

**ГОСУДАРСТВЕННАЯ
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ**

Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение)

Серия Балтийская

Лист Q-37 – Архангельск

САНКТ-ПЕТЕРБУРГ

2012

МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ И ЭКОЛОГИИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО ПО НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЮ

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

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

ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение)

Серия Балтийская

Лист Q-37 – Архангельск

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА

УДК 55(084.3М1000):528.94.065(470.22)

Астафьев Б. Ю., Богданов Ю. Б., Воинова О. А., Воинов А. С. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Балтийская. Лист Q-37 – Архангельск. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2012 . 302 с. + 11 вкл.

В объяснительной записке дается описание стратиграфии, интрузивных, метаморфических и метасоматических образований восточной части Карело-Кольского региона, прилегающих районов Русской плиты, акватории Белого моря и западной части Архангельской области. Приведены сведения по тектонике и глубинному строению, литологии, геоморфологии, истории геологического развития, магматизму, гидрогеологии и геоэкологии. Дано систематическое описание полезных ископаемых территории, рассмотрены закономерности их размещения.

Составлен комплект обязательных геологических карт и элементов зарамочного оформления.

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

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

Табл. 19, ил. 22, список лит. 271 назв., прил. 1.

Авторы

*Астафьев Б. Ю., Богданов Ю. Б., Воинова О. А., Воинов А. С.,
Журавлев В. А., Ногина М. Ю., Парамонова М. С., Пешкова И. Н.,
Поляков А. А., Рыбалко А. Е., Солонина С. Ф., Семенова Л. Р.,
Суриков С. Н., Шаров Н. В., Шкарубо С. И.*

Главный научный редактор *Якобсон К. Э.*

Рекомендовано к печати
НРС Роснедра 23 апреля 2010 г.

- © Федеральное агентство по недропользованию (Роснедра), 2012
- © Федеральное государственное унитарное предприятие «Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского» (ФГУП «ВСЕГЕИ»), 2010
- © Открытое акционерное общество «Морская арктическая геологоразведочная экспедиция» (ООО «МАГЭ»), 2010
- © Коллектив авторов, 2010
- © Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2012

ВВЕДЕНИЕ

Территория листа Q-37 – Архангельск охватывает южное побережье Кольского полуострова, Онежский и Кулойский полуострова и обширную низменность в дельте р. Северная Двина, а также центральную и восточную части акватории Белого моря. В тектоническом плане она приурочена к области сочленения двух крупнейших современных геоструктур Восточно-Европейской платформы: северо-восточной части Балтийского щита и северо-западной части Русской плиты. В административном отношении территория листа принадлежит к Мурманской, Архангельской областям и небольшая часть – Республике Карелия.

Работа выполнена Морской арктической геологоразведочной экспедицией (МАГЭ) по заказу Федерального агентства по недропользованию (Государственный контракт № 09/03/12-23 от 27.11.2006 г.). Основной задачей работ являлось изучение геологического строения акваторий Белого моря и Чешской губы в масштабе 1 : 1 000 000 с целью подготовки к изданию взаимоувязанных комплектов Государственной геологической карты России масштаба 1 : 1 000 000 третьего поколения листов Q-(35)36, 37, 38.

Работу по сухопутной части листа Q-(35)36, а также по составлению карт четвертичных образований на сушу листов Q-37, 38 выполнил по договору-подряду к коллектив сотрудников отдела геологии и полезных ископаемых западных районов ФГУП «ВСЕГЕИ». Морские работы по геологическому изучению акваторий и по актуализации материалов листов Q-37, 38 с подготовкой их к изданию выполнены сотрудниками МАГЭ при участии ведущих специалистов ФГУП «Севморгео», ВНИГНИ, Карельского НЦ РАН, компании «Алроса».

Для решения поставленных задач по изучению геологического строения территории листов Q-(35)36, 37, 38 проведены комплексные геолого-геофизические морские и сухопутные исследования. На акватории Белого моря и в Чешской губе Баренцева моря ОАО «МАГЭ» выполнены: сейсмические исследования МОГТ – 2000 км, МПВ – 400 км, непрерывное сейсмоакустическое профилирование (НСП) – 5000 км, донный пробоотбор – 240 ст., в том числе на листе Q-37: МОГТ – 1350 км, МПВ – 325 км, НСП – 3400 км, пробоотбор – 137 ст.

Большой объем морских и сухопутных работ был нацелен на изучение верхней части осадочного чехла, поскольку карта четвертичных образований третьего поколения составлялась впервые.

Подготовленный к изданию настоящий комплект листа Q-37 интегрирует геологические карты масштаба 1 : 1 000 000, составленные в 2005 г. специа-

листами ВСЕГЕИ [228]. Карты были актуализированы с учетом морских геолого-геофизических исследований, проведенных ОАО «МАГЭ» в 2003—2008 гг. [240], сухопутных геологосъемочных и прогнозно-поисковых работ ЗАО «Архангельскгеолразведка» [229], а также других картографических материалов и литературных данных [264, 1]. В результате создан полный комплект обязательных карт и схем, предусмотренных геологическим заданием и концептуально увязанных со смежными листами Q-(35) 36, Q-38.

В настоящей работе использована актуализированная ОАО «МАГЭ» геофизическая основа. Для всей площади впервые составлены сводные структурные карты, отражающие строение осадочного чехла и поверхности фундамента с учетом сухопутных и морских сейсмических и сейсмоакустических данных. Эти материалы послужат основой для дальнейшего изучения минералогии Балтийского щита и нефтегазоносности Беломорско-Мезенского осадочного бассейна.

Созданная в среде ArcView 3.2 геоинформационная система включает комплект цифровых карт листа Q-37 и базу первичных геолого-геофизических данных. В структуру ГИС включены карты: сейсмической, геолого-геофизической изученности, промеров глубин, расположения и состава элементов базы первичных геолого-геофизических данных. В базу данных включена информация для визуализации в ГИС: фрагменты временных и глубинных разрезов МОВ ОГТ, временные сейсмоакустические разрезы, полевые описания отложений по скважинам и станциям донного опробования, геологические разрезы скважин, литологические колонки, таблицы лабораторных анализов. Каждый объект, отображенный на карте, охарактеризован информацией, полученной в результате проведения полевых работ.

Работа проведена в соответствии с «Инструкцией по составлению и подготовке к изданию листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третьего поколения), СПб., ВСЕГЕИ, 2003», «Методическими рекомендациями..., 2005», и «Методическим руководством..., 2009». В основу стратиграфического расчленения разреза положена утвержденная НРС «Легенда Балтийской серии листов ГК-1000, 2000». В комплекте учтены требования обновленного «Стратиграфического кодекса России, 2006»; «Петрографического кодекса, 2009».

Физико-географические условия территории листа различны в разных ее частях. Наиболее повышенными и сильно расчлененными являются северные части территории на Кольском полуострове (возвышенность Кейвы — 397 м, гора Ягельурта). Юго-запад территории — Онежский и Кулойский полуострова и находящийся между ними район дельты р. Северная Двина представляют собой холмистую низменную равнину, расчлененную широкими долинами рек; абсолютные отметки здесь редко превышают 100 м.

Климат умеренно холодный, сочетает черты континентального и морского. Зима сравнительно мягкая, продолжительная со средними температурами января и февраля минус 14°—16 °С, короткое прохладное лето с температурой плюс 14°—16 °С; среднегодовое количество осадков 400—500 мм, в горных районах до 1000 мм. На юге территории много лесов преимущественно хвойных, на севере — лесотундра. Заболоченность района высокая: болота занимают в Архангельской области до 40 % территории.

Акватория Белого моря составляет 40 % изученной площади. Белое море является крупнейшей внутренней акваторией Севера России. Площадь Белого моря около 93,6 тыс. км². Длина его береговой линии превышает 5000 км, средняя глубина 89 м. Максимальные глубины в Кандалакшском заливе достигают 323 м. На севере Белое море условно отделено от Баренцева моря воображаемой линией, которая проходит от мыса Святой Нос на побережье Кольского полуострова до мыса Канин Нос на полуострове Канин.

В Воронке Белого моря глубины моря изменяются от 60–80 м в северной части до 50 м и менее в южной. Горло Белого моря представляет собой довольно узкий пролив, имеющий минимальную ширину 25 миль. Вдоль средней части пролива, несколько ближе к Кольскому полуострову, имеется впадина с глубинами более 50 м и шириной от 3 до 20 миль. Дно глубоководной средней части Горла сравнительно ровное. Эта часть моря характеризуется приливо-отливными течениями, скорость которых доходит до 6 узлов. Бассейн Белого моря является самым глубоководным районом моря, причем впадина с глубинами более 100 м занимает примерно 2/3 площади Бассейна и его заливов. Эта впадина начинается в Кандалакшском заливе и тянется на юго-восток до входа в Двинский залив. Длина впадины 150 миль, ширина 13–40 миль. В пределах впадины имеются котловины с глубинами более 250 м, наибольшая глубина в Белом море – 350 м.

Самым мелководным является Онежский залив. Только в северной его части глубины превышают 50 м. Для залива характерно неровное дно и большое число островов, в том числе Соловецкий архипелаг. Горло и Воронка Белого моря опасны для мореплавания из-за мелководий, сильных приливо-отливных течений, туманов и сложных ледовых условий зимой.

Гидрометеорологические условия для плавания судов в Белом море благоприятны с мая по октябрь, когда море в основном свободно ото льда. Зимой (ноябрь–март) плавание судов осложнено льдами, а также неустойчивой погодой с частыми осадками и сильными ветрами. В течение всего года возможны внезапно появляющиеся продолжительные туманы. Лед в Белом море наблюдается обычно с ноября по май, однако в отдельные годы он исчезает в июне и даже в начале июля. Льдообразование начинается в ноябре в заливах. К середине января свободной от дрейфующего льда остается только северо-западная часть Воронки.

Основные порты расположены на юго-востоке (Архангельск, Северодвинск) и северо-западе (Кандалакша) Белого моря.

Рассматриваемая территория относится к числу наиболее заселенных, промышленно освоенных районов Российского Севера. Население размещается вдоль железных дорог и по побережью, с удалением от них заселенность резко падает. Максимальное количество городского населения сосредоточено в областном центре – г. Архангельск и в г. Северодвинске, которые являются крупными промышленными центрами и морскими портами. Занято население на лесопильно-деревоперерабатывающих, судоремонтно-строительных, рыбообработывающих предприятиях. Лесопромышленный комплекс занимает лидирующее положение. В сельском хозяйстве развито картофелеводство, мясо-молочное животноводство, птицеводство, пушное звероводство, рыболовство.

Геолого-геофизическая изученность листа неравномерна. Комплекты листов Госгеолкарты-200 второго поколения составлены только для его южной части. Для Балтийского щита значительная часть листов издана в 1960-е годы, после чего были проведены крупномасштабные геологосъемочные, а также многочисленные научно-исследовательские и тематические работы. Вместе с тем, юго-восток Кольского полуострова остается наименее изученной частью Карело-Кольского региона. Геологосъемочные работы масштаба 1 : 50 000 и 1 : 200 000 с попутными поисками проводились здесь в 1970-е и 1980-е годы. Поисковые работы на благороднометалльное оруденение не проводились.

Для Мурманской области в 1960-е годы была издана Госгеолкарта дочетвертичных образований (первого поколения) масштаба 1 : 1 000 000, а в 1988 г. были созданы сводные геологические карты дочетвертичных и четвертичных образований масштаба 1 : 500 000 под редакцией В.Г. Гаскельберга. В 1996 г. была составлена геологическая карта масштаба 1 : 1 000 000 дочетвертичных образований Мурманской области под редакцией Ф. П. Митрофанова. В 2004 г. издан комплект Госгеолкарты-1000/2, лист Q-(35)-37 – Кировск под редакцией Ю. Б. Богданова.

В течение ряда лет различные районы Белого моря являлись полигонами опытных и опытно-производственных работ МАГЭ, ВСЕГЕИ, МГУ, «Севморгео», «Архангельскгеология», «ВНИИОкеангеология» и других организаций. В рамках этих исследований осуществлена разработка вопросов методики морских среднемасштабных геолого-геофизических работ.

Начиная с 1981 г., к производству морских исследований в Горле Белого моря приступает ПГО «Архангельскгеология» и Геологический институт КНЦ РАН. Работы проводились по отдельным листам поэтапно: 1981–1983 гг.; 1984–1986 гг.; 1987–1988 гг. и носили площадной характер: исследования проводились по регулярной сети профилей, впервые проведено морское бурение. Основным результатом этих работ было создание кондиционной геофизической основы масштаба 1 : 200 000. Составлены литологическая и поэлементные карты на всю поверхность дна Горла Белого моря. На основе сейсмофациального анализа материалов НСАП в разрезе шельфа Горла Белого моря выделены сейсмостратиграфические комплексы, отождествляемые с геологическими образованиями фундамента, верхнепротерозойского чехла и четвертичных отложений. Выявлены перспективы поисков морских россыпей алмазов.

В 1988–1991 гг. МАГЭ выполнила в Воронке и Горле Белого моря гравиметрическую съемку I класса, по результатам которой были составлены листы Государственной гравиметрической карты масштаба 1 : 200 000 [242, 241, 237, 238, 239].

С 1958 г. в рамках Международного геофизического года на территории Карелии и Кольского полуострова начали проводиться сейсморазведочные работы методом ГСЗ. В середине 1980-х годов выполнены несколько региональных профилей ГСЗ с более совершенными трехкомпонентными станциями. Впервые были получены надежные результаты о скоростях и глубинном строении земной коры [80]. В конце 1990-х годов в рамках Федеральной программы по созданию сети опорных геофизических профилей ГНПП «Спецгеофизика» выполнила по профилям ГСЗ сейсми-

ческие исследования методом ОГТ (профили 4-В и 1-ЕВ). Интерпретация этих материалов позволила получить представление о глубинном строении и эволюции раннедокембрийской коры [51].

Сейсморазведка методом общей глубинной точки (МОГТ) проводилась с начала 1970-х годов. Наиболее изучена сейсморазведкой территория алмазоносного района Зимнего Берега (1987–1991 гг., около 1000 км профилей) и Лофтуро-Айпинский лицензионный участок ОАО «Архангельскгеолдобыча», на котором в 1992–1999 гг. выполнено более 900 км профилей. В результате этих работ удалось получить привязку сейсмических реперов в непрерывных частях рифейского разреза к границам свит, выделенных в глубоких скважинах [267].

В 2003–2004 гг. МАГЭ по договору с ФГУНПП «Севморгео» выполнила большой объем комплексных геолого-геофизических исследований в Белом море: 1700 км сейсморазведки МОГТ, 2300 км непрерывного сейсмоакустического профилирования, 5000 км гравиметрической и магнитометрической съемки [240]. В то же время ФГУНПП «Севморгео» провело исследования методом ГСЗ на геотраверзе АР-3 [256]. Комплексные площадные работы в Белом море в таком объеме и составе выполнены впервые.

Данные сейсморазведки МОГТ обобщены при составлении структурных карт Мезенской синеклизы [264] и использованы для оценки перспектив нефтегазоносности [270, 250, 240].

Полученные за последние годы результаты геофизических исследований в значительной степени изменили представление о геологическом строении, тектонике и нефтегазоносности сухопутной и акваториальной частей листа Q-37. Эти результаты отражены в ряде монографий [50, 187, 42].

Картографическая редакция и оформление макетов, создание цифровых моделей карт выполнено Н. В. Маркиной, при участии В. Ю. Лебедевой, цифровой базы данных – А. А. Неупкоевой, О. А. Воиновой, М. Ю. Ногиной.

СТРАТИГРАФИЯ

В геологическом строении площади листа Q-37 принимают участие верхнеархейские, протерозойские и палеозойские образования, почти повсеместно перекрытые чехлом четвертичных образований. Наиболее крупными региональными структурными подразделениями на территории листа является Балтийский щит, представленный своей восточной Карело-Кольской частью, и Русская плита. Балтийский щит характеризуется преимущественным распространением на поверхности дорифейских кристаллических образований, а Русская плита – пологолежащими породами палеозойского осадочного чехла.

На Балтийском щите представлен ряд структурно-формационных областей (СФО), охватывающих значительные участки земной коры с самостоятельным типом развития в течение одного или нескольких циклов.

Особенностью архея и довендского протерозоя является существование различных типов разреза одного и того же регионального стратиграфического подразделения, что отражено в местных стратонах – свитах и сериях конкретных структур. Различие типов разреза позволило в рамках СФО выделить ряд структурно-формационных зон (СФЗ), которые отражают крупные этапы в истории геологического развития региона. Как правило, СФЗ не являются палеоструктурами и обладают условными границами. Кроме осадочно-вулканогенных образований, они могут включать и плутонические породы, тесно связанные с формированием вулканогенных комплексов. В этом случае выделяются вулканоплутонические ассоциации пород. Структурно-формационная зональность показана на схемах структурно-формационного районирования для основных этапов развития в зарамочном пространстве к карте и на схеме корреляции геологических образований, а также учтена в легенде.

Намечается зональность и в венд-палеозойских образованиях, вызванная преимущественно фациальными различиями условий накопления одновозрастных отложений.

Основным картографируемым объектом докембрийских осадочно-вулканогенных образований листа являются серии, часть из которых показаны впервые. В соответствии с требованиями «Стратиграфического кодекса» [183, 184] серия объединяет две или более согласно залегающие свиты и отражает значительный этап развития крупной структуры или структурной зоны. Серии разделены существенными перерывами и (или) несогласиями. Горизонты и надгоризонты (последние для нижнего докембрия) имеют корреляционное значение и их объемы, главным образом отражают современную степень стратиграфической изученности.

Корреляция местных разрезов лопия основных структур разных СФЗ на территории листа Q-37 – Архангельск (возраст пород – млн лет)

Общая шкала	Региональная схема		Имандра-Южноварзугская СФЗ-1	Урагубско-Колмозерская СФЗ-3	Кейвская СФЗ-2	
	Эонотема	Надгоризонт				Горизонт
лопийский – L	Гимольский – L ₃	2800	Имандровская серия	Арваренчская свита 2700	Кейвская серия	(Щелочные граниты – 2610–2674)
				Витегубская свита, пялочная толща		Солдатмыльковская свита
				Порозерская серия		Червуртская свита
			(галька из конгломерата 2807)	Свита Поро-рос		
	хаутоварский – L ₂	2900	Рокковский – L ₂ ²	Колмозерская серия	Понойская серия	Лебяжинская свита 2871
						Воронь-тундровская свита 2828
			Нялмозерский – L ₂ ¹			Коловайская свита

Примечание. Методы определения изохронного возраста: 2945 – U-Pb по цирконам; 3020 – Pb-Pb по породе; 2820 – Sm-Nd по породе и минералам;

* – названия структур.

Корреляция местных разрезов карелия основных структур разных СФЗ на территории листа Q-37 – Архангельск
(возраст пород – млн лет)

Общая шкала	Региональная схема			
Эоно-тема	Надгоризонт	<i>Имандра-Варзугская СФЗ – 4</i>		
Верхний Карелий K_2	Вепсийский – K_2^3			
	Калевийский – K_2^2			
	Людиковский – K_2^1			
Нижний Карелий K_1		<i>Имандра-Варзугская СФЗ-4</i>	<i>Кейвская СФЗ-2</i>	<i>Усть-Понойская СФЗ-5</i>
		Имандра-Варзугская*	Кейвская*	Усть-Понойская*
	Ятулийский K_1^3	Умбинская свита	Песцовотундровская серия	Песцовокейвская свита, золотореченская свита, малокейвская свита
		Полисарская свита		
	Сариолдский надгоризонт – K_1^2	Стрельнинская серия		Русингская свита
	Сумийский надгоризонт – K_1^1			Сейдореченская свита 2428–2423 Кукшинская свита(?)

Примечание. Метод определения изотопного возраста: 2410 – U-Pb метод по цирконам; 1765 – рубидий-стронциевый метод по породе и минералам.

* – название структур.

Стратифицированные образования нижнего докембрия выполняют изолированные структуры с различным геологическим строением и лишены палеонтологических остатков, что не позволяет использовать для корреляции местных подразделений палеонтологические данные и подобие разрезов. Поэтому важнейшим методом сопоставления местных стратонтов и уточнения региональной стратиграфической схемы становится определение изотопного возраста пород. В табл. 1 и 2 приведена корреляция местных разрезов наиболее изученных (опорных) структур лопия и карелия на территории листа, основанная на геологических и изотопно-геохронологических данных.

