0,51	1,37	0,89
Ba	168	360	1020	172	84,1	118	320,35
La	10	10	9,99	10,4	13,3	15,1	11,47
Ce	22	21,5	22,1	22,5	30,1	33,4	25,27
Pr	2,97	2,97	2,96	3,10	4,19	4,68	3,48
Nd	13,2	12,1	12,5	13,0	19,1	20,1	15,0

Оксиды (%) /Элементы (ppm)	Мыс Сахарова				Горбовы острова		Среднее
	ШС- 02/15-1	ШС- 04/15-01/1	ШС- 05/15-01	ШС- 02/15-2-2	15- АП/6-1	15- АП/5	
Sm	3,26	3,37	3,48	3,49	5,05	5,57	4,04
Eu	0,99	0,93	0,99	1,01	1,63	1,69	1,21
Gd	4,03	3,92	3,86	3,85	6,30	6,43	4,73
Tb	0,72	0,72	0,73	0,71	1,07	1,16	0,85
Dy	4,52	4,50	4,79	4,59	6,89	6,96	5,38
Ho	0,99	0,97	0,95	0,98	1,45	1,47	1,14
Er	2,92	2,85	2,78	2,73	4,30	4,27	3,31
Tm	0,40	0,42	0,40	0,41	0,64	0,63	0,48
Yb	2,73	2,62	2,60	2,65	4,00	3,83	3,07
Lu	0,47	0,47	0,44	0,45	0,64	0,64	0,52
Hf	2,50	2,66	2,55	2,37	3,16	3,34	2,76
Ta	0,35	0,36	0,35	0,35	0,37	0,39	0,36
Th	2,40	2,47	2,68	2,40	3,38	3,98	2,89
U	0,69	0,66	0,86	0,70	1,04	1,12	0,85

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ. <i>Л. И. Богатырев</i>	3
СТРАТИГРАФИЯ. <i>А. С. Красножен, Д. В. Зархидзе, С. И. Шкарубо, Н. В. Ключкова, А. В. Крылов</i>	13
Верхнепротерозойская эонотема	14
Палеозойская эратема	16
Мезозойская эратема	57
Кайнозойская эратема	78
ЛИТОЛОГИЯ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ. <i>М. С. Радченко</i>	110
МАГМАТИЗМ. <i>Л. И. Богатырев, С. И. Шкарубо</i>	120
ТЕКТНИКА И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ. <i>Д. В. Зархидзе, В. А. Журавлев, С. И. Шкарубо</i>	139
ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ. <i>Д. В. Зархидзе, С. И. Шкарубо</i>	168
ГЕОМОРФОЛОГИЯ. <i>А. С. Красножен, А. Г. Зинченко</i>	175
ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ. <i>П. С. Калугин, О. Н. Зуйкова, С. И. Шкарубо</i>	189
ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА. <i>П. С. Калугин, О. Н. Зуйкова, С. И. Шкарубо</i>	208
ГИДРОГЕОЛОГИЯ. <i>А. О. Цыганов, Ю. А. Цыганова, А. А. Руденко</i>	247
ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА. <i>А. О. Цыганов, Ю. А. Цыганова, А. А. Неупокоева</i>	263
ЗАКЛЮЧЕНИЕ. <i>Д. В. Зархидзе, С. И. Шкарубо</i>	285
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	289
<i>Приложение 1.</i> Список месторождений, проявлений и пунктов минерализации полезных ископаемых, шлиховых ореолов, вторичных геохимических ореолов, показанных на листах S-39,40 Госгеолкарты РФ масштаба 1 : 1 000 000	302
<i>Приложение 2.</i> Общая оценка минерально-сырьевого потенциала площади	307
<i>Приложение 3.</i> Сводная таблица прогнозных ресурсов	316
<i>Приложение 4.</i> Таблица впервые выявленных или переоцененных прогнозируемых объектов полезных ископаемых и их прогнозных ресурсов	317
<i>Приложение 5.</i> Список стратотипов, опорных обнажений и буровых скважин, показанных на карте доплиоценовых образований	318

<i>Приложение 6.</i> Список опорных обнажений и буровых скважин, показанных на карте плиоцен-четвертичных образований	324
<i>Приложение 7.</i> Список пунктов, для которых имеются определения радиоуглеродного возраста плиоцен-четвертичных образований	327
<i>Приложение 8.</i> Химический состав пород позднедевонского костиншарского гипабиссального комплекса района мыса Сахарова и Горбовых островов	329

Научное издание

Зархидзе Данила Владимирович
Красножен Алина Семеновна
Шкарубо Сергей Иванович
и др.

**ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ**

масштаба 1 : 1 000 000

Третье поколение

Серия Северо-Карско-Баренцевоморская

**Лист S-39,40 – прол. Маточкин Шар
Объяснительная записка**

Редактор, корректор *Е. А. Зотова*
Технический редактор *О. Е. Степурко*
Компьютерная верстка *И. К. Бондарь*

Подписана в печать 23.05.2022. Формат 70×100/16. Гарнитура Times New Roman.
Печать офсетная. Печ. л. 21 + 10 вкл. Уч.-изд. л. 32,43.
Тираж 100 экз. Заказ 41914000

Всероссийский научно-исследовательский геологический
институт им. А. П. Карпинского (ВСЕГЕИ)
199106, Санкт-Петербург, Средний пр., 74
Тел. 328-90-90 (доб. 23-23, 24-24). E-mail: izdatel@vsegei.ru

Отпечатано на Картографической фабрике ВСЕГЕИ
199178, Санкт-Петербург, Средний пр., 72
Тел. 328-91-90, 321-81-53. E-mail: karta@vsegei.ru

ISBN 978-5-00193-117-1



9 785001 931171

ДЛЯ ЗАМЕТОК

ДЛЯ ЗАМЕТОК

ДЛЯ ЗАМЕТОК