Объектами картирования отложений осадочного чехла являются свиты и серии, а в некоторых случаях, особенно в акваториальной части, — подразделения региональной и общей шкалы, которые содержат многочисленные палеонтологические остатки, накапливавшиеся в условиях крупного единого бассейна. При их стратификации используются данные палеонтологии и особенности литологического состава; результаты изотопного датирования пород применяются значительно реже.

ВЕРХНИЙ АРХЕЙ (ЛОПИЙ)

Супракрустальные образования верхнего архея на территории листа относятся к хаутоварскому и гимольскому надгорizontам соответственно среднего и верхнего лопия.

Хаутоварский надгорizont

В составе хаутоварского надгорizontа на карте показаны супракрустальные образования рокковского горizontа, представленные колмозерской и понойской сериями.

Колмозерская серия (LP₂k) распространена в Колмозеро-Воронинской структуре Кольской СФО (Урагубско-Колмозерская СФЗ), представленной на территории своим юго-восточным флангом. Серия расчленяется (снизу вверх) на лязозерскую толщу, полмостундровскую и вороньетундровскую свиты.

Лязозерская толща (около 200 м), имеет тектонический контакт с подстилающими плагиогранитоидами. Разрез толщи монотонен, представлен среднезернистыми биотитовыми гнейсами, иногда с гранатом и старролитом.

Полмостундровская свита (более 1000 м) согласно залегает на гнейсах лязозерской толщи, наращивая разрез серии к северо-востоку. Свита в нижней части сложена амфиболитами с реликтами офитовых структур и гранатовыми амфиболитами, по химическому составу соответствующими океаническим толеитовым базальтам. Среди амфиболитов обнаружены линзы актинолит-хлоритовых сланцев по коматиитам. Вверх по разрезу амфиболиты постепенно сменяются лейкократовыми амфиболитами, амфиболитовыми и амфибол-биотитовыми плагиосланцами, также с реликтами структур вулканитов. По химическому составу они близки к андезибазальтам, андезитам и андезидацитам.

Вороньетундровская свита (до 700 м) согласно перекрывает полмостундровскую свиту через зону переслаивания андезитовидных с более кислыми металавами — дацитами и риодацитами. В разрезе свиты развиты микрогнейсы и плагиосланцы биотитовые и двуслюдяные, амфибол- и гранат-содержащие, порфиroidы и лептиты. Возраст кварцевых порфиров — жильных аналогов вороньетундровских вулканитов смежной с северо-запада территории (на площади листа R-37 — Мурманск) определен U-Pb методом по цирконам и составляет 2828 ± 8 млн лет [117].

Понойская серия (LP_2^{pn}) выделена впервые в Кейвской структуре, образующей одноименную СФЗ. Она разделяется (снизу вверх) на коловайскую (кинемурскую) толщу, патчервтундровскую и лебязинскую свиты.

Коловайская толща (800—1000 м) картируется в виде прерывистых пологих и линз в зоне тектонических контактов серии с предполагаемым фундаментом — метаморфическими гнейсами и гранитоидами раннелопийского возраста. Наиболее полные разрезы толщи известны на востоке СФЗ (притоки р. Поной). В ее основании выделяется пачка мощностью до 550 м мелкозернистых биотитовых гнейсов, в верхней части разреза переслаивающихся с амфибол-биотитовыми гнейсами. Породы содержат гравийные обособления кварца в количестве до 15 %. Выше расположена пачка (180—200 м) неравнозернистых двуслюдяных гнейсов с гравием и галькой кварца, галькой плагиогранитов. Завершается разрез (100 м) мелкозернистыми биотитовыми гнейсами с амфиболом.

Кинемурская толща (аналог — коловайская толща) обрамляет с востока Верхне-Понойский выступ. Разрез толщи (330 м) западнее р. Кинемур образован (снизу вверх) крупнозернистыми биотитовыми плагиогнейсами, среднезернистыми тонкополосчатыми гранатсодержащими биотитовыми гнейсами. Последние постепенно переходят в гранат-биотитовые с мусковитом среднезернистые гнейсы и мусковит-биотитовые с гранатом гнейсы. Завершается разрез двуслюдяными плагиоклаз-кварцевыми сланцами.

Патчервтундровская свита распространена на юго-востоке Кейвской СФЗ, где окаймляет с севера и юга Пурначский выступ, к западу сливается в единую полосу, прослеживаясь южнее Малых Кейв далее на северо-запад. Общая протяженность южной полосы развития свиты около 120 км, мощность — от 200 м до 2 км. Вдоль северной границы Кейвской СФЗ прерывистая полоса развития пород свиты, примыкающая к Северо-Кейвскому разлому, прослеживается на 135 км.

Наиболее полные разрезы установлены в районе гряды Патчервтундра, где их мощность составляет 1100 м. В строении разреза участвуют амфиболиты с реликтами фенокристов плагиоклаза, мелкозернистые амфиболиты и метамандельштейны с мелкозернистой базитовой основной массой и миндалинами кварца и карбоната. Их последовательность в разрезе отражает строение потоков металлов. В верхней части свиты в опорных разрезах наблюдаются биотит-амфиболовые плагиосланцы (160 м), содержащие пачки (10—30 м) сланцеватых неравнозернистых, часто миндалевидных амфиболитов. Они сменяются полосчатыми плагиосланцами (около 230 м), лептитоподобными биотитовыми гнейсами. По химическому составу амфиболиты патчервтундровской свиты отвечают андезибазальтам, плагиосланцы амфиболовые и амфибол-биотитовые — андезитам, трахиандезитам, андезидацитам.

Лебяжинская свита (100–1800 м) сложена микрозернистыми серыми и светлосерыми биотит-кварц-полевошпатовыми породами состава дацит–риолит. Реликтовые текстурные (флюидалность, миндалекаменность и др.) и структурные (порфириность) признаки, сохраняющиеся на всех уровнях разреза, позволяют интерпретировать весь разрез свиты как вулканогенный с преобладанием лав (по данным Ю. Б. Богданова, — до 25 потоков). Туфовые прослои, сохраняющие обломочные текстуры, редки и маломощны. Породы нижней части разреза (до 1000 м) по составу отвечают андезидацитам–дацитам, трахидацитам, верхней (75–900 м) — риодацитам и риолитам. Изотопный возраст вулкаников (U-Pb изохронный метод по цирконам) близок к 2871 млн лет [13]. Свита несогласно перекрыта метасадками кейвской серии.

Гимольский надгоризонт

В состав гимольского надгоризонта входят поросозерская, кейвская и имандровская серии.

Имандровская серия (LP₃*im*). Породы имандровской серии с перерывом и структурно несогласно перекрывают плутонические, метаморфические комплексы среднего лопия. Опорный разрез расположен на западном фланге Имандра-Южноварзугской СФЗ, на территории смежного листа Q-36. Он включает в себя метаморфизованные в амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фациях основные, средние и кислые вулканики и осадочные породы кислогубской, витегубской и арваренчской свит. В пределах листа Q-37 (Терский зеленокаменный пояс) с опорным разрезом [246] сопоставляются пялочная и сергозерская толщи, детально изученные в процессе работ по листу.

Сергозерская толща распространена в среднем течении р. Варзуга — оз. Сергозеро. Среди пород толщи по составу выделяются две основные группы: 1 — биотитовые, двуслюдяные биотит-амфиболовые сланцы и гнейсы, отвечающие по первичному составу терригенным породам и туфам; 2 — амфиболиты, амфиболовые и биотит-амфиболовые сланцы, которые являются метаморфизованными основными и средними вулканиками [76].

В разрезе пород толщи в районе среднего течения р. Варзуга выделяются три подтолщи — нижняя, средняя и верхняя. Нижняя подтолща с ориентировочной мощностью 6 км сложена преимущественно гнейсами, которые по своему составу и структурно-текстурным особенностям близки к лептитовым. Среди них описаны биотитовые, амфибол-биотитовые, биотит-амфиболовые, амфиболовые плагиогнейсы, реже встречаются гранат-биотитовые гнейсы. По текстурным особенностям выделяются следующие разновидности: плотные тонко- и мелкозернистые, иногда кварцитовидного облика, неяснополосчатые и отчетливополосчатые. Лептитовые гнейсы являются в большинстве случаев метаморфизованными туфами и эффузивами кислого и среднего состава. Средняя подтолща мощностью 4–4,5 км преимущественно сложена сланцами и кварцитовидными породами. Среди сланцев выделяются полевошпатсодержащие биотитовые двуслюдяные мусковит-хлоритовые разновидности с преобладанием двуслюдяных

сланцев. Генетически породы подтолщи являются кислыми и средними метавулканитами. Верхняя подтолща мощностью не менее 3 км также представлена преимущественно сланцами, но иного состава. Среди них распространены плагиоклазсодержащие биотит-амфиболовые, амфиболовые, актинолитовые разновидности. Подтолща преимущественно сложена метавулканитами среднего и основного состава.

Породы пялочной толщи окаймляют купольные структуры, сложенные мигматит-гранитами по породам беломорского метаморфического комплекса, в районе бассейнов рек Стрельна, Чапома и Пулоньга. В составе толщи преобладают метаморфические породы вулканогенного происхождения. Среди них выделяются:

- мелкозернистые полевошпатовые биотитовые сланцы;
- порфиroidы, отличающиеся от вышеописанных пород только присутствием среди тонкозернистой и слабосланцеватой основной массы (матрицы) порфировых вкрапленников плагиоклаза и кварца. Основная тонкозернистая масса порфиroidов состоит из альбит-олигоклаза, реже микроклина, кварца, переменного количества биотита (5–15 %), мусковита, карбоната, иногда хлорита. Для порфиroidов характерна бластопорфировая структура с микрогранобластовой и микролепидогранобластовой структурами матрицы. Порфиroidовые вкрапленники представлены плагиоклазом и в подчиненном количестве кварцем. Содержание вкрапленников в породах обычно не превышает 10 %;

- среди метаморфизованных кислых вулканитов выделяются близкие им по составу, по-видимому, туфогенные породы. К ним относятся прежде всего кварцитовидные биотит-кварцевые сланцы;

- породы, в которых содержание кварца превышает 75 %, можно отнести к тонко- и мелкозернистым кварцитам. Для них характерно полное отсутствие бластосаммитовой структуры и наличие слабопроявленной полосчатости;

- гнейсо-сланцы мелко-среднезернистые светло-серого или зеленоватого-серого цветов;

- лептитовые гнейсы светло-серого и беловатого цвета в большинстве случаев с неясной полосчатостью.

Возраст нижней границы имандровской серии определяется по цирконам из обломка метатоналита в конгломератах района оз. Вочеламбина [98] в 2807 ± 7 млн лет (изохронный U-Pb метод). Верхний предел возраста серии определяется датировкой 2707 ± 11 млн лет, полученной по четырем фракциям циркона из метариодацитов арваренчской свиты изохронным U-Pb методом [163]. Обе датировки получены в западной части структуры за пределами листа Q-37.

Нами были получены новые геохронологические датировки по метавулканитам пялочной и сергозерской толщ U-Pb методом по цирконам (ЦИИ ВСЕГЕИ, SHRIMP-II). Локальное датирование различных генераций цирконов с использованием вторично-ионного микрозонда позволило выявить группы конкордантных и дискордантных геохронологических определений по зональным кристаллам. Наиболее древние группы конкордантных точек отражают состав и возраст реликтов циркона в метавулканитах основного–среднего состава пялочной толщи. Конкордантный воз-

раст этих образований составляет 2710–2720 млн лет. Кроме того, нами был определен возраст пород нижней подтолщи сергозерской толщи, который составляет 2766 ± 15 млн лет (рис. 1).

Поросозерская серия (LP_{3pr}) развита в Колмозеро-Воронинской структуре Урагубско-Колмозерской СФЗ и образована свитами порос и солдатмыльковской.

Свита Порос (мощность около 500 м), впервые выделенная в представляемом объеме В. А. Маслениковым [136], сложена гнейсами и плагиосланцами биотитовыми с амфиболом или гранатом, ставролитом, кианитом или андалузитом. В основании залегает пачка полимиктовых конгломератов, в которых преобладают гальки плагиогранитоидов и присутствуют гальки амфиболитов полмостундровской свиты, гранитоидов колмозерского диорит-плагиогранит-гранитного комплекса. Возраст гальки гранитоидов колмозерского комплекса из конгломерата около оз. Лице, определенный U-Pb изохронным методом по цирконам, равен 2760 ± 13 млн лет [117].

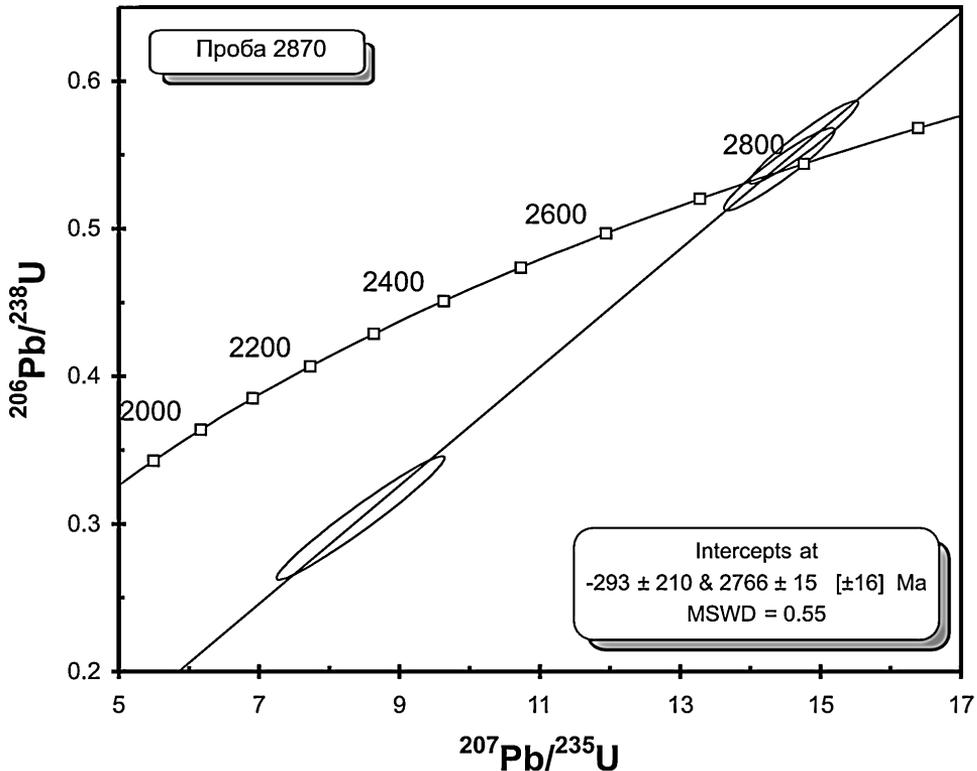


Рис. 1. Возраст пород нижней подтолщи сергозерской толщи.

Подпись на рисунке означает корректное пересечение с конкордией (Intercepts at), степень конкордантности пробы и среднеквадратическое отклонение данных (MSWD).

Солдатмыльковская свита (350 м) залегает несогласно на колмозерской серии и свите Порос в виде узких протяженных полос синклинального строения, часто приуроченных к их контактам. Она сложена сланцами биотит-мусковит-кварцевыми, мусковит-кварцевыми, частью с кианитом, ставролитом или андалузитом, кварцитовидными породами, конгломератами.

Кейвская серия (LP₃kv) [119] расположена в Кейвской СФЗ и в выделенном объеме наиболее близка к представлениям Д. Д. Мирской [146] и Л. А. Гаскельберг [11]. Мощность серии >1000 м, образована она червуртской и выхуртской свитами. Залегает серия на понойских вулканитах со структурным несогласием [24] и корой выветривания в основании [54].

Червуртская свита (до 550 м) начинает разрез серии в Центральных Кейвах. В основании разреза обнажаются метааркозы и микрозернистые параллельно-тонкослоистые кварц-плагиоклазовые породы, с редкими порфиробластами граната и мусковита. Они сменяются гранат-двуслюдяными плагиосланцами, на которые налегает слой «гранатитов» — кварц-полевошпат-мусковитовых сланцев с гранатом и ставролитом, послойно обогащенных графитом и ильменитом. В основании слоя в породе видны гравийные зерна кварца. С неясным контактом на них лежат филлитовидные кварц-слюдяные сланцы с редким кианитом, переходящие в горизонт черных графит-кианитовых сланцев (до 60 % кианита) и слюдисто-кварцевых сланцев. Завершается разрез свиты ставролит-кианитовыми слюдисто-плагиоклаз-кварцевыми сланцами, иногда невыдержанным и мало-мощным горизонтом черных графит-слюдяных сланцев.

Выхуртская свита (700 м), согласно залегает на сланцах червуртской свиты и сложена в нижней части разреза кварцитами, мусковит-кварцевыми сланцами, иногда со ставролитом. На хр. Серповидный в кварцитах отмечена реликтовая косая слоистость. В верхней части обнажены слоистые плагиоклаз-кианит-ставролитовые, плагиоклаз-ставролитовые углеродистые сланцы, иногда плагиоклазиты, на западе Кейвской структуры — силлиманит-ставролитовые разности. Для всех пород характерна разнопорядковая трехчленная ритмичная слоистость. Изотопный возраст пород кейвской серии не определен, однако она прорвана жилами щелочных гранитов кейвского комплекса, изохронный U-Pb возраст цирконов из которых — 2650–2670 млн лет [8].

Архей нерасчлененный (AR)

Нерасчлененные образования архейского возраста показаны на геологическом разрезе, проходящем по линии сейсмических профилей в акватории Белого моря. Архейский комплекс, изображенный на разрезе, по всей вероятности, включает вышеохарактеризованные стратифицированные, а также и плутонические образования.

НИЖНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ (КАРЕЛИЙ)

Сумийский надгоризонт

Залегающий в основании карелия сумийский надгоризонт представлен на территории листа породами стрельнинской серии.

Стрельнинская серия (KR_{1st}), выделенная В. А. Потрубович и А. К. Симоном [164], протягивается на всю длину синклинойной структуры Имандра-Варзугской СФЗ. Образована она кукшинской и сейдореченской свитами. Опорный разрез серии расположен на территории смежного листа Q-36.

Кукшинская свита (1500 м) залегает на метавулканитах пурначской свиты, но распространена шире нее — по всему северному крылу и в южном крыле на востоке Имандра-Варзугской СФЗ. Сложена свита в нижней части (подсвите) карбонатсодержащими метааркозами, в основании которых развиты слюдисто-кварцевые сланцы и локально — конгломератовидные породы. Максимальная мощность метаосадков 600 м. Выше согласно залегает подсвита метабазальтов (800–900 м). Для нее характерно чередование покровов мощностью 5–40 м, состоящих из метамандельштейнов, афировых и порфирированных метабазальтов, иногда с покровами кластолав, прослоями туфов того же состава. В средней части разреза подсвиты метабазальтов породы среднезернистые с хорошо выраженной офитовой структурой.

Сейдореченская свита (до 3400 м) делится на две подсвиты. Мощность нижней подсвиты варьирует: 300–250 м на западе, 400 м в центральной части СФЗ и 250–260 м на востоке. Она образована переслаивающимися метаалевролитами (хлорит-гранат-мусковит-кварцевыми сланцами), кварцевыми метапесчаниками, аркозовыми метапесчаниками, горизонтами метатуффинов. В центральной части СФЗ в верхней части подсвиты наблюдаются туфоконгломераты [247]. Верхняя подсвита (до 3000 м) сложена вулканитами дифференцированной петрохимической серии: магнезиальный базальт–андезиобазальт–дацит и чаще всего подразделяется на четыре пачки. В нижней пачке преимущественно развиты метаандезиобазальты, миндалекаменные и порфирированные, магнезиальные метабазальты. Во второй пачке характерны кластолавы магнезиальных базальтов с цементом андезиобазальтов. Третья пачка является наиболее мощной (до 1500 м), в ней появляются силлы габбродолеритов, магнезиальные метабазальты развиты ограниченно. Для верхней пачки типичны метаандезидациты, метадациты, часто порфирированные или хорошо раскристаллизованные, иногда миндалекаменные. На территории листа Q-36 породы этого стратиграфического уровня имеют возраст, определенный изохронным U-Pb методом по цирконам 2424 ± 5 млн лет [8].

Сариолийский надгоризонт

Соответствующая сариолийскому надгоризонту полисарская свита (KR_{1p} [164]) мощностью 350–700 м развита в северном крыле Имандра-Варзугской структуры (одноименная СФЗ). Подразделяется на две подсвиты. Нижняя подсвита мощностью от 60 до 150 м со стратиграфическим не-

согласием залегает на сейдореченских метадацитах. Ее слагают снизу вверх [233] вулcano-терригенные конгломераты и туфоконгломераты; полимиктовые метапесчаники, переслаивающиеся с подчиненными метаалевропелитами и туфоалевролитами; туфопелиты фарфоровидные тонкослоистые, с редкой округлой галькой метаандезитов – метадацитов и маломощными линзами мелкогалечных туфоконгломератов. Верхняя подсвита в современном стратиграфическом объеме была выделена и описана В. Н. Соколовой [261]. Она представлена подушечными и шаровыми магнезиальными метабазальтами – андезибазальтами, их брекчиями и лавокластитами (до 500 м), локально перекрытыми покровами бурых и зеленовато-серых андезитовых и базальтовых порфиритов повышенной щелочности. К юго-востоку от оз. Звездное в разрезе преобладают агломератовые и глыбовые вулканические брекчии контрастного состава, переслаивающиеся с маломощными покровами магнезиальных метабазальтов. На западе отголоски эксплозивной деятельности выражаются в линзах туфов и туфобрекчий мощностью до 20–30 м.

Сумийский и сариолийский надгоризонты неразделенные

Усть-понойская серия ($KR_1^{-2}ur$), относящаяся к неразделенным сумию и сариолию, развита в одноименной СФЗ на востоке Кольского полуострова и представлена (снизу вверх) острореченской толщей, орловской и русингской свитами.

Острореченская толща (до 300 м) залегает на кислых метавулканитах верхнего лопия (не показаны на карте из-за незначительного размера выходов) и на гранитоидах усть-понойского комплекса. В нижней части (<10 м) толща сложена грубозернистыми граувакковыми метапесчаниками с плохоокатанными обломками нижележащих метавулканитов. Выше идут близкие к ним по составу и облику мелкозернистые аркозовые метапесчаники, зеленоватые и красноватые, с примесью гравийных зерен. Еще выше они сменяются слоем (1 м) рассланцованных грубозернистых песчаников с преобладанием в обломках кварца над плагиоклазом и существенно биотитовым (до 25–30 %) цементом. На них залегают аркозовые песчаники с гравием кварца, плагиоклаза и галькой гранитов. По латерали эти грубообломочные слои переходят в элювиальную конглобрекцию, лежащую непосредственно на гранитоидах.

Орловская свита (~1100 м) развита южнее острореченской в той же Усть-Понойской СФЗ и также залегает на гранитоидах усть-понойского комплекса. Сложена она переслаивающимися вулканитами основного–среднего состава: метабазальтами роговообманковыми с подчиненными биотит-роговообманковыми плагиосланцами по мелкообломочным туфам, агломератовыми туфами и метаандезибазальтами биотит-актинолитовыми, частью миндалекаменными с подчиненными псефитовыми и агломератовыми метатуфами.

Русингская свита (2600 – 3650 м) в северной части Усть-Понойской СФЗ залегает на острореченской толще, а в южной (собственно Усть-Понойской) части – структурно согласно на вулканитах орловской толщи. Свита

четко делится на две подсвиты: нижнюю метаосадочную и верхнюю вулканогенную. Нижняя подсвита в Усть-Понойском разрезе по латерали меняется от песчаников и полимиктовых конгломератов до аркозов, с прослоями вулканогенных гранат- и куммингтонитсодержащих сланцев. В Качковском разрезе обнажаются метааркозы и перекрывающие их вулканомиктовые конгломераты с галькой метабазальтов. Верхняя подсвита (~2500 м) сложена преимущественно лавами андезибазальтов, метаморфизованными в амфиболитовой (нижняя часть) и эпидот-амфиболитовой (верхняя часть) фациях. Строение отдельных покровов в низах разреза достаточно простое: афировые микрозернистые и мелкозернистые андезибазальты, в верхних частях покровы насыщены миндалинами кварца или кварц-плагиоклазового агрегата. Изредка наблюдаются покровы агломератовых кластолав магнезиальных метабазальтов. Верхняя часть разреза представлена биотитовыми метаандезидацитами (~800 м) порфировыми и афировыми, в Усть-Понойском фрагменте переходящими в хлорит-эпидот-биотит-кварц-плагиоклазовые сланцы.

Ятулийский надгоризонт

Умбинская свита (KR_3^{um}) (2450 м) в Имандра-Варзугской СФЗ является опорным подразделением Кольского ятулия [(Имандра-Варзугская..., 1982); 164; 233]. В современном стратиграфическом объеме свита была выделена в 1972 г. [9]. Ее породы развиты в центральной части Имандра-Варзугского синклиория до среднего течения р. Варзуга. Свита имеет четкое трехчленное деление.

Нижняя подсвита (150 м), по О. Ф. Сычкиной [233], с размывом, но без углового несогласия, залегает на интенсивно хлоритизированных и карбонатизированных андезибазальтовых порфиритах верхнеполисарской подсвиты. Она сложена сланцами по кварцевым алевролитам с первичноглинистым цементом, выше сменяющимися хлоритовыми метапелитами с прослоями кварцитов и доломитов. Выше по разрезу обнажаются пестроцветные доломиты, туфодоломиты, переходящие в ритмичнослоистые пестроцветные доломиты, кварц-серицит-карбонатные сланцы. Завершают разрез алевропелитовые хлорит-сланцевые сланцы с прослоями полевошпат-кварцевых метапесчаников и доломитов.

Средняя подсвита (1300–2000 м) согласно перекрывает нижнюю. Она сложена метатрахиандезибазальтами, авгитовыми метапорфиридами – от субщелочных пикробазальтов до трахибазальтов, метабазальтами микрозернистыми, метамандельштейнами. Вулканиды подсвиты хорошо опознаются в разных геологических ситуациях благодаря повышенной щелочности, повышенной магнитной восприимчивости, наличию самородной меди и соответствующих внешних признаков.

Верхняя подсвита (250–700 м) согласно залегает на породах средней подсвиты. Она сложена в низах разреза чередующимися агломератовыми, псаммитовыми и псефитовыми метатуфами андезитов, сменяющихся метапикробазальтами и их спекшимися агломератовыми туфами с подчиненными метатрахибазальтами. Они сменяются монотонными метатрахиба-

зальтами массивной и миндалекаменной текстуры, вверх по разрезу переходящими в туфы основного состава, кристалло- и витрокластические, псаммитовые и пелловые, с отдельными покровами бурых трахипикробазальтовых метапорфиринов. Завершается разрез свиты массивными и флюидальными туфоловами и игнимбритоподобными породами («Имандра-Варзугская..., 1982»).

Песчовотундровская серия (KR_3^{pt}) развита в Кейвской СФЗ, где слагает одноименные возвышенности (тундры) в осевой части синклинория. Нижние части серии развиты также в структуре Малых Кейв. В восточном замке синклинальной складки к северу от хр. Серповидный они несогласно лежат на породах выхчуртской свиты, а на Малых Кейвах — на породах разных уровней разреза верхнего лопия. К ятулию серия отнесена Л. А. Гаскельберг [226] на основании петрохимических и петрофизических свойств вулканитов верхней части разреза, близких к таковым умбинской свиты. Серия расчленяется на три свиты (снизу вверх): малокейвскую, золотореченскую и песчовокейвскую. Для двух нижних свит возможны варианты корреляции с доятулийскими образованиями.

Малокейвская свита (200 м), сложена мусковит-кварцевыми сланцами с гранатом и биотитом, часто полевошпатовыми, аркозовыми метапесчаниками, полимиктовыми конгломератами. Конгломераты низов разреза Малых Кейв характеризуются непостоянством мощности, количественных соотношений обломков, их формы, размеров, характера распределения. На Больших Кейвах в полимиктовых конгломератах преобладает угловато-линзовидная галька лебяжинских метавулканитов, мощность их варьирует от 30 до 50 м. Цемент конгломератов аркозовый; так же, как и на Малых Кейвах, под конгломератами повсеместно залегает горизонт светло-серых мелкозернистых биотит-мусковитовых плагиоклаз-кварцевых сланцев с гравием кварца. Верхние части свиты сложены метааркозами, рассланцованными в разной степени, двуслюдяными или мусковитовыми, иногда с гранатом или графитом.

Золотореченская свита (450–550 м) согласно залегает на малокейвской, слагая вместе с ней верхи разрезов Малых и Больших Кейв. Сложена она сланцами двуслюдяными плагиоклаз-кварцевыми с гранатом и ставролитом, иногда углеродистыми, с пачками олигомиктовых конгломератов, мусковит-серицит-кварцевыми сланцами, кварцевыми конгломератами, аркозовыми кварцито-песчаниками. В целом свита имеет более выдержанный литологический состав, чем малокейвская. Разрезы Больших и Малых Кейв начинают ставролит- и гранатсодержащие двуслюдяные плагиоклаз-кварцевые сланцы, продолжают перемежающиеся двуслюдяные существенно кварцевые сланцы и кварцито-песчаники и завершают серицит (мусковит)-кварцевые сланцы с гравием и галькой кварца. Конгломераты в нижней части разреза характерны только для Малых Кейв. На Больших Кейвах все метааркозы богаче полевым шпатом. Образования золотореченской свиты, в целом более зрелые и дифференцированные, формировались при более стабильном режиме, чем малокейвские.

Песчовокейвская свита (950 м) согласно залегает на золотореченских метааркозах в Песчовокейвской структуре на западе Больших Кейв. При ГДП-200 [226] она именовалась умбинской свитой, что подчеркивает ее

сходство с разрезом стратотипа верхов Кольского ятулия. Деление на три подсветы также подчинено этой корреляции: нижняя подсвета — карбонатно-терригенная, средняя — эффузивная и верхняя — существенно туфогенная.

Нижняя подсвета (200–300 м) — карбонатные, флогопит-мусковит-кварц-полевошпатовые и тремолит-диопсидовые породы, двуслюдяные метапесчаники, гранат-ставролит-биотитовые сланцы, иногда с кианитом. В образовании очень пестрых пород подсветы заметную роль играют процессы скарнирования и кислотного выщелачивания. Несмотря на это, они поддаются реконструкции, выявляющей особенности их седиментации и позволяющей подразделить подсвету на три горизонта: нижний — существенно карбонатных пород смешанного состава (мощность до 160 м), средний — двуслюдяных метапесчаников (50 м) и верхний, представленный глиноземистыми сланцами (90 м). Наблюдается закономерная смена в разрезе карбонатных пород карбонатно-терригенными, затем песчаниками и глинистыми осадками. Все разновидности пород обладают одинаковым набором акцессорных минералов. Они представлены турмалином, цирконом, рутилом, апатитом, титанитом, ортитом. Из рудных отмечаются пирит, ильменит, магнетит, лимонит. В породах преобладает микролепидо-гранобластовая и гранобластовая структура.

Средняя подсвета (150–200 м) сложена чередованием субщелочных метабазальтов, их метамандельштейнов, метапорфиритов и амфиболитов. Состав миндалин, содержание которых достигает 15 %, в основном кварц-плагиоклазовый или существенно эпидотовый. В порфиритах наблюдаются хорошо образованные лейстовидные вкрапленники плагиоклаза в количестве 25–40 % от объема породы. Метатрахибазальты характеризуются обычно нематобластовой и бластопорфировой (в порфиритах) структурой. Афировые разновидности состоят из синевато-зеленой обыкновенной роговой обманки (70–80 %) и олигоклаза (20–25 %); в незначительном количестве отмечаются магнетит, биотит (до 3 %), кварц (до 5 %), эпидот. В порфиритах содержание амфибола иногда снижается до 20 %, количество кварца повышается до 15 %, одновременно повышается содержание магнетита. В вулканитах присутствуют магнетит, ильменит, пирит, эпидот, титанит, циркон, рутил, апатит. Верхняя подсвета песцовекейвской свиты представлена двуслюдяными и гранат-биотитовыми плагиосланцами, амфиболовыми, частью с гранатом, плагиосланцами, ставролит-биотитовыми сланцами, магнетитсодержащими кварцито-гнейсами, пачками амфиболитов и амфиболовых сланцев. Контакт с нижележащими вулканитами не вскрыт. В начинающих разрез плагиосланцах вблизи контакта иногда отмечается до 35 % пойкилобластов микроклина, насыщенных включениями всех остальных породообразующих минералов.

Евстифеевская свита (KR_1^{3ev}) (750 м) [25] имеет двучленное строение (Усть-Понойская СФЗ). Нижняя подсвета включает в основании кварцевые гравелиты и метапесчаники с карбонатным цементом, туфоконгломератобрекчии (40 м). Их сменяют выше по разрезу метаморфизованные магнезиальные базальты и габбродолериты, хлорит-актинолит-тремолитовые сланцы, иногда с эпидотом и биотитом (500 м). Верхняя подсвета внизу сложена карбонатными и карбонат-содержащими слюдисто-кварц-аль-

битовыми сланцами, известковистыми метааркозами с прослоями гравелитов, гравийно-галечных конгломератов и филлитовидных сланцев (70 м). Верхняя часть подсвиты представлена метаморфизованными трахибазальтами и андезитами, частью порфиоровыми и миндалекаменными, зелеными сланцами по ним (с биотитом и карбонатом), с подчиненными альби-тофирами, прослоями туфов и туффигов (более 500 м).

Людиковийский надгоризонт

Панская серия ($KR_{1/2}pn$), представляющая людиковийский горизонт западной части Имандра-Варзугской СФЗ, выделена впервые. Наиболее полные разрезы ее изучены в бассейнах рек Пана, Томинга, озер Солёные на территории смежного листа Q-36, непосредственно вблизи его восточной границы [233], поэтому они рассматриваются в настоящей записке. В состав серии входят ильмозерская и панареченская свиты.

Ильмозерская свита (2500 м) делится на две подсвиты: нижнюю вулканогенно-осадочную и верхнюю эффузивную. Нижняя подсвита ильмозерской свиты (650–800 м), залегает на верхнеумбинских вулканитах со стратиграфическим перерывом, незначительным размывом и структурным несогласием в северном крыле структуры. Она делится на три пачки [233]. Нижняя пачка (руч. Сухой): в нижней части сложена вулканогенными конгломератами, разнозернистыми вулканомиктовыми метапесчаниками и туфоконгломератобрекчиями, в которых резко преобладает обломочный материал подстилающих верхнеумбинских вулканитов. Они перекрыты ритмичнослоистыми кварц-хлорит-серицитовыми сланцами по песчаникам и алевропелитам с горизонтами метасилицитов в основании и кровле. Средняя пачка сложена карбонатными породами, нередко окварцованными. Среди них различаются слюдястые пестроцветные, мраморизованные, водорослевые, онколитовые, алевритистые доломиты, известковистые доломиты, доломитовые известняки и известняки. Верхняя пачка весьма пестрая по составу. По всему ее разрезу ритмично чередуются туфогенные углеродсодержащие метаалевропесчаники, метаалевролиты, метапелиты, в тектонических зонах брекчированные с кварцем, сульфидами и графитом. Маломощные прослои вулканитов нормально-го ряда (базальтов и метадацитов) встречаются в разных частях разреза. Более мощные линзы трахибазальтов и их туфов характерны для средней части разреза и по простирацию выклиниваются. В районе Мунозерского купола породы нижнеильмозерской подсвиты (800 м) залегают на арваренчской свите.

Верхняя подсвита ильмозерской свиты (700–2000 м) в нижней части сложена недифференцированными толleitовыми метабазальтами бластоофитовой структуры, маломощными в северном крыле синклинория и доминирующими в бассейне р. Томинга. Выше они сменяются магнезиальными метабазальтами (развиты спорадически) андезибазальтами—андезидацитами дифференцированной серии. Преобладают в разрезе метаандезибазальты, обычно микрозернистые, нередко миндалекаменные в верхах покровов и порфиоровые в низах.

Панареченская свита (1150–1250 м) залегает в одноименной депрессии в ядре Имандра-Варзугского синклинория и имеет двучленное строение.

Нижняя подсвита (850 м) делится на две пачки. Первая пачка сложена мелко-среднезернистыми аркозовыми метапесчаниками с отдельными линзами олигомиктовых кварцевых или граувакковых метапесчаников и мало мощными горизонтами метаалевролитов и сланцев по пелитам. Различаются серицитовые, серицит-хлоритовые, двуслюдяные и углеродсодержащие слюдястые разновидности. Вторая пачка отличается более пестрым составом — аркозовые метапесчаники чередуются с черными сульфидно-углеродистыми кварц-хлоритовыми, кварц-серицит-хлоритовыми и кварц-хлорит-двуслюдяными сланцами и отдельными потоками metabазальтов, метапикробазальтов, пикритовых и базальтовых туфов и туффитов. Вверх по разрезу количество прослоев вулканогенных пород возрастает.

Верхняя подсвита (более 350 м) сложена недифференцированными толеитовыми metabазальтами с отдельными покровами метапикробазальтов, прослоями и линзами осадочных пород, базальтовых и пикритовых туфов. Метабазальты обычно однородные мелкозернистые до афанитовых, реже — среднезернистые, структура их и пикробазальтов бластоофитовая, реже порфирировая. Минеральный состав, обычный для зеленосланцевой фации — актинолит, плагиоклаз, хлорит, эпидот, магнетит. Для пикробазальтов характерно повышенное количество карбоната и магнетита. Благодаря последнему они выделяются на картах магнитного поля.

В районе озер Солёные панареченская свита (3000 м) залегает на верхнеильмозерских андезитах и также имеет двучленное строение. Нижняя подсвита (850 м) в низах разреза представлена переслаиванием углеродсодержащих рассланцованных туфогенных метаалевролитов, метапелитов, слюдясто-кварц-плагиоклазовых и сульфидно-углеродистых сланцев с отдельными покровами metabазальтов и телами никеленосных габбро-верлитов, аналогичных таковым печенгского никеленосного комплекса. В верхней части этого разреза содержатся туфогенные метаморфизованные конгломераты. Они перекрыты толеитовыми недифференцированными metabазальтами и эпидот-актинолитовыми сланцами по ним. Завершается разрез переслаиванием углеродсодержащих туфогенных метапесчаников, метаалевролитов, метапелитов и сульфидно-углеродистых сланцев. Верхняя подсвита (более 2000 м) слагает возвышенность Митриярви севернее озер Солёные. Залегает на черносланцевой толще, предположительно согласно. Большей частью сложена массивными раскристаллизованными офитовыми metabазальтами, метаморфизованными в зеленосланцевой фации. В низах и верхах разреза В. Ф. Смолькин [179] отмечает шаровые и массивные лавы ферропикритов.

ВЕРХНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ

Верхний протерозой Беломорско-Мезенской и Приморской СФО представлен осадочными отложениями среднего, верхнего рифея и верхнего венда. Стратиграфическая шкала разреза верхнего протерозоя, особенно рифейской его части, в регионе разработана слабо, что объясняется недостаточной изученностью и отсутствием надежной биостратиграфической характеристики отложений.

РИФЕЙ

Нижнерифейские стратифицированные образования на площади листа Q-37 неизвестны. На суше Кольского полуострова, южном и восточном побережье Белого моря распространены осадочные и вулканогенные отложения средней и верхней эратем рифея, которые в масштабе 1 : 1 000 000 не разделяются. В акватории по сейсмическим данным выделены три сейсмокомплекса.

СРЕДНИЙ–ВЕРХНИЙ РИФЕЙ

Образования среднего и верхнего рифея на территории Кольского полуострова представлены оленицкой серией, а в акватории Белого моря, по сейсмическим данным, в толще нерасчлененных средне- верхнерифейских отложений, которые заполняют прогибы Беломорской интракратонной зоны, выделены два сейсмокомплекса: нижний, ограниченный отражающими горизонтами «F–P» (оленицкий), и верхний, заключенный между отражающими горизонтами «P–D». Эти подразделения относятся к Терской СФЗ.

В пределах Воронки Белого моря, которой соответствует Приморская СФО, выделяется сейсмокомплекс, ограниченный сейсмогоризонтами F–K, охватывающий нерасчлененные отложения верхнего протерозоя.

Оленицкая серия ($RF_{2-3}o$). На южном побережье Кольского полуострова к оленицкой серии относятся терская и турьинская свиты. Отложения наиболее детально изученного подразделения оленицкой серии–терской свиты (более 225 м) вытянуты в виде широкой полосы в бассейне р. Юлица. Залегают они с угловым несогласием на архейских образованиях. В составе свиты выделяются песчаники, алевролиты-песчаники и алевролиты. В основании свиты залегают 40-метровая пачка крупно- и мелкогалечных конгломератов.

Отложения турьинской свиты (370 м) слагают небольшие эрозионные останцы в пределах п-ова Турий. Сложена свита граувакковыми песчаниками и алевропесчаниками, переходящими вверх по разрезу и по латерали в аркозовые. Кварцевые песчаники и гравелиты наблюдаются в виде мало-мощных прослоев.

Оленицкий сейсмокомплекс (${}^sRF_{2-3}o$) слагает большую часть рифейского разреза, установленного в пределах Беломорской зоны интракратонных прогибов. Сейсмокомплекс получил собственное название «оленицкий» по одноименной серии, породы которой, распространенные на сопредельной суше Кольского полуострова, непосредственно переходят в образования этого сейсмокомплекса. Снизу сейсмокомплекс ограничен отражающим горизонтом «F», который соответствует поверхности архейско-нижнепротерозойского кристаллического фундамента, а сверху – горизонтом «P» (в области перекрытия его образованиями вышележащего сейсмокомплекса) (рис. 2, 3), горизонтом «K» (в подошве верхнего венда) либо поверхностью предчетвертичного денудационного среза – горизонтом «D» (рис. 4). Эта поверхность отчетливо прослеживается на сейсмо-

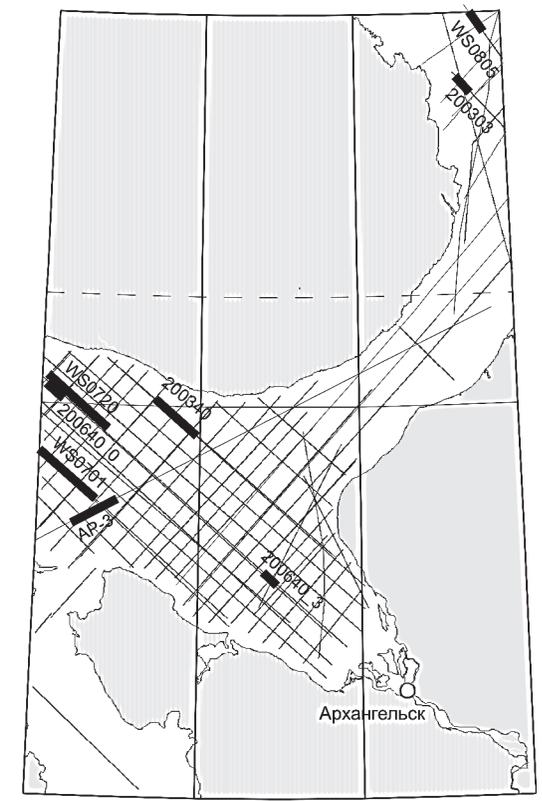
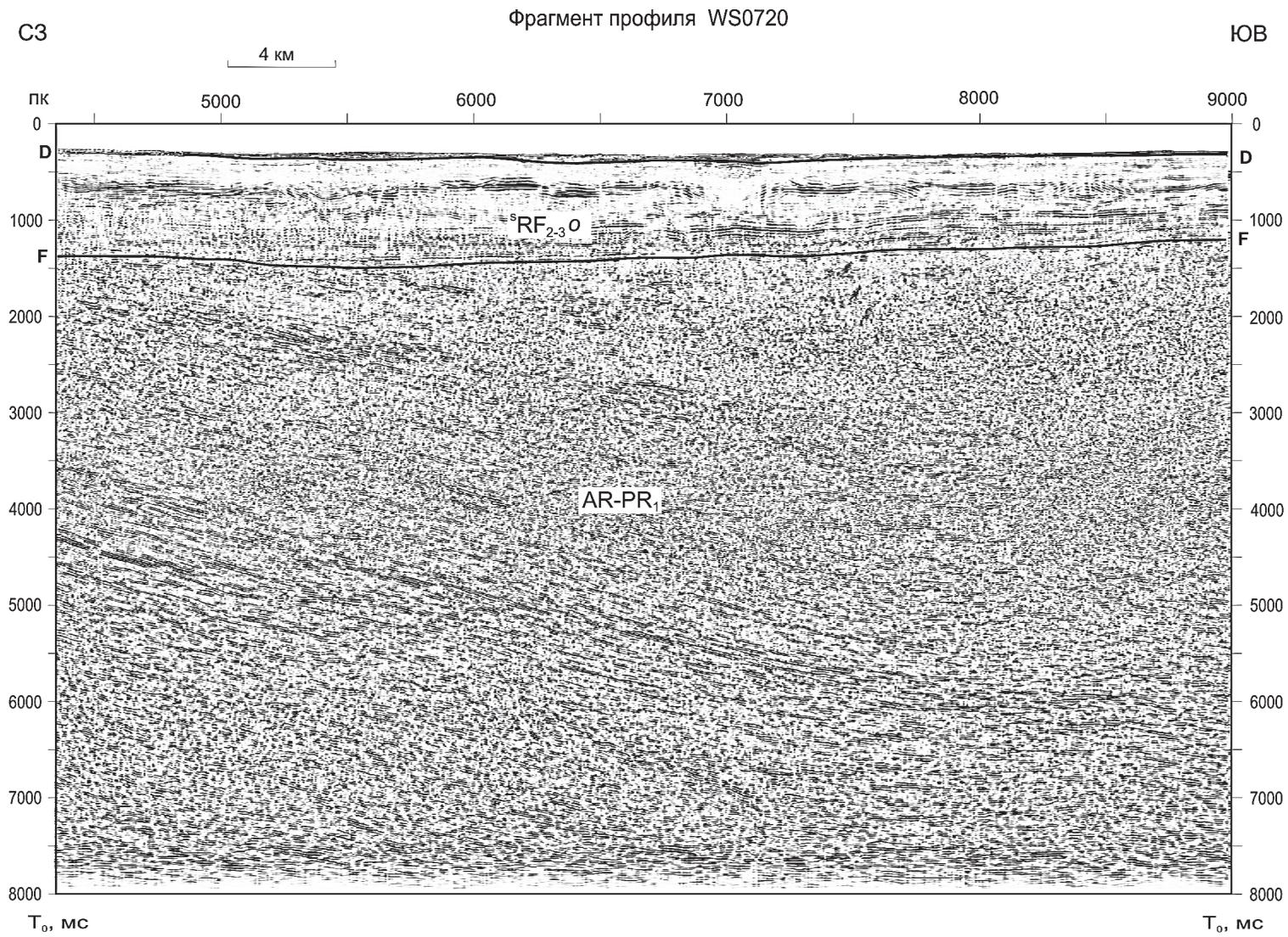


Рис. 2. Фрагмент сейсмического временного разреза МОГТ (профиль WS0720), отражающий строение рифейских отложений Беломорской интракратонной зоны. Схема расположения профилей. Данные ОАО «МАГЭ». Интерпретация С. П. Павлова.

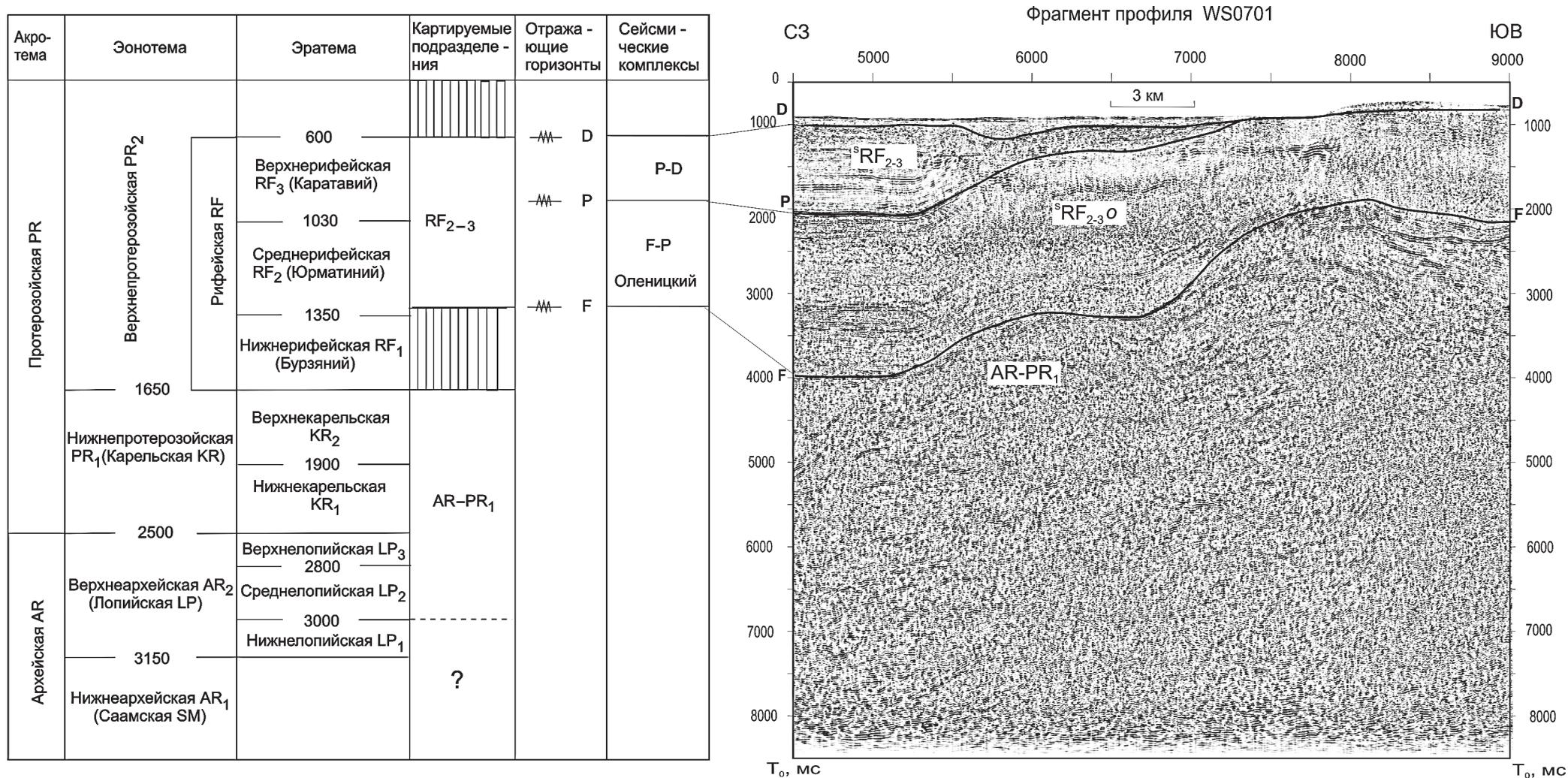


Рис. 3. Фрагменты сейсмического временного разреза МОГТ (профиль WS0701) со схемой соотношения геологических и сейсмостратиграфических подразделений, отражающие строение рифейских отложений в Кандалакшко-Онежском грабене. Данные ОАО «МАГЭ». Интерпретация С.П. Павлова, С.И. Шкарубо.

акустических профилях как угловое и стратиграфическое несогласие, которое разделяет пачку плащеобразно залегающих рефлекторов, связанных с четвертичными образованиями вверху, и косо ориентированную систему отражений от толщи рифейских пород внизу, под поверхностью денудационного среза.

Отражающий горизонт «F» представлен как ярко выраженное угловое и стратиграфическое несогласие, разграничивающее дислоцированные архейско-нижнепротерозойские образования и субгоризонтально или наклонно (в зависимости от видимого угла падения) залегающие осадочные толщи рифея, на профиле WS 0720. В целом, на исследованной площади поверхность кристаллического дорифейского основания на сейсмических разрезах МОГТ опознается по смене субсогласных, относительно выдержанных отражений, которые характеризуют нижний (оленицкий) сейсмокомплекс средне-верхнерифейской толщи, менее выдержанными, местами хаотическими, осями синфазности ниже этой границы. В сечении отдельных профилей в архейско-нижнепротерозойской толще наблюдаются также достаточно протяженные, но резко несогласные по отношению к вышележащей толще оси синфазности, характеризующие внутреннюю расчлененность дорифейского фундамента. Дополнительным признаком, который фиксирует резкую смену акустических свойств пород, служит частично-кратное отражение ниже горизонта «F» (фундамент плюс дно моря).

На исследуемой акватории Белого моря комплекс прослеживается непосредственно под четвертичными осадками в ее северо-западной части, в пределах Терской ступени, Керецко-Пинежского и Кандалакшско-Онежского грабен-прогибов. В осевой части Кандалакшско-Онежского грабен-прогиба, имеющего форму асимметричного полуграбена с главным сбросом амплитудой до 8 км, простирающимся вдоль Карельского берега, отложения комплекса залегают в интервале глубин 3,5–8,5 км. Структуру оленицкого сейсмокомплекса формирует серия относительно выдержанных высокоамплитудных рефлекторов, прослеживающихся в его нижней и верхней частях и разделенных зонами более прозрачной записи с непротяженными отражениями. Внутренние рефлекторы имеют видимый наклон с северо-востока на юго-запад, в сторону главного сброса, ограничивающего Кандалакшско-Онежский грабен-прогиб, и только вблизи плоскости сброса испытывают «задиры» противоположного направления. В структуре сейсмической записи отображается цикличность осадконакопления, где протяженные горизонты, возможно, соответствуют морским условиям седиментации.

Клинообразное расхождение отражений от периферии в глубь прогиба с увеличением мощности отдельных «пакетов отражений», безусловно, доказывает изначально конседиментационный характер заложения и развития Кандалакшско-Онежского грабен-прогиба, как, впрочем, и остальных грабенов рифейского Беломорско-Мезенского бассейна. В то же время, глубочайший денудационный срез отложений свидетельствует о многокилометровых блоковых смещениях в предпоздневендское время, в результате которых сложилось, а впоследствии было «законсервировано» под венд-палеозойским плитным чехлом, «современное» распространение рифейских комплексов Беломорско-Мезенского бассейна.

Оленицкая серия красноцветных отложений среднего—верхнего рифея, изученных на прилегающем побережье Кольского полуострова, безусловно, тождественна образованиям, выделенным на акватории в качестве оленицкого сейсмокомплекса, однако соотносить их с определенной частью сейсмокомплекса можно лишь приблизительно. Учитывая глубокий денудационный срез отложений в конце рифея—раннем венде, мы считаем, что породы оленицкой серии Кольского полуострова соответствуют нижней части толщи отложений рифея, залегающей в Кандалакшско-Онежском грабен-прогибе.

Рифейские образования изучены и в южной части Кандалакшско-Онежского грабен-прогиба (известного также как Онежско-Тойменский авлакоген), на территории Онежского полуострова (Онежская СФПЗ). В составе среднего и верхнего рифея здесь выделяются солозерская и ненокская свиты, вскрытые скважинами Солозеро-11, Ненокса-1 и др. [177].

Солозерская свита представлена сероцветными полимиктовыми песчаниками, с прослоями конгломератов и гравелитов и выполняет осевую часть грабен-прогиба и местами его прибортовые зоны. В нижней части свиты на шести уровнях присутствуют покровы базальтов и долеритов, относящиеся к солозерскому магматическому комплексу и разделенные прослоями вулканогенно-осадочных пород. Мощность свиты 112—207 м.

Ненокская свита залегает на солозерской свите или на кристаллическом фундаменте с четкой границей и размывом. В основании ее выделяется 50-метровая толща конгломератов, сменяющаяся кверху песчаниками с прослоями гравелитов и конгломератов. Наибольшим распространением пользуются мелкозернистые и среднезернистые песчаники, обычно косослоистые, реже массивные. Окраска песчаников красно-коричневая, для грубозернистых разностей характерны фиолетовые тона. Мощность свиты 200—221 м. В «Стратиграфической схеме верхнего докембрия европейского Севера СССР» солозерская свита отнесена к среднему, а ненокская — к верхнему рифею.

Тем не менее, по составу вскрытых скважинами первых сотен метров разреза, нельзя обоснованно судить обо всей толще рифейских пород, объединенных в оленицкий сейсмокомплекс. Кроме грубообломочных, преимущественно красноцветных терригенных отложений, внутри толщи вполне могут присутствовать интервалы, сложенные карбонатно-терригенными породами, о чем свидетельствуют отдельные выдержанные по простиранию сейсмические реперы.

Мощность оленицкого сейсмокомплекса достигает 5 км.

Сейсмокомплекс Р—D (${}^S\text{RF}_{2-3}$) локализован в осевой, наиболее погруженной зоне Кандалакшско-Онежского грабен-прогиба на стыке с территорией листа Q-36. Он также выделен впервые в процессе работ по составлению данного листа и смежного с ним листа Q-36. Отражающий горизонт «Р», ограничивающий снизу сейсмокомплекс, прослеживается в кровле пакета интенсивных рефлекторов и разделяет разрез рифея на два явно различных по волновой картине интервала (рис. 3). В целом верхний сейсмокомплекс средне-верхнерифейской толщи выглядит более прозрачным. В его подошве заметно несогласие — налегание внутренних отражений на горизонт «Р». В отдельных пересечениях структура комплекса вы-

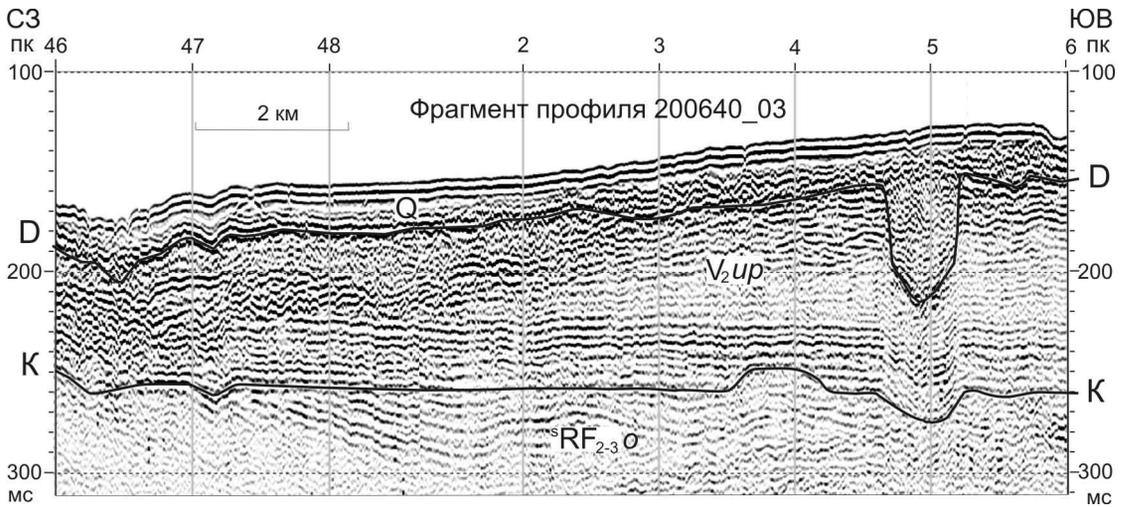


Рис. 4. Характер соотношения рифейских, вендских и четвертичных образований. Интерпретация В. А. Журавлева.

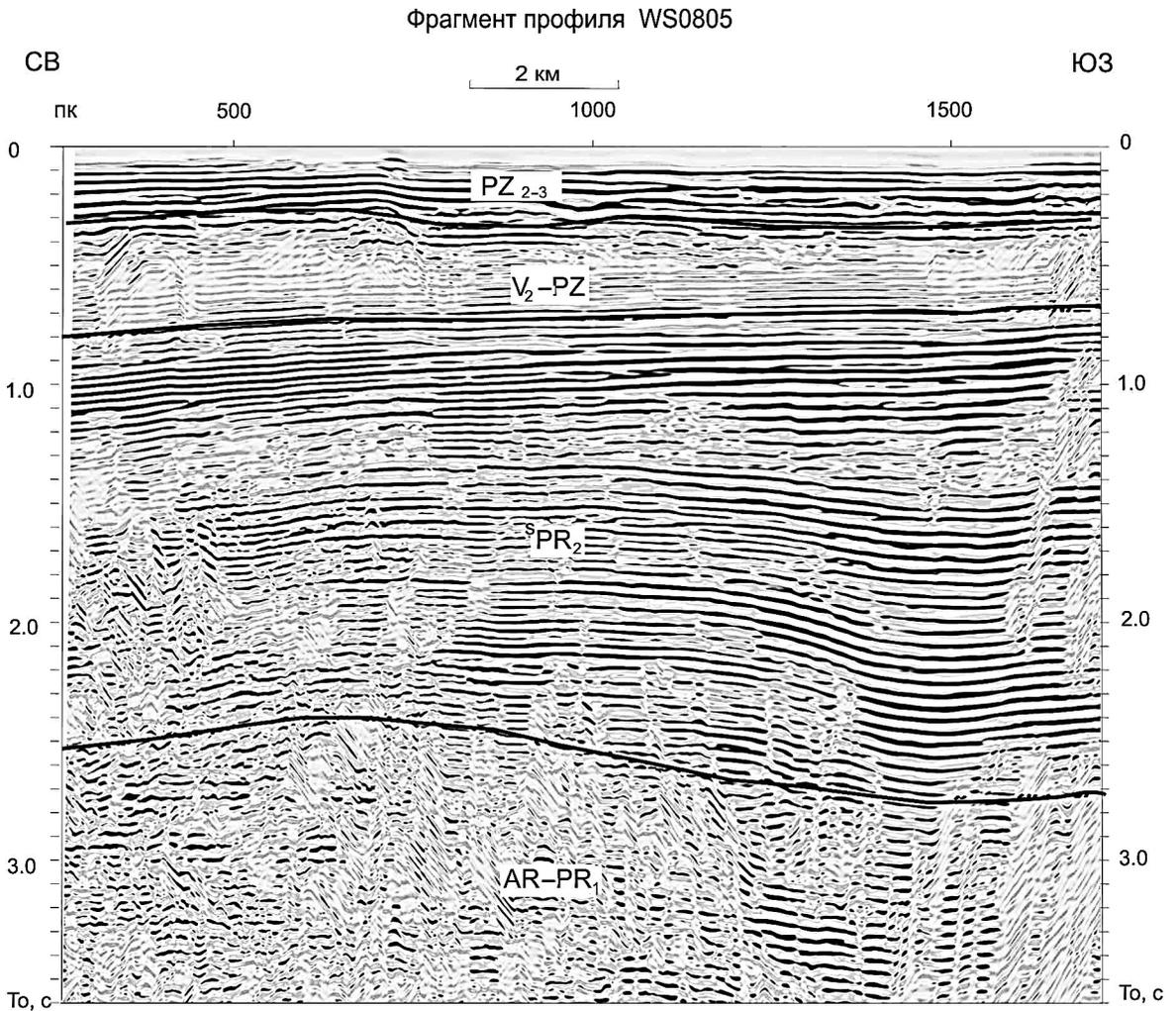


Рис. 5. Сейсмический образ верхнепротерозойского комплекса в Сафоновско-Понойском прогибе. Интерпретация С. П. Павлова.

глядит отчетливо слоистой, особенно в нижней его части, ограниченной хорошо выраженным несогласием эрозионного типа. В верхней части комплекса также прослеживаются непрерывные отражения пониженной амплитуды.

К сожалению, сложные сейсмогеологические условия и связанные с этим помехи, которые не удалось полностью подавить при обработке, затуманивают реальную волновую картину, затрудняя геологическую интерпретацию. Поэтому не совсем ясна природа интенсивных, часто дискордантных многофазных отражений, наблюдаемых в средней части комплекса на отдельных профилях. Нельзя исключать их связь как с реальными геологическими телами — интрузиями, установленными в отложениях солозерской свиты в южной (прионежской) части грабен-прогиба, так и с отраженно-преломленными волнами, которые косвенно указывают на неоднородность этой части разреза.

По положению в разрезе этот сейсмокомплекс, залегающий стратиграфически выше, чем оленицкий, должен быть моложе, и может относиться к верхнему рифею, но прямые доказательства этого (определения его возраста) отсутствуют.

Верхнерифейские отложения вскрыты и изучены рядом глубоких скважин на Зимнем Береге Белого моря (770 Чидвия, 772 Верхняя Кепина, 774 Золотица, 1000 Тучкино, 1000/1 Белая, 1200 Падун). Здесь, в Зимнебережной СФПЗ, к верхнему рифею отнесена тучкинская свита. Наиболее полный разрез свиты (293,4 м) изучен в скв. 71 (1000/1 Белая). В интервале 946,3—1239,7 м залегает толща тонкого неравномерного чередования в разрезе алевролитов, аргиллитов с подчиненными прослоями разнозернистых калишпат-кварцевых песчаников с содержанием микроклина до 5—15 % и весьма незначительной примесью плагиоклазов. Иногда отмечаются алевритовые мергели. Окраска пород в целом пестроцветно-сероцветная, причем до глубины 1194 м (верхняя пачка) преобладают серовато-зеленые и зеленовато-темно-серые до черных цвета, для нижней части разреза (нижняя пачка) характерна пестроцветность с преобладанием бурых, темно-коричневых разностей над зеленоцветными [229].

Аналогичные породы можно ожидать и в составе выделенного в верхней части рифейского разреза сейсмокомплекса P—D. Мощность его до 3,5 км.

Сейсмокомплекс F—K ($^S PR_2$) распространен в пределах Северо-Кольско-Мезенской перикратонной области на северо-востоке территории листа, в Воронке Белого моря (Понойская СФО), где верхнепротерозойские (рифейские) отложения имеют своеобразный «сейсмический облик». В отличие от разрезов Беломорской зоны интракратонных прогибов с преобладанием прозрачных интервалов записи, в Сафоновско-Понойском прогибе они характеризуются протяженными выдержанными рефлекторами повышенной амплитуды (рис. 5). Эту волновую картину можно интерпретировать как цикличное чередование тонкослоистых терригенных и карбонатно-терригенных толщ с мощностью крупных ритмов до первых сотен метров. Мощность сейсмокомплекса F—K в прогибе достигает 6 км.

В верхней части разреза рифея, непосредственно под несогласием (отражающий горизонт «К»), отделяющим сейсмокомплекс от отложений верхнего венда, прослеживается пачка высокоамплитудных отражений, интен-

сивность и выдержанность которых возрастает к северо-востоку. Этот интервал разреза отождествляется с карбонатной толщей, аналогом которой может быть лудоватая свита п-ова Канин.

На суше, на востоке Кольского полуострова, известен небольшой рифейский грабен, отделенный от Баренцева моря грядой мыса Святой Нос и выполненный красноцветными и сероцветными песчаниками, чередующимися с гравелитами и алевролитами. Этот грабен представляет собой останец краевой зоны перикратонного прогибания. Мощность рифейской толщи здесь около 100 м.

ВЕРХНИЙ ВЕНД

Валдайский надгоризонт

Верхний венд представлен отложениями валдайского надгоризонта и распространен в юго-западной части территории листа на Онежском и Кулойском полуостровах. На значительной площади отложения выходят на дочетвертичную поверхность и только на крайнем юго-востоке и юге территории погружаются под палеозойские отложения. Отложения непрерывно прослеживаются в акватории Белого моря. По литологическим признакам в составе надгоризонта выделяются усть-пинезская свита, относящаяся к редкинскому горизонту, а также мезенская и падунская свиты котлинского горизонта. Свиты легко картируются благодаря специфическому облику пород и строению разрезов.

Залегает валдайский надгоризонт субгоризонтально с наклоном в доли градуса в юго-восточном направлении и прорван трубками взрыва, которые в околотрубочном пространстве деформируют слои, образуя задиры слоев кверху, брекчии и т. д. Максимальная суммарная мощность надгоризонта, установленная в низовьях р. Северная Двина — 999 м.

В породах надгоризонта обнаружен богатый комплекс микрофитофоссилий, а в обрывах Зимнего берега Белого моря установлено богатейшее в мире местонахождение вендской (эдиакарской) фауны бесскелетных организмов [196]. Это местонахождение относится к геологическим памятникам федерального значения.

Редкинский горизонт

Усть-пинезская свита (V_2up) распространена на Онежском полуострове, в прибрежной зоне Кулойского полуострова и на островах Соловецкого архипелага. В юго-восточной части территории она погружается под более молодые отложения венда. В акватории Белого моря отложения усть-пинезской свиты уверенно прослеживаются по сейсмическим данным в виде субпараллельных, линейных, слабонаклонных отражающих границ, что говорит о моноклиальном залегании слоев с генеральным юго-восточным падением.

При среднемасштабном картировании в составе усть-пинезжской свиты выделяются семь подсвит (снизу): тамицкая, лямицкая, архангельская, верховская, сюзьминская, вайзицкая и зимнегорская [177].

Подсвиты, за исключением нижней, тамицкой, представленной грубообломочными породами, сложены аргиллитами. Аргиллиты шоколадно-коричневые, реже зеленовато-серые с редкими прослоями песчаников, алевролитов, которые различаются между собой незначительно — по преобладающей окраске и количеству прослоев. Важным маркирующим признаком при корреляции разрезов усть-пинезжской свиты служат тонкие (до первых сантиметров) прослои пепловых туфов и туффитов, приуроченных к лямицкой, верховской и вайзицкой подсвитам. По этому признаку разрезы свиты коррелируются на всей площади. Мощность свиты — до 350 м.

Котлинский горизонт

Мезенская свита (V_2mz) представлена красноцветными алевролитами и аргиллитами с прослоями песчаников и гравелито-песчаниками в основании. Разделяется на незначительно различающиеся между собой ергинскую (внизу) и мельскую подсвиты. Мощность свиты — до 215 м.

Падунская свита (V_2pd). Представлена красноцветными песчаниками и алевролитами. На Онежском полуострове в основании свиты развиты гравелиты. Песчаники массивные, или с косой слоистостью потокового типа, аркозовые. Гравелиты сложены зернами пород фундамента и аргиллитов подстилающих отложений венда. Разделяется на золотицкую и товскую подсвиты. Мощность свиты 215–331 м.

ПАЛЕОЗОЙ

Палеозойские отложения Русской плиты распространены на востоке—юго-востоке исследуемой площади и представлены верхним отделом девона, всеми отделами карбона и нижним (приуральским) отделом перми. На суше, в Мезенской синеклизе, для позднего девона—ранней перми выделяется Северодвинско-Кулойская СФЗ. В пределах этой структурно-фациальной зоны на карте показаны подразделения (свиты), увязанные с Мезенской серийной легендой.

ВЕРХНИЙ ДЕВОН

На территории листа закартированы вулканогенно-осадочные отложения франского яруса (D_3f). Распространены они в южной части площади в бассейнах рек Лая, Брусовица и Сеза, где вскрыты несколькими скважинами. Разрез яруса характеризуется разнообразным составом пестроцветных терригенных пород: глинами, аргиллитами, алевролитами, мергелями, песчаниками. Глины и аргиллиты по составу каолинит-монтмориллонит-гидрослюдистые. Алевролиты косослоистые. Песчаники образуют прослой и

линзы мощностью до 0,5 м. Отложения в различной степени загипсованы. Максимальная мощность яруса 12–31 м.

Основанием для отнесения рассматриваемых отложений к франскому ярусу послужило обнаружение остатков панцирных рыб: *Pleurodosteus* sp., *Bothriolepis* sp., *Onychodus* sp., *Holoptychiidae* gen. indet.

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА

Каменноугольные отложения в Северодвинско-Кулойской СФЗ представлены всеми отделами и расчленены на свиты. В акватории, в Воронке Белого моря на карте показаны нерасчлененные отложения (каменноугольная сейсмотолща).

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Нижнекаменноугольные отложения распространены в юго-восточной части листа, где залегают на вендских или девонских отложениях, перекрыты четвертичным комплексом, а также на Кольском полуострове в виде останцов среди пород нижнего докембрия. Они обособляются в объеме грубоборучейской свиты алексинского и михайловского горизонтов визейского яруса и телзинской свиты, которая относится к веневскому и стешевскому горизонтам визейского и серпуховского ярусов, а на Кольском полуострове — в объеме нерасчлененной снежницкой толщи.

Визейский—серпуховский ярусы

Телзинская свита (C_1tz). Отложения телзинской свиты распространены у южной рамки листа. Свита состоит из песчаников, алевролитов, аргиллитов, доломитов, известняков. Песчаники и алевролиты кварцевые с незначительной примесью полевых шпатов и слюд; содержат зерна глауконита. Цемент железисто-глинистый; иногда песчаники загипсованы. Аргиллиты сложены железисто-хлорит-гидрохлоритовым веществом, алевролитовые, песчанистые. Доломиты плитчатые, кавернозные с линзочками кремней. Известняки тонкокристаллические с массивной, флюидальной и брекчиевидной текстурой. В породах определены *Possokontikii Dithyrocarus* aff. *feslundinea* (Sc on l), датирующие возраст свиты как серпуховский. Мощность телзинской свиты — от 48 до 86 м.

Вероятные аналоги телзинской свиты изучены в бассейне р. Мегра (лист Q-37-XXVIII), где они ранее не были известны. В двух скважинах здесь вскрыта толща пород мощностью 12 м, представленная внизу пористыми брекчированными окремненными доломитами, а в верхней части — фиолетовыми кварцевыми песчаниками.

Грубоборучейская и телзинская свиты объединенные ($C_1gr + tz$). Эти свиты объединены ввиду невозможности отдельного отображения на карте масштаба 1 : 1 000 000. Образования грубоборучейской сви-

ты выполняют обширную, долинообразную депрессию размерами примерно 60×15 км в пределах северной части Зимнего Берега. Название свиты — «груборучейская» по руч. Верхний Грубый, левому притоку р. Падун, где вскрывается стратотипический, флористически охарактеризованный разрез. Отложения представляют собой чрезвычайно изменчивую, разнородную толщу переслаивания невыдержанных по мощности красноцветно-пестроцветных глинисто-песчаных, песчано-глинистых и в меньшей мере гравийных и гравийно-песчаных слаболитифицированных осадков, образовавшихся в условиях типичных аллювиальных фаций. По петрографическому составу это главным образом полевошпат-кварцевые породы, что отличает их от практически мономиктовых кварцевых разностей урзугской свиты. Содержание полевых шпатов, представленных плагиоклазами и микроклином, достигает 20–50 % объема обломочного материала, при этом фиксируются они, как правило, в более мелких фракциях. Обоснование поздневизейского возраста отложений груборучейской свиты основывается на находках богатого комплекса гематитизированных растительных остатков, среди которых доминируют хвощевидные — 69 %, представленные *Archaeocalamites radiatus* (Brongniart) Stur. Мощности пород в целом незначительные и варьируют от нескольких метров до 20–33 м в осевых частях долин [58].

Осадки телзинской свиты с размывом залегают на породах груборучейской свиты или непосредственно на вендском цоколе и перекрываются осадками урзугской свиты, иногда карбонатами подольско-мячковского горизонта. Толща пород развита только в северной части Зимнебережного района. Мощности варьируют от 2 до 7 м в бассейне верхнего течения р. Падун, увеличиваясь в северо-восточном направлении до 10–18 и даже до 26,4 м. Отложения представлены пестроцветными алевролитами, глинами с прослоями песков, песчаников, гравелитистых песчаников слабоцементированных, за исключением доломитизированных и окремненных разностей. По петрографическому составу это кварцевые, реже полевошпат-кварцевые породы.

Мощность объединенного подразделения — до 60 м.

Нерасчлененные отложения

Снежницкая толща (C_{1sn}). Эрозионные останцы нежнекаменноугольных пород снежницкой толщи известны в небольших грабенах на Кольском полуострове по долинам рек Глубокая, Сосновка, Снежница и руч. Острый, а также на междуречье Глубокая—Бабыя. Толща залегают субгоризонтально, дешифрируется на МАКС. В разрезе толщи чередуются красноцветные конгломераты с разнообразной, преимущественно гранитоидной галькой и гравием, аркозовые песчаники и кварцитопесчаники, а в северных останцах — известковистые светлые песчаники. В породах по берегам рек Снежница и Глубокая определены споры: *Zonotriletes speriosus*, *Trematozonotriletes variabilis* var. *foveofatus* (Waltz) Naum., *Hymenozonotriletes pusielus* (Ilz) Naum., *Trilobozonotriletes coucavus* Naum., указывающие на раннекаменноугольный возраст толщи.

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Среднекаменноугольные отложения в Онежско-Северодвинском районе залегают с размывом на отложениях венда, верхнего девона и нижнего карбона. В среднем карбоне на этой территории выделяются объединенные урзугская и воереченская свиты (каширский горизонт) и олмугская—окуневская нерасчлененные свиты (подольский—мячковский горизонты) московского яруса.

В Кулойском районе среднекаменноугольные отложения залегают на отложениях верхнего венда или нижнекаменноугольных породах и представлены на карте объединенным подразделением, включающим урзугскую, олмугскую и окуневскую свиты.

Московский ярус

Урзугская и воереченская свиты объединенные ($C_2ur + vr$). Отложения каширского горизонта в Онежско-Северодвинском районе представляют собой трансгрессивный седиментационный цикл мощностью 69—116 м. Нижняя часть цикла (урзугская свита) складывается песчаниками, песками желтовато-серыми и оранжевыми мелкозернистыми, гравелитами, мергелями, доломитами коричнево-серыми. В некоторых разрезах в основании горизонта залегает базальный конгломерат, состоящий из галек карбонатных пород.

Верхняя часть цикла (воереченская свита) представлена доломитами серыми, коричнево-серыми с единичными прослоями песчаников, глин и конгломератов. Встречаются стяжения гипса.

В отложениях определен комплекс фауны, указывающий на их каширский возраст: *Pseudostaffella umbikata* (Put. et Leont.), *P. larionovae polasnsensis* Raus. et Sat., *P. subquadrata* Ergsd. et Leb., *Tetrataxis minima* Lee et Chen., *Eostaffella kaschirica* Raus.; *Jolignathodus* Kos. et Koz., *J. dissectus* Kos.

Олмугская и окуневская свиты нерасчлененные (C_2ol-ok) в Онежско-Двинском районе представлены известняками доломитизированными светло-серыми, участками органогенно-обломочными и доломитами желтовато-серыми неравномерно глинистыми кавернозными. Характерно наличие желваков кремня и включений ангидрита. Принадлежность свит к подольскому—мячковскому горизонту установлена по комплексу фауны: *Fusulina elegans* Raus., *Fusulinella* ex gr. *Colonial* Lee et Chen., *Pseudostaffella sphaeroidea* (Ehrenb.), *P. umblicata* (Dut. et Leont.), *P. larionovae mosquensis* Raus., *P. cous pekta* Raus. Брахиоподы: *Orhtotetes* cf. *regulari* Waag., *Chorete carboniferus* Keys., *Linoproductus reffedev* Vern., *Choristites sowerby* Fisch.

Мощность 15—52 м.

Урзугская, воереченская, олмугская и окуневская свиты объединенные ($C_2ur + ok$). Объединенные отложения среднего карбона занимают значительные площади в Кулойском районе в бассейнах рек Кепина и Мегра. Представлены они в нижней части разреза известняками с прослоями аргиллитов с конгломератом в основании с *Paracalamites similis*

Zal. (урзугская свита, 37 м), а в верхней части — известняками доломитизированными и доломитами со стяжениями кремней с фауной *Fiella tupika* Lee et Chen. и *Fusulinella bocki pauciseptata* Raus (воереченская, омутская и окуневская свиты). Мощность 84—168 м.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Отложения верхнего карбона вскрыты скважинами на водоразделах рек, всюду залегают без перерыва на среднекаменноугольных толщах и перекрываются с перерывом нижнепермскими или четвертичными отложениями; представлены кепинской свитой.

Касимовский ярус

Кепинская свита (C_3kp) сложена известняками хемогенными и детритовыми, в различной степени доломитизированными, содержащими линзовидные прослои доломитов. Отмечаются зоны карста, выполненные известково-доломитовой мукой. Присутствуют редкие желваки кремней. В нижней части встречаются редкие тонкие прослои и линзы глин.

Доломитизированные известняки белые, желтовато-серые преимущественно разномзернистые, реже органогенные, с пустотами выщелачивания по микрофауне, часто с незначительной примесью терригенного материала, в различной степени дезентигрированные. Известняки, как правило, более темного цвета средне-крупнозернистые плотные массивные, скорее вторичные, перекристаллизованные [58].

В породах обнаружены брахиоподы *Neospirifer tegulatus* (Trd.), *Chonetinella uralica* (Moell.) и фораминиферы: *Protriticites subschwagerinoides* Ros., *Fusulinella pulchra* Raus., *Fusiella* aff. *Lancetiformis* Pug., позволяющие отнести данные отложения к кривякинскому горизонту касимовского яруса. Мощность 27—36 м.

Нерасчлененные отложения (С)

Каменноугольная толща нерасчлененных отложений выделена по сейсмоакустическим данным в северо-восточной части листа, в Воронке Белого моря, в виде относительно маломощного интервала слоистой сейсмической записи, ограниченного ярко выраженными несогласиями в подошве и кровле слоя (рис. 6). Толща прослеживается прерывисто, залегая в «карманах» подстилающей поверхности рифейских и верхневендских образований. Мощность — до 100 м.

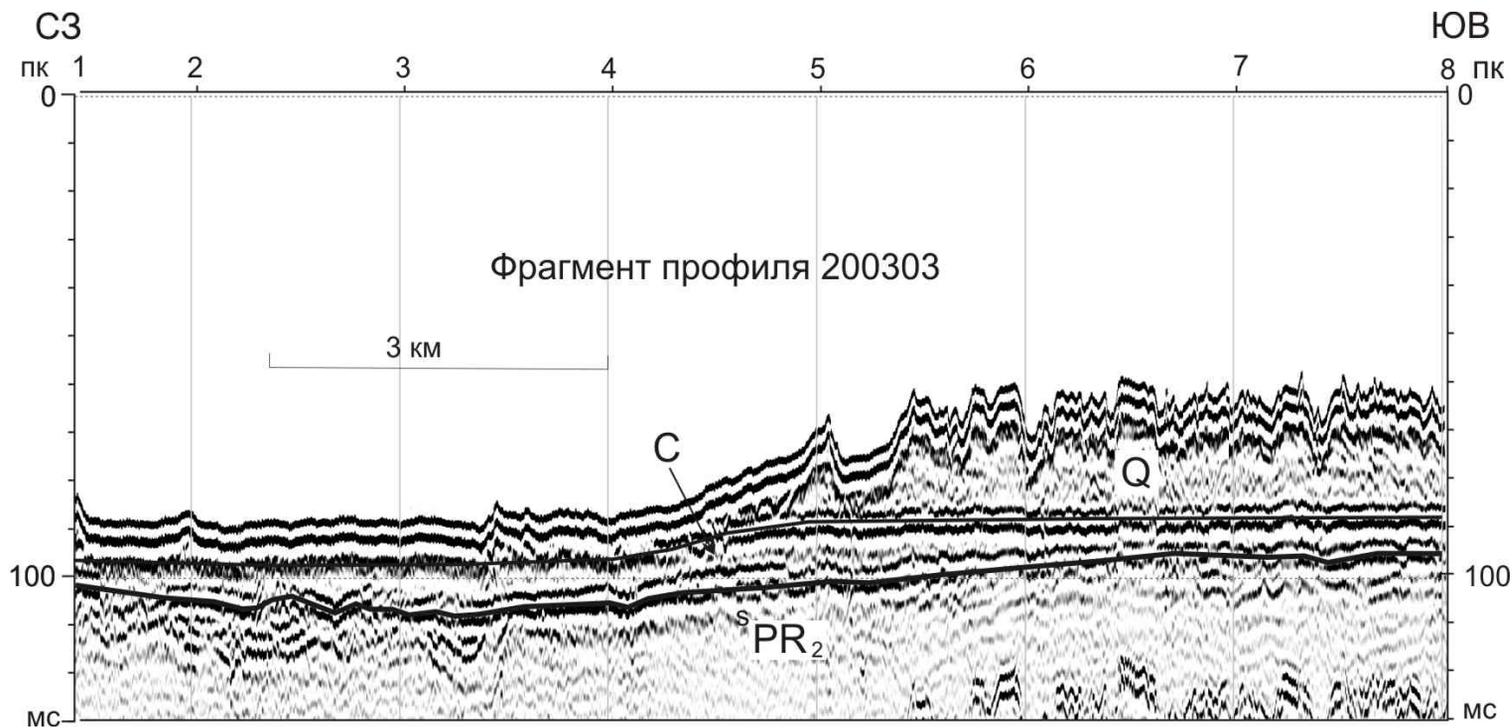


Рис. 6. Строение каменноугольной толщи в сейсмоакустической записи. Интерпретация В. А. Журавлева.

ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Образования пермской системы распространены в восточной части площади исследуемого листа. Они представлены галогенно-карбонатными отложениями нижнего отдела с незначительным развитием терригенных разностей [58].

Ассельский ярус

Холодноложский горизонт

Глазанская и красногорская свиты нерасчлененные (P₁gl–kg). Отложения в объеме холодноложского горизонта распространены в виде полосы вдоль р. Мегра через верховья рек Сояна, Кепина. Залегают со стратиграфическим перерывом на карбонатах кепинской свиты. В восточной части согласно перекрываются отложениями серпинской свиты, а на остальной территории четвертичными осадками.

Сводный разрез представлен пачкой полевошпат-кварцевых, аркозовых песчаников на карбонатном цементе, постепенно переходящих в доломиты, доломитизированные известняки и известняки, часто органогенно-обломочные, с конкрециями кремней размерами 10–15 см и включениями гипсов.

Песчаники аркозовые серые, светло-серые с коричневым, желтым оттенком, разномзернистые с преобладанием средне-крупнозернистых, слабощемитированные, тонко-горизонтальнослоистые. Встречаются единичные зерна граната, ставролита, циркона, турмалина, черных рудных минералов, кианит, титанит. Цемент сплошной, преимущественно неравномерный, базальный и поровый, карбонатный, иногда глинисто-карбонатный.

Доломитизированные известняки и известняки занимают преимущественно верхнюю часть разреза. Карбонатные породы серовато-желтые, светло-серые массивные, органогенные, реже пелитоморфные и мелкозернистые, участками слабоглинистые кавернозные за счет выщелачивания органических остатков, с конкрециями и линзами кремней; в нижней части разреза песчанистые с примесью кварца и полевого шпата.

Мощность глазанской и красногорской нерасчлененных свит колеблется от 42 до 50 м, увеличивается в восточном направлении. Возраст глазанской и красногорской нерасчлененных свит датируется на основании находок фораминифер *Globofusulina (Pseudofusulina) nux* (Schellw), *G. Sphaeroidea* (Raus), *G. (Pseudofusulina) krotowi* (Schellw), *Ozawainella angulata* Col., характерных для ассельского яруса.

Шиханский горизонт

Серпинская свита (P_{1sr}). Отложения занимают очень небольшие площади у восточной границы территории. Они протягиваются узкой полосой шириной 1–2 км по правобережью рек Мегра и Котуга. Залегают согласно на отложениях глазанской и красногорской нерасчлененных свит, перекрываются согласно карбонатами полтинской свиты и с размывом четвертичными осадками.

Выделяются два типа разреза – карбонатно-терригенный и существенно карбонатный. Карбонатно-терригенный тип развит в нижнем и верхнем течении р. Мегра. Разрез сложен песчаниками, песчанистыми доломитами, которые вверх по разрезу переходят в доломиты, доломитистые известняки, иногда органогеннообломочные. Песчаники серые, светло-серые с желтоватым оттенком мелко-среднезернистые аркозовые и полевошпатовые, с карбонатным доломитовым цементом базального и порового типов. Карбонатная часть разреза сложена доломитами замещения, доломитами, доломитизированными известняками с примесью глинистого и песчаного материала.

Карбонатный тип разреза развит в среднем течении р. Мегра и южнее Мегорских озер. Отложения серпинской свиты в этом типе разреза представлены органогенно-обломочными доломитами и доломитизированными известняками. Отмечаются конкреции и линзы кремней; редкие прослои и линзы монтмориллонитовых глин. Мощность серпинской свиты незначительная, изменяется от 9 до 21 м, в среднем составляет 10–14 м.

Возраст отложений устанавливается на основании находок фораминифер: *Pseudofusulina krotov* (Grosd. et Leb.), *Ps. cf. paragregaria* Raus, *Schwagerina sphaerica* Scherb., характерных для верхней зоны *Schwagerina sphaerica*, *Globifusulina firma* ассельского яруса.

Глазанская, красногорская и серпинская свиты объединенные ($P_{1gl} \div sr$) показаны на карте там, где в данном масштабе невозможно их раздельное изображение. Мощность 50–70 м. По составу подразделение соответствует охарактеризованным выше свитам.

Сакмарский ярус

Тастубский горизонт

Полтинская свита (P_{1pl}). Отложения распространены незначительно на правобережье Мегры, в верхнем течении Сояны. Залегают согласно на карбонатах серпинской свиты, перекрываются согласно образованиями соткинской свиты и с размывом четвертичными осадками.

Сводный разрез представлен доломитами, доломитизированными известняками, глинистыми доломитами массивными кавернозными глинистыми, участками с неясной слоистостью. Отмечаются единичные конкреции кремней и тонкие (до 2 см) прослойки серых гипсов. Количество включений, гнезд и прослоев гипса возрастает в верхних частях разреза. В гипсах повсеместно отмечается примесь терригенного материала, как в

основной массе, так и по трещинам. Доломиты мелко- и тонкозернистые, огипсованные, с четко проявленной структурой замещения известняка доломитом. Мощность отложений полтинской свиты составляет 15–20 м, максимальная 23 м.

Возраст полтинской свиты устанавливается по положению в разрезе, а также на основании определений фораминифер: *Pseudofusulina molleri* (Schellw), пеллиципод: *Netschajewia kilogorae* Nelz., *Cyrtodontarca bakewellides* Yak., *Wilkingia jakovlevi* Nelz.

Турьинская и соткинская свиты объединенные ($P_{1st} + tn$). Образования турьинской и соткинской свит имеют незначительное распространение в виде прерывистой полосы и протягиваются с севера на юг, в правобережье Мегры и на водоразделах Сояны. В составе их на севере выделяются галогенные – соткинской свиты, на юге турьинской свиты – терригенные.

Образования соткинской свиты выявлены на двух разрозненных участках, на северо-востоке площади (верховье р. Мегра). Залегают согласно на породах полтинской свиты, перекрываются с размывом четвертичными осадками. Вскрытая мощность толщи 26 м. В основании толщи залегают песчаники мощностью около 6 м. Верхняя часть разреза сложена гипсами, ангидритами с прослоями и линзами доломитов.

Песчаники светло-коричневые олигомиктовые мелкозернистые с гипсовым и карбонатным цементом порового типа. Акцессорные минералы представлены гранатом, цирконом, титанитом, черными рудными минералами, турмалином, анатазом, лейкоксеном. Гипсы серые, светло-серые разнозернистые, пластично-волокнистой структуры с прослоями, линзами и пятнами доломита, тонко-микрозернистой структуры. Ангидриты голубовато-серые, розовато-серые, серые скрытокристаллические. Образуют прослой, линзы в гипсовой толще различной мощности.

Отложения турьинской свиты распространены локально на северо-востоке, на водоразделах р. Сояна, фациально замещая соткинскую свиту. Согласно залегают на карбонатных отложениях полтинской свиты, перекрываются с размывом четвертичными осадками. Вскрытый разрез мощностью 3,1 м представлен песчаниками и доломитовыми мергелями, встречен тонкий (до 0,3 м) прослой глин. Нижняя часть разреза мощностью 2,0 м представлена аркозовыми песчаниками серовато-оранжево-красными слабосцементированными, на карбонатном цементе. В составе тяжелой фракции преобладают гранат, черные рудные и лейкоксен. В верхней части разреза мощностью 0,8 м – доломитовый мергель светло-серый мелкозернистый.

Отложения турьинской свиты не содержат органических остатков. Возраст устанавливается на основании стратиграфического положения в разрезе и фациального замещения отложений соткинской свиты.

Нерасчлененные отложения (P_1)

Нерасчлененные отложения нижней перми занимают крайний северо-восточный угол карты, в пределах акватории Белого моря. Участок рас-

пространения нижнепермской толщи выделен на основании сейсмоакустических данных и увязки с контурами аналогичного подразделения на территориях смежных листов R-37, 38; Q-38.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Отложениями квартера перекрыта с поверхности почти вся территория листа. Лишь на ограниченных по площади, изолированных участках водоразделов, речных долин и морского дна обнажаются породы докембрия и палеозоя.

Мощность четвертичных отложений на суше изменяется в широких пределах — от 0,5 до 330 м (Беломорско-Кулойское плато), возрастая в депрессиях коренного ложа, погребенных долинах и зонах краевых ледниковых образований. В понижениях дочетвертичного рельефа, где наиболее полно сохранились образования квартера, их разрез усложнен по сравнению с относительно простым его строением на водоразделах. Наиболее крупные палеодолины, предположительно неоген-раннеплейстоценового возраста: Ухтинская на Онежском полуострове, на Беломорско-Кулойском — Мегра-Кепино—Лодемская с глубиной вреза до —120 м; Верхне-Кепино-Куйская с отметками тальвега от —40 до 80 м, до —209 м в районе оз. Золотницкое; Летнеозерско-Торошминская и Нижнетовская с отметками тальвега до —160 м (Черемхина, 2008, Q-37-XXIX, XXX; XXIII, XXIV).

Мощность четвертичного покрова в пределах акватории испытывает резкие колебания от 0 до 100–200 м, составляя в среднем 30–40 м [134, 190]. Наибольшие мощности связаны с древними зрозсионно-тектоническими врезами. Наиболее протяженный и глубокий врез прослеживается вдоль юго-западного крутого борта Кандалакшского грабена. Его основание выделено по данным МОВ ОГТ на глубине до 480 м от уровня моря, а максимальная мощность осадочных образований достигает 200 м в центральной части бассейна, где ледниковый язык из Кандалакшского грабена упирался в трансформную тектоническую зону и сливался с юго-западной лопастью (рис. 7). Кроме того, значительные мощности четвертичных отложений связаны с ледниковыми грядами, развитыми вдоль южного побережья Кольского полуострова (100 м и более). Существенное возрастание мощностей — до 100 м и более — отмечено и в пределах дельты Северной Двины. Мощность четвертичных отложений минимальна на плато к северу от Соловецкого архипелага, а также в пределах Горла Белого моря.

Расчленение образований квартера произведено в соответствии с Унифицированной региональной стратиграфической схемой четвертичных отложений Севера и Северо-Запада Восточно-Европейской платформы, утвержденной МСК в 1984 г. и обновленной в 1999 г., а также с последующими решениями РМСК и МСК вплоть до 2009 г.

В пределах шельфа для составления карты были привлечены новейшие сейсмоакустические данные, полученные ОАО «МАГЭ» в 2003–2008 гг., а также результаты геологических исследований ФГУНПП «Севморгео» и ИО РАН по целевой программе «Мировой океан» (2006–2008 гг.).

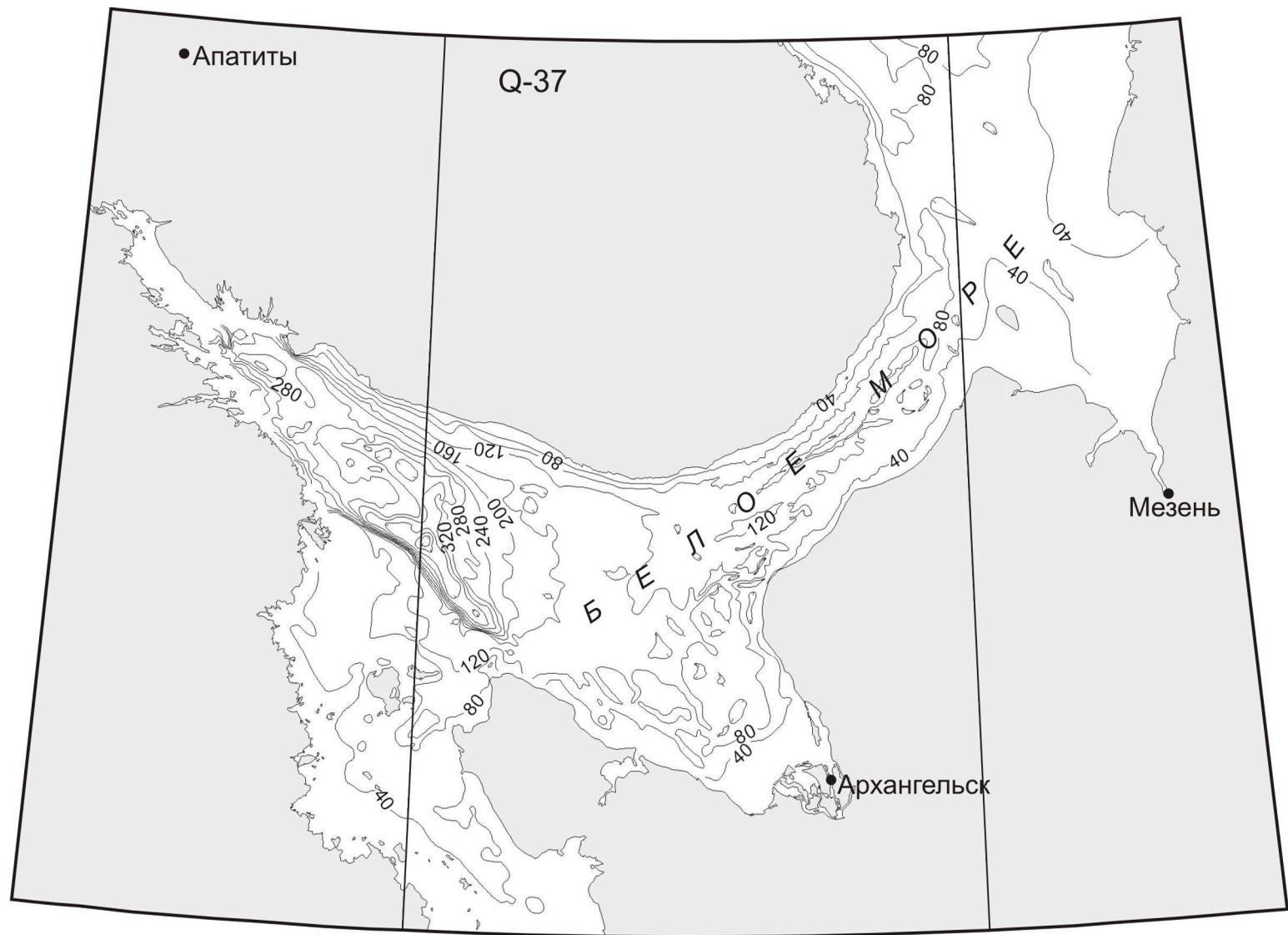


Рис. 7. Схема изогипс подошвы четвертичных образований. Автор В. А. Журавлева.

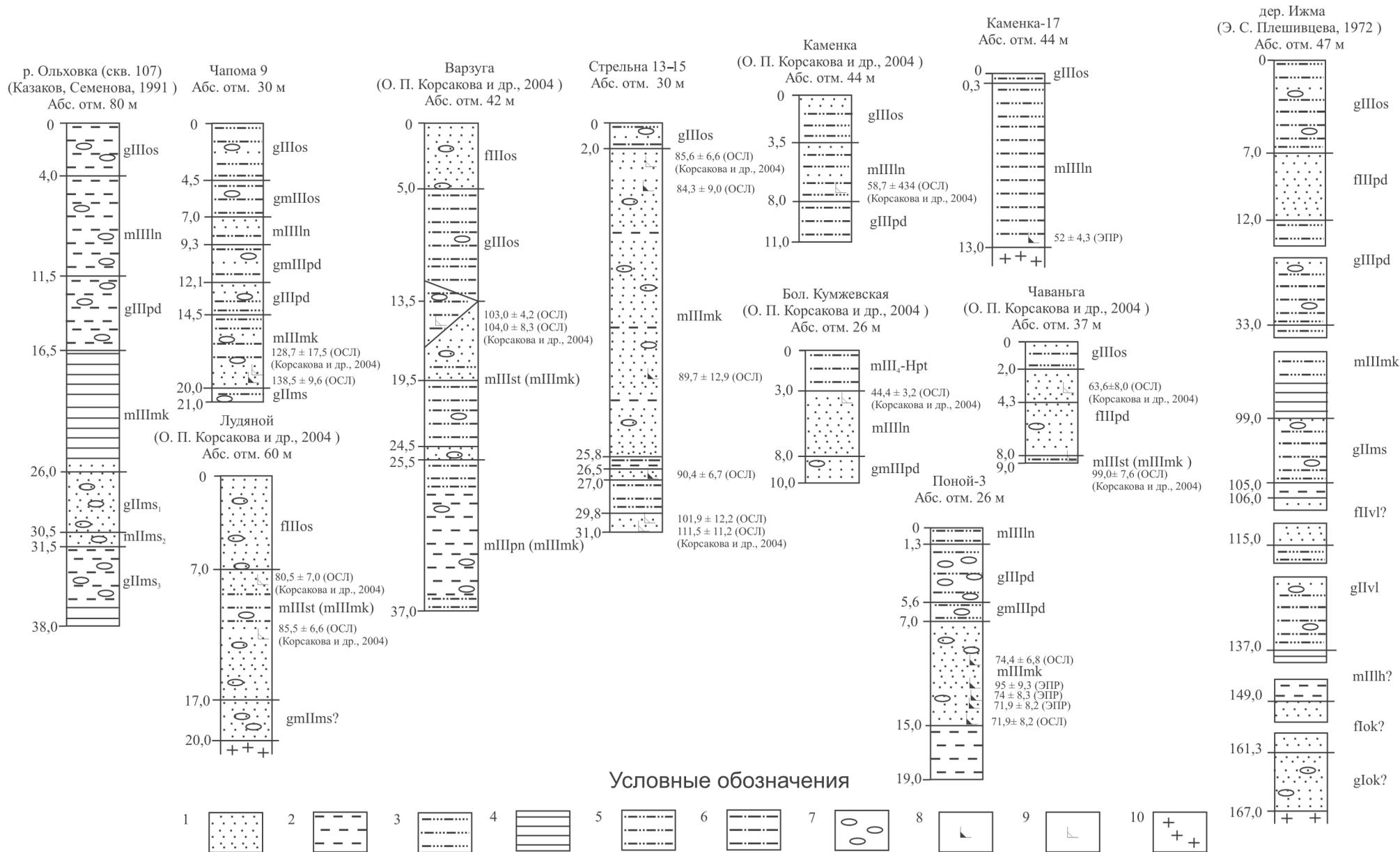


Рис. 8. Схема сопоставления четвертичных образований.

1 — пески, 2 — глины, 3 — супеси, 4 — ленточные глины, 5 — суглинки, 6 — алевроиты, 7 — галька и валуны, 8 — пункты геохронологических определений (ОСЛ — метод оптически стимулированной люминесценции, ЭПР — метод электронного парамагнитного резонанса), 9 — пункты геохронологических определений (определения других авторов), 10 — дочетвертичные образования; gIok? — ледниковые отложения окского горизонта, fIok? — флювиогляциальные отложения окского горизонта, mIIIh? — морские отложения лихвинского горизонта, gIIvl — ледниковые отложения вологодского горизонта, fIIvl? — флювиогляциальные отложения вологодского горизонта, gIImS — ледниковые отложения московского горизонта, mIIIst — стрельнинские слои, mIIIpn — понойские слои, mIIImk — морские отложения микулинского горизонта, gIIIpd — ледниковые отложения подпорожского горизонта, mIIIln — морские отложения ленинградского горизонта, fIIos — флювиогляциальные отложения осташковского горизонта, gIIIos — ледниково-озерные отложения осташковского горизонта, gbnIIIos — ледниковые образования основной морены осташковского горизонта, mIII4-Hpt — морские верхнеплейстоцен-голоценовые отложения (слои портландия).

По сейсмическим и сейсмоакустическим данным (НСП), в строении четвертичной сейсмолиты в акваториальной части выделяются четыре сейсмокомплекса (ССК): ССКI, ССКII, ССКIII и ССКIV, отличающиеся по своим акустическим характеристикам и положению в разрезе (табл. 3).

ССКIV выделяется в основном, по данным МОГТ, в юго-западной прибортовой части Кандалакшского грабена на территориях листов Q-36 и Q-37. Отложения заполняют глубокий врез в рифейских породах. Возможно, в районе крутого склона отложения залегают на кристаллическом основании. Внутри комплекса выделяется эрозионная поверхность, свидетельствующая о том, что заполнение вреза происходило по крайней мере в два этапа. На записи НСП эти отложения представляются как «мутная среда», в которой на отдельных профилях в верхней части разреза прослеживаются отражения от резкой акустической границы, связанной с подошвой этого комплекса. Сверху ССКIV перекрыт отложениями, объединяемыми в ССКII и ССКI. Кровля ССКIV выделяется уверенно как поверхность эрозионного среза. В стратиграфическом отношении этому ССК соответствует только одна толща – mdI–III(?).

ССКIII выделяются на листе Q-37, по данным НСП, вдоль терского побережья и, по данным бурения, в Горле Белого моря. Отложения несогласно залегают на эродированной поверхности палеозойских пород, плащеобразно перекрывая неровности подстилающего рельефа. Внутренняя структура комплекса на сейсмозаписи выглядит как слоистая, иногда прерывисто-слоистая. Подошва и кровля выделяются отчетливо. В стратиграфическом отношении этому ССК соответствует только одна толща – mIIImk.

ССКII широко развит в Белом море и представлен ледниковыми образованиями различного генезиса. На сейсмозаписи проявляется яркими хаотическими отражениями, иногда с признаками разноориентированной слоистости, с черепицеподобными осями синфазности и осями дифракции. Образования ССКII часто формируют рельеф морского дна, заполняют палеодолины. По положению в разрезе выделяются три подкомплекса.

ССКIIa слагает нижнюю часть моренных образований (тектонический тилл) в глубоком протяженном врезе, выделенном на листах Q-36 и Q-37 в Кандалакшском грабене и северо-западной прибортовой части бассейна. В стратиграфической схеме представлен как gIIIpd.

ССКIIб наиболее широко распространен на всех листах в акватории Белого моря. Он представлен основной мореной, покрывающей поверхность морского дна, боковыми и конечными моренами. Мощность ССКIIб весьма изменчива. Наименьшая мощность – в центральной части бассейна, что может быть обусловлено как длительным существованием здесь толщи мертвого льда, так и минимальным экзаризирующим воздействием ледника на ложе депрессии. Наибольшая мощность данного ССК присуща моренным грядам. Этому ССК соответствуют объединенные отложения gIIIos.

ССКIIв формирует выпуклые тела, прислоненные к юго-западному крутому борту Кандалакшского грабена. На хаотической сейсмоакустической записи иногда прослеживаются протяженные отражения, свидетельствующие о многоэтапном формировании этих тел. Это гравитационные

Стратиграфическая шкала					ССК	Индексы стратиграфических подразделений, входящих в состав данного ССК	
Надраздел	Раздел	Звено	Ступень	Горизонт			
		Среднее		Бабушкинский			
		Нижнее		Окский			

отложения, полностью сложенные оползшей мореной и межледниковыми отложениями и в стратиграфическом смысле представлены толщей — mdIII–Н.

ССКIIг формирует выпуклое тело между двух лопастей ледника в центральной части бассейна. Выделяется на сейсмолентах слоистой формой записи с иногда секущей слоистостью. Форма и характер слоистости позволили интерпретировать это тело как оз-mfIII.

ССКИ охватывает широкий спектр поздне-последледниковых отложений, слагающих самую верхнюю часть четвертичных образований: водноледниковых, флювиогляциальных, флювиальных и морских отложений различного генезиса. По характеру записи в составе данного сейсмостратиграфического комплекса можно выделить несколько подкомплексов.

ССКИа. На сейсмоакустической записи проявляются яркими отражениями в виде субгоризонтальной прерывистой слоистости или ряби. Отложения широко распространены в Белом море. Они тяготеют к Карельскому, Терскому берегам и моренным грядам. Отложения плащеобразно залегают, заполняя понижения и сглаживая рельеф подстилающих пород. Границы ССКИа с выше- и нижележащими образованиями резкие. Верхняя граница иногда бугристая в виде ряби. Им соответствуют флювиогляциальные, ледниково-озерные и ледниково-морские отложения (fIIIos, gIIIos, gmIIIos), развитие которых происходило главным образом на завершающих этапах осташковского времени.

ССКИб на записи профилографа отчетливо выделяются в самой верхней части осадочного разреза полупрозрачной записью, часто без видимых внутренних отражений. Плащеобразно перекрывают и нивелируют рельеф подстилающих отложений. Эта запись характеризует морские нефелоид-

ные осадки, венчающие разрез четвертичных отложений и развитые во всех типах депрессий или в пониженных частях рельефа — mnH^{2-3} .

ССКІв формирует выпуклые тела между маргинальными ледниковыми грядами вблизи юго-восточной части Кольского полуострова и у побережья Онежского полуострова. На сейсмоакустической записи представляют собой полупрозрачные линзовидные тела со слабо выраженной слоистостью и проградационной структурой. Они соответствуют морским нефелоидным (плотинным) осадкам — mnH .

ССКІг, как и предыдущий сеймостратиграфический комплекс, является по существу частью ССКІб и выделяется на выходе из Горла в бассейн в зоне дивергенции и ослабления придонных течений. На сейсмозаписи представляет выпуклое аккумулятивное тело со слоистой пологоволнистой структурой. Осадки в нижней части заполняют и нивелируют более древний рельеф, вверху срезаны эрозией, выходят на поверхность дна или перекрыты маломощным слоем нефелоидных отложений. Соответствует отложениям пачки $mfIII-H$.

ССКІе на сейсмозаписи представлен в виде песчаных гряд, волн и рифелей, слагающих комплексы, перекрывающие все подстилающие отложения. Он соответствует волновым и флювиальным приливо-отливным динамическим позднеголоценовым осадкам, широко развитым в Воронке и Мезенском заливе — mfH^3, mvH^3).

Более подробное описание и принципы их выделения приведены ниже в тексте записки.

В основу расчленения отложений квартера положен генетико-климатостратиграфический принцип. Единого мнения относительно происхождения широко распространенных на севере Архангельской области валунных суглинков нет. Целый ряд исследователей отрицает их континентальный ледниковый генезис, считая, что формирование этих отложений происходило только в морских условиях. Авторы считают генезис валунных суглинков и глин ледниковым.

В разрезе толщи четвертичных образований листа выделены нерасчлененные отложения плиоцена—нижнего звена неоплейстоцена и гетерогенные образования нижнего, среднего, верхнего звеньев неоплейстоцена и голоцена (рис. 8).

ПЛИОЦЕН—НИЖНЕЕ ЗВЕНО НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА

Аллювиальные и озерные отложения предположительно плиоцен-раннеплейстоценового возраста ($a, I_N-I?$) вскрыты бурением в Ухтинской впадине в юго-западной части Онежского полуострова и в переуглубленных долинах Беломорско-Кулойского плато на абс. отм. — 59–209 м (подошва) и от +14 до –67,8 м (кровля). Максимальная мощность их 117,1 м. Они залегают на размытых породах венда со стратиграфическим несогласием и перекрываются морскими, озерно-аллювиальными и аллювиальными отложениями лихвинского горизонта. Аллювий представлен песками с базальными галечниками, залегают обычно в нижней части разреза. В составе лимния, залегающего выше, пески с

прослоями алевритов, глин, суглинков и суглинки (дер. Ижма). В алевритах и песках зеленовато-, красновато-, реже розовато-серых горизонтально-слоистых (местами косослоистых) присутствуют прослой серых тонкослоистых алевритов с гравием, галькой и обломками тонкостенных раковин моллюсков. По данным спорово-пыльцевого анализа аллювиальных осадков, можно предположить значительное «остепнение» местности наряду с развитием лесной растительности в условиях умеренного климата.

НЕОПЛЕЙСТОЦЕН

Нижнее звено

Нижнее звено представлено мореной и флювиогляциалом окского горизонта.

Морена окского горизонта (**glok**) мощностью до 3,7 м выполняет нижнюю часть погребенной Ижемской впадины (Плешивцева, 1972). Она вскрыта скважиной в интервале абс. отм. от –116,3 до –120 м и представлена валунными суглинками с включениями песка глинистого. Слабоокатанные валуны представлены гранитами, парагнейсами, биотитовыми сланцами кольско-карельского происхождения, а галька и мелкие угловатые обломки – местными породами (песчаниками и алевролитами). Особенностью минерального состава ледниковых отложений является высокое содержание в тяжелой фракции граната и рудных минералов.

Флювиогляциальные пески окского горизонта (**flok**) мощностью 12,3 м, вскрыты скважиной в Ижемской впадине, залегают на окской морене, перекрыты озерными осадками лихвинского (трубайского) горизонта. Отложения представлены переслаиванием песков бурых, гравелистых, крупнозернистых с песками желтовато-бурыми однородными, песками пылеватыми с редкой угловатой галькой песчаника. Возраст отложений дается на основании их положения под палинологически охарактеризованными лихвинскими (трубайскими) осадками.

Среднее звено

В составе среднего звена неоплейстоцена выделяются отложения лихвинского горизонта и среднерусского надгоризонта, представленного вологодским, горкинским и московским горизонтами.

Лихвинский горизонт. В составе лихвинского горизонта выделяют морские нерасчлененные аллювиальные и озерные отложения. Морские отложения лихвинского возраста (**mIIIh**) вскрыты бурением на восточном побережье Онежского полуострова (район с. Лопшеньга) на абс. отм. от –67,7 до 21,7 м (кровля) и –68 м до 27 м (подошва). Мощность отложений – до 30 м. Они залегают на размытых породах венда и аллювиальных и озерных осадках плиоцена–нижнего неоплейстоцена, перекрываются образованиями горкинского и московского возраста. В составе морских осадков распространены пески слабоглинистые разнозернистые зеленовато-серые,

а также супеси и алевроиты плотные с гравием, остатками обуглившейся растительности, обломками и целыми раковинами морских моллюсков и фораминифер.

Аллювий и лимний лихвинского горизонта (а,IIIh) вскрыты скважинами в пределах переуглубленных впадин дочетвертичного рельефа. Максимальная мощность горизонта в центральной части площади достигает 62 м, где вскрыт наиболее представительный разрез. Абсолютные отметки подошвы от -115 до $+40$ м, кровли от -62 до $+52$ м. Осадки представлены переслаиванием тонких песков, алевроитов серых, красновато-бурых и глин красновато-бурых с горизонтальной нитевидной слоистостью, с линзами песков серых, мелко-среднезернистых с редкой галькой гнейсов окатанной формы. В алевроитах присутствуют включения органического вещества и плохо разложившихся растительных остатков.

Соотношение Sr/Br, по данным спектрального анализа проб из скважины, меняется от 0,1 до 0,2, что свидетельствует об осадконакоплении в пресном бассейне. Для гранулометрических спектров чаще характерна уни-modalность, устойчивый максимум приходится на алевроитовую фракцию. По данным спорово-пыльцевого анализа можно предположить, что зональным типом растительности был лесной. Накопление глин нижней и средней частей разреза проходило в условиях умеренного и достаточно влажного климата. Преобладали хвойные леса, со значительным участием темнохвойных пород и с вкраплениями широколиственных. Время накопления верхней части разреза отличалось похолоданием и увеличением континентальности климата, а также увеличением роли открытых пространств. В лесах происходило снижение участия хвойных и распространение берез.

Среднерусский надгоризонт

В составе среднерусского надгоризонта выделены вологодский, горкинский и московский горизонты. Вологодский горизонт представлен ледниковыми, ледниково-озерными, флювиогляциальными и ледниково-морскими осадками, приуроченными к древним долинам.

Вологодский горизонт. Ледниковые отложения (gIvI) описаны Э. С. Плешивцевой и В. П. Грибом в бассейне низовьев р. Северная Двина (дер. Ижма), представлены несортированными песчано-глинистыми валунными образованиями. Морена вскрыта бурением на глубине 92 м (подошва морены) под морскими осадками горкинского горизонта. На Беломорско-Кулойском плато Л. А. Ершовым морена, отнесенная к вологодскому горизонту, вскрыта бурением в бассейне р. Золотица. Она представлена валунными суглинками и глинами, содержащими до 30 % обломочного материала скандинавского происхождения. Морена подстилается палеозойскими породами и лихвинским маринием. Вскрытая мощность ее 1,5–12 м.

На Онежском полуострове морена вскрыта скважинами в палеодолинах. Максимальная мощность 19 м. Залегает вологодская морена на вендских и нижележащих четвертичных образованиях, а перекрыта толщей флювиогляциальных песков и отложениями горкинского и московского (бабушкинского) горизонтов. Контакт с вышележащими осадками четкий, резкий, с подстилающими — иногда неровный.

Отложения представлены суглинками красновато-буровато-коричневыми, темно-серыми на юге полуострова, неоднородными, тяжелыми, валунными, с гнездами зеленовато-серых и буровато-серых песков с включениями обломочного материала преимущественно местных известняков, песчаников, а также кварца, гранитогнейса.

Результаты гранулометрического анализа свидетельствуют о полимодальности, несортированности осадков и преобладании в них глинистой фракции. В составе тяжелой фракции преобладают амфиболы, черные руды, гранат, эпидот, циркон.

По результатам спорово-пыльцевого анализа можно обнаружить наличие пыльцы древесных, кустарниковых и травянистых растений и спор, которые переотложены из нижележащих озерных и аллювиальных отложений. Также отмечаются переотложенные формы палеозойского, мезозойского и палеогенового возраста. Основными предпосылками для отнесения описанных отложений к вологодским послужило залегание их на палинологически охарактеризованных лихвинских (трубайских).

Флювиогляциальные отложения (fIvI) вскрыты в скважинах в пределах Беломорско-Кулойского плато, представлены разнозернистыми песками с галькой, гравием, иногда с валунами и прослоями галечников. Они залегают на вологодской морене или лихвинских образованиях, перекрываются отложениями горкинского или московского возраста. Мощность их — около 37 м.

Минеральный состав флювиогляциальных песков аналогичен составу минералов в подстилающих ледниковых суглинках. Микрофауну описываемые осадки практически не содержат, лишь переотложенные фораминиферы, аналогичные обнаруженным в нижележащих толщах. По данным спектрального анализа, отношение Sr/Bg равно 0,2, что свидетельствует о пресноводных условиях осадконакопления.

Ледниково-озерные отложения (lgIIvI) вскрыты скважинами, распространены локально и приурочены к древним долинам. Отложения с размывом залегают на ледниковых вологодских или аллювиальных и озерных лихвинских (трубайских) образованиях, а перекрываются морскими горкинскими или ледниково-морскими московскими отложениями. Контакты резкие, обусловленные сменой литологического состава. Гляциолимний представлен песками и песками, переслаивающимися с алевролитами. Пески тонкопереслаивающиеся светло-серые тонкозернистые кварцевые. Алевролиты серые, темно-серые легкие. По плоскостям напластования наблюдаются слюдястые присыпки. Отмечается единичная галька, по составу аналогичная обломочному материалу из нижележащих суглинков. Мощность — до 22 м.

Ледниково-морские отложения (gmIIvI), вскрытые бурением, прослеживаются на отдельных участках в нижней части горизонта, под мореной. Они представлены валунными суглинками и глинами. Наряду с обильными валунами ледниково-морские отложения содержат раковины морских моллюсков. Мощность гляциомариния — до 1 м.

Горкинский горизонт. Отложения этого возраста вскрыты бурением в Архангельской области и представлены морскими отложениями, в некоторых разрезах подстилающимися озерными либо озерно-аллювиальными и аллю-

виальными. Отложения распространены локально, приурочены к древним долинообразным понижениям. Залегают на дочетвертичных образованиях, отложениях вологодского горизонта, перекрываются московской мореной и флювиогляциальными песками или микулинским маринием.

Озерные отложения (IIIgr) вскрыты бурением на Беломорско-Кулойском плато в районе рек Ерна, Кепина и др. на абс. отм. от -13 до -81 м (подошва) до $37,7$ м, $106,8$ м (кровля). Представлены переслаивающимися глинами, алевритами, песками с галькой, гравием. Слоистость преобладает горизонтальная. Мощность достигает $82,5$ м. Результаты диатомового анализа подтверждают пресноводный характер отложений.

Аллювий и лимноаллювий, вскрытый скважинами, на схемах показан в составе озерных отложений. Максимальная мощность — 70 м. Абсолютные отметки кровли колеблются от 50 до 80 м, подошвы от -16 до 40 м. Залегают осадки с размывом на вологодских отложениях, вендских и палеозойских породах. Перекрываются средне-, верхненеоплейстоценовыми и голоценовыми осадками. Контакты резкие, четкие, связанные со сменой литологии и окраски. Для аллювия и лимноаллювия характерно чередование слоев различной мощности (от долей миллиметра до нескольких сантиметров) глин, алевритов, песков. В глинах, алевритах красновато-коричневых — тонкая горизонтальная слоистость, встречаются единичные галька и гравий. Пески светло-серые, серые тонко-, мелкозернистые, преимущественно кварцевые с редкими прослоями до грубозернистых, обогащенных мелкой галькой. В песчаных прослоях наблюдается горизонтальная, косая слоистость.

Соотношение Sr/Bg составляет $0,1-0,2$. Коэффициент битуминозности практически постоянный и равен $0,3$, что также указывает на пресноводные условия осадконакопления. По минеральному составу отложения близки к морским, выделенным на этой территории.

Морские отложения (mIIgr) в долине р. Северная Двина вскрыты бурением на абс. отм. -70 м, -1 м (подошва) до -51 м, -12 м (кровля); представлены глинами с включениями гальки, гравия, обломками тонкостенных раковин, сменяющимися вверх по разрезу песками разнозернистыми с галькой и гравием. При этом низы разреза представлены алевритами, песками с ракушечным детритом, средняя часть — супесями с прослоями песков, верхняя часть сложена глинами. Эти отложения подстилаются горкинским лимнием. Мощность осадков — до 63 м.

В разрезах р. Северная Двина глины с остатками фауны фораминифер мощностью около 15 м изучены Э. С. Плешивцевой и В. П. Грибом. Спорово-пыльцевые комплексы этих отложений отражают климатические условия теплее современных. В них преобладает древесно-кустарниковая растительность. Горкинский мариний во впадинах Беломорско-Кулойского плато характеризуется богатым комплексом фораминифер.

Московский горизонт включает ледниковые, флювиогляциальные, ледниково-озерные и ледниково-морские образования.

Ледниковые отложения (gIIms) широко распространены в Архангельской области, где вскрыты бурением и залегают на абс. отм. -185 м, $+113$ м (подошва). Мощность их — до 53 м, подстилается морена породами палеозоя или морскими осадками горкинского горизонта, перекрывается

микулинскими отложениями. В ее составе преобладают суглинки (реже встречаются супеси) темно-серого, коричневатого-серого, бурого или красно-бурого цвета с включениями до (10–45 %) гравия, гальки и валунов пород местного и скандинавского происхождения. В морене встречаются линзы флювиогляциальных песков мощностью до 2,8 м и ледниково-озерных глин мощностью до 4,2 м. В основании разрезов иногда встречаются ракушечный детрит и немногочисленные раковины фораминифер, обломанных, часто окатанных; по составу раковины представлены видами, которые доминируют в подстилающем горкинском маринии.

В пределах Кольского полуострова московская морена вскрывается в естественных обнажениях в долинах рек в прибрежной части, а также в скважинах. Она залегает на коренных породах, перекрыта микулинскими морскими осадками и сложена супесью светло-, темно-серой или коричневатой-бурой плотной, иногда вишневой, содержащей 10–40 % гравия, гальки и валунов. Мощность редко превышает 4 м. Гранулометрические спектры мелкозема, типичные для морен – полимодальное распределение, высокое содержание глины и алеврита (в сумме до 42 %), поэтому мелкозернистая ветвь открыта, грубозернистая закрыта (разрез на р. Чапома). Необходимо отметить, что для морен, при формировании которых ледниковый язык захватывал шельфовую часть, характерно именно такое распределение. При формировании морен на континентальной части гранулометрический спектр характеризуется открытостью и мелкозернистостью, и грубозернистостью ветви.

На Терском берегу Кольского полуострова (скв. 107, Казаков, 1991) в составе московского горизонта выделены три части. Нижняя и верхняя части – морена, разделяющая их средняя – морские отложения, которые, возможно, сформировались в межстадиальное потепление. Мощность московского горизонта здесь достигает 12 м. Не исключено, что средняя часть (морские отложения) сформировалась в домосковское время – горкинское; в этом случае можно предположить, что нижняя часть – морена – сформировалась в вологодское время.

В пределах шельфа отложения морены московского возраста не установлены. Однако корни древнего ледника, по данным НСАП, прослеживаются в северном врезе Кандалакшского желоба, где в основании разреза залегает сильно дислоцированная толща со складками течения, компрессионными складками и дизъюнктивными деформациями, а также каналами протаивания. Верхняя часть этих предполагаемых моренных отложений срезана поздними экзарационными процессами и перекрыта более молодыми моренными образованиями, водно-ледниковыми и морскими осадками.

Водно-ледниковые осадки московского горизонта вскрыты бурением только в пределах Архангельской области. Флювиогляциальные отложения (fIIms) залегают в виде прослоев и линз в морене, а также перекрывают и подстилают ее. Мощность их – до 22,6 м. В составе отложений преобладают пески, пески с галькой, реже встречаются галечники.

Ледниково-озерные отложения (lgIIms) характеризуются глинистым или песчано-глинистым составом. Чаще всего они встречаются в виде прослоев и линз в морене. Мощность их достигает 17,4 м.

Ледниково-морские отложения (gmIms) в Архангельской области изучены по данным многих скважин, широко распространены в районе работ, как на водоразделах, так и в понижениях рельефа. Абсолютные отметки подошвы — от —33 до 120 м, кровли — от 10 м в низинах до 141 м на водоразделах. Максимальная мощность 53 м вскрыта на севере площади листа Q-37-XXIV.

На водораздельных пространствах отложения часто представлены суглинками красновато-буровато-коричневыми плотными, комковатыми, с гнездами песка серого мелкозернистого кварцевого, с гравием и галькой. На пониженных участках рельефа отложения представлены в основном суглинками серыми, коричневато-серыми плотными тяжелыми глинистыми, часто с обломками морских раковин по всему разрезу. Содержание гальки и гравия достигает 15—20 %.

Часто в подошве описываемых отложений залегают галечники, иногда довольно мощные. Микроэлементный состав не отражает значительных изменений по сравнению с подстилающими горкинскими отложениями. Геохимические кривые довольно четко показывают нестабильные условия во время накопления осадков. Прослеживается существование межстадиальных отложений среди «холодного» ледникового комплекса.

В минеральном составе отмечается рост содержания основных минералов тяжелой фракции по сравнению с вологодской мореной за счет привноса обломочного материала карело-кольского происхождения. Карбонатность толщи в целом повышена за счет залегания большей части ледниково-морских отложений на образованиях карбона и перми. Спорово-пыльцевые комплексы отражают существование прохладного, умеренно влажного климата.

Ледниково-морские отложения Кольского полуострова прослеживаются локально в нижней части толщи морены, мощность их — до 10—12 м. Гляциомариний, наряду с обломочным материалом местных пород и пород скандинавского происхождения, содержит ракушечный детрит и целые тонкостенные раковины морских моллюсков.

Верхнее звено

Верхнее звено неоплейстоцена представлено микулинским горизонтом и валдайским надгоризонтом, который включает подпорожский, ленинградский и осташковский горизонты. Микулинский горизонт рассматривается в объеме стадии 5 изотопно-кислородной шкалы (ИКШ). На Кольском полуострове выделены пять стадиалов: первый — термостадиал (стадия 5e ИКШ), второй — криостадиал (стадия 5d ИКШ), третий — термостадиал (стадия 5c ИКШ), четвертый — криостадиал (стадия 5b ИКШ), пятый — термостадиал (стадия 5a ИКШ). Подпорожский горизонт соответствует стадии 4 ИКШ, ленинградский — стадии 3 ИКШ, осташковский — стадии 2. В пределах Архангельской области микулинский горизонт (стадия 5a-e ИКШ) рассматривается в целом, без деления на стадиалы.

Микулинский горизонт. Микулинские отложения являются реперным горизонтом для четвертичных образований. Его отложения изучены в целом ряде обнажений, разброс относительных превышений, где они были

найденны, достаточно широк, например, в пределах долины р. Поной — от 4 до 110 м. На карте четвертичных образований микулинские отложения показаны единым геологическим телом, характеристика стадиялов дана по результатам изучения разрезов Кольского полуострова.

Морские отложения микулинского горизонта (mIII_{mk}) на территории Мурманской области приурочены главным образом к побережью Кольского полуострова, где они обнажаются в долинах рек Варзуга, Малая Качковка, Чапома и др., видимая мощность их достигает 30 м. В разрезе на р. Чапома микулинский мариний залегает между моренами, в ряде случаев верхи разрезов размывты, и морские отложения не перекрыты мореной, как, например, в разрезах на р. Поной на абс. отм. около 110 м.

Морские отложения, отвечающие первому стадиалу (5e ИКШ), достоверно определены в разрезах р. Чапома. Локально осадки представлены мелководными и глубоководными фациями. Среди мелководных образований преобладают песчаные, песчано-галечные и состоящие в основном из обломков раковин отложения прибрежной зоны. Глубоководные осадки, распространенные ограниченно, представлены суглинками и глинами. Авторами получены две датировки методом электронного парамагнитного резонанса (ЭПР) из отложений, залегающих в основании морской толщи — $134,5 \pm 9,5$ тыс. лет (RLQG 395-1-039) и $138,5 \pm 9,6$ тыс. лет (RLQG 395-2-039). Ранее О. П. Корсаковой и др. (2004 г.) были получены датировки тех же отложений методом электронного парамагнитного резонанса — $128,7 \pm 7,5$ тыс. лет (Tln 268—010).

Палинологические спектры первого стадиала отражают условия от перигляциальных до теплых, близких к современным, иногда более благоприятных, и вновь до перигляциальных. Комплексы морских и пресноводных диатомовых водорослей из отложений микулинского горизонта также указывают на существование тепловодных бассейнов. Выделяются беломорский и баренцевоморский прибрежные комплексы диатомей, различия между которыми обусловлены средой обитания.

Выделен понойский комплекс фораминифер. Различаются три разновозрастные ассоциации, соответствующие стадиям развития бореальной трансгрессии: от ее начального этапа до максимума и регрессии. Комплекс фораминифер, представленный 81 видом, складывается лузитанскими, бореальными, бореально-арктическими формами. Доминируют бореальные и аркто-бореальные виды, которые составляют 15 %. Раковины морских моллюсков представлены арктическими, бореальными и преимущественно бореальными, бореально-лузитанскими, арктическо-бореальными видами. Отложения бореальной трансгрессии (первый стадиал, 5e ИКШ) соответствуют понойским слоям, ранее выделенным В. Я. Евзеровым.

Морские осадки второго и четвертого стадиялов формировались в условиях более прохладных, чем современные (разрезы на реках Стрельна, Варзуга, Чаваньга, руч. Лудяной). Условия осадконакопления во время третьего и пятого стадиялов были теплее, чем во время второго и четвертого, однако холоднее, чем во время первого. Отложения соответствуют так называемым стрельнинским слоям.

Палинологические спектры второго—пятого стадиялов запечатлели в целом ухудшение условий, и на их фоне некоторые потепления, соответствующие стадиям 5b и 5a. Среди морских диатомовых второго—пятого стадиялов

выделены беломорские и баренцевоморские комплексы. Беломорские комплексы второго—пятого стадиалов отличаются плохой сохранностью, невысокой концентрацией, скудностью видового состава. Баренцевоморские комплексы близки к таковым стадиала 5е ИКШ. Похолодания, соответствующие второму и четвертому стадиалам, отмечаются резким обеднением видового и количественного состава диатомей.

Состав фораминифер так называемого «стрельнинского комплекса» (второй—пятый стадиалы) значительно уступает «понойскому» (первый стадиал) как по разнообразию видов, так и по количеству особей. В нем насчитывается 40 видов. Группа арктических и бореально-арктических видов в процентном отношении уступает группе аркто-бореальных и бореальных видов (соответственно 37,5 и 44,5 %). Бореально-лузитанские формы составляют 5 % при полном отсутствии лузитанских элементов. Комплекс является аркто-бореальным. Раковины моллюсков представлены аркто-бореальными и преимущественно арктическими видами.

Для морских осадков второго—пятого стадиалов авторами получены датировки методами ОСЛ и ЭПР в диапазоне от $111,5 \pm 11,2$ тыс. лет до $72 \pm 6,1$ тыс. лет. (анализы выполнены А. Н. Молодьковым в Лаборатории четвертичной геохронологии Таллиннского технологического университета). Образования второго—пятого стадиалов соотносятся с беломорской трансгрессией.

Опорным для микулинских морских отложений является разрез на р. Поной, изученный геохронологическими, палеонтологическими (спорово-пыльцевой и диатомовый анализы, определение фораминифер и малакофауны), геохимическими и литологическими методами. Отложения микулинского моря в понойском разрезе перекрыты подпорожскими ледниковыми (ледниково-морскими?) образованиями. Однако в понойском разрезе не вскрыта часть, соответствующая основанию разреза на р. Чапوما. В основании Чапомского залегают пески, в которых сохранились целые раковины и обломки раковин. Выше залегают суглинки и супеси с мелкими обломками раковин. Морские отложения здесь перекрыты подпорожской мореной.

В Понойском разрезе в нижней части вскрыты глины видимой мощностью около 4 м, в них на определенных уровнях в узких интервалах встречены обломки раковин. Средняя часть представлена песками с редкорассеянными галькой и гравием, с обломками раковин, которые постепенно замещаются детритом. В верхней части содержание гальки, гравия увеличивается. В целом выделяются трансгрессивная и регрессивная стадии крупной трансгрессии. Наиболее результативным оказалось изучение состава фораминифер (аналитик Г. В. Степанова). Во время трансгрессивной стадии сформировался комплекс с *Elphidium boreale*. Начальный этап трансгрессии отражает подкомплекс А. Ассоциация фораминифер характеризует накопление осадков в неглубоком, относительно тепловодном морском бассейне с несколько пониженной соленостью. Дальнейшее развитие трансгрессии, углубление морского бассейна и улучшение условий существования фораминифер отражает ассоциация подкомплекса Б. По сравнению с предыдущей она указывает на углубление моря, потепление его вод и повышение солености до нормальной океанической. Смена комплекса с *Elphidium boreale* на комплекс с *Cibicides rotundatus* указывает на резкое об-

меление бассейна. Ассоциация фораминифер, выделенная в подкомплексе А комплекса с *Cibicides rotundatus* отражает, наряду с обмелением бассейна, дальнейшее повышение температуры вод. Уменьшение количества бореально-лузитанской *Trifarina angulosa* в составе подкомплекса Б комплекса с *Cibicides rotundatus*, а также некоторое уменьшение общей численности фораминифер в пробах указывает на ухудшение условий их существования, возможно понижение температуры вод.

Третий–пятый этапы наиболее полно представлены в разрезе на р. Стрельна. Здесь получены датировки методами ЭПР и ОСЛ в диапазоне от $111,5 \pm 12,4$ тыс. лет (Tln 346-073) (Корсакова и др., 2004) до $84,3 \pm 9,0$ тыс. лет (RLQG 1857-118). Авторами получено три датировки в этом диапазоне. Основание разреза не вскрыто, морские осадки перекрыты остатковской мореной. Отложения представлены в нижней части песками с редко рассеянными раковинами (1,3 м), выше – супесями с рассеянной в них галькой (3,0 м), выше – глинами (0,7 м), затем мощной толщей песков горизонтальнослоистых, волнистослоистых, редко косослоистых (22 м). Венчают морские отложения глины, переслаивающиеся с песками (4 м). Для всех отложений характерны унимодальные распределения, редко бимодальные, мода меняется в зависимости от преобладающей фракции. Ветви либо обе открыты, либо закрыта мелкозернистая. В верхних глинах встречены единичные створки морских диатомовых водорослей *Coscinodiscus* sp. и прибрежного диатомового вида *Paralia sulcata*.

В Архангельской области морские отложения бореальной трансгрессии широко распространены в Онежской и Северо-Двинской впадинах и обнажаются в долинах р. Северная Двина и ее притоков, а также в долинах более мелких рек бассейна Белого моря. Абсолютная высота их подошвы изменяется в пределах –156, 94 м, кровли –24, 132 м. Максимальная вскрытая мощность отложений достигает 132,5 м, обычно не превышает 40 м. Залегают они на размытых отложениях московского горизонта, горкинском маринии или на дочетвертичных породах, а перекрывается гетерогенными образованиями валдайского надгоризонта. По литологическому составу и составу остатков фауны и флоры могут быть выделены три пачки морских осадков. Нижняя пачка представлена глинами, супесями и суглинками темно-серыми или коричневыми с гравием, галькой, мелкими валунами и остатками арктических видов малакофауны. Спорово-пыльцевой комплекс свидетельствует о холодном сухом климате.

В составе остатков малакофауны и ракообразных средней пачки, сложенной коричневатой и зеленоватой-серыми глинами с гнездами мелкозернистого песка и мелкой гальки, кроме арктических и аркто-бореальных видов встречены бореальные и преимущественно бореальные виды, что свидетельствует об изменении термического режима водоема и улучшении климатических условий.

Верхняя пачка сложена темно-серыми песчанистыми глинами с маломощными прослоями тонко- и мелкозернистых песков, сменяющихся вверх по разрезу песками с прослоями грубозернистых песков, гравия, галечников. Палинологические исследования говорят об ухудшении климатических условий в период регрессии моря и развитии на побережье приледниковой растительности.

Морские отложения в пределах акватории Белого моря выделены по данным сейсмоакустического профилирования в глубоких врезках, а также в Горле Белого моря. Они подстилают ледниковые образования осташковского возраста (рис. 9). На записи НСАП для них характерны протяженные, иногда прерывистые яркие отражения. Отложения вскрыты буровой скв. 2, располагающейся вблизи устья р. Верхняя Золотица, где представлены 10-метровой толщиной глинистых песков с многочисленным раковинным детритом. Возраст песков, по данным термолюминесцентного анализа, составляет от 110 до 160 тыс. лет [181]. По стратиграфическому положению данная толща относится к низам разреза микулинских отложений, вскрытых в береговых разрезах. Мощность их в отдельных депрессиях может достигать 100 м [181], но обычно не превышает 10–30 м.

Озерные микулинские отложения (III_{mk}), известные только в Архангельской области, залегают на московской морене или морских осадках бореальной трансгрессии, реже – в понижениях дочетвертичного рельефа. Локально развиты лимний и алювиомариний, не выделенные в легенде карты в самостоятельное подразделение. Перекрыты они ледниковыми и водно-ледниковыми образованиями валдайского надгоризонта. Мощность – до 33 м. Представлены озерные осадки песками среднезернистыми с линзами и прослоями крупнозернистых песков с галькой, средне-, мелкозернистыми песками с частыми прослоями супеси и глины, супесями, суглинками и глинами темно-серыми иногда горизонтально-слоистыми с окатанной галькой и тонкостенным ракушечным детритом. В песках наблюдается косая волнистая слоистость. Состав остатков диатомовой флоры указывает на пресноводный характер отложений.

Лимний и алювиомариний развиты локально, приурочены к депрессиям в рельефе и залегают в виде линз на отложениях московского горизонта и морских микулинских осадках, а перекрываются валдайскими отложениями. Абсолютные отметки подошвы изменяются от 87 до 142 м, кровли – от 93 до 170 м. Максимальная мощность – 26 м. Отложения представлены песками серыми, желтовато-, коричневатосерыми разнозернистыми, в основании часто грубозернистыми с прослоями, содержащими гравий и гальку. Выше по разрезу появляются прослои глины коричневой, плотной, пластичной, супеси коричневатосерой.

Валдайский надгоризонт

Валдайский надгоризонт включает подпорожский, ленинградский и осташковский горизонты. Подпорожский горизонт представлен мореной покровного ледника, флювиогляциальными и ледниково-морскими отложениями.

В разрезах ледниковые образования подпорожского и осташковского горизонтов часто трудно различимы. Подпорожская морена (gIII_{pd}) достоверно установлена О. П. Корсаковой и В. В. Колькой в разрезе р. Каменка (мощность около 5 м) [109], авторами морена установлена и изучена в разрезах на р. Поной (мощность 4,3 м) и на р. Чапома (мощность – около 3 м). Подпорожская морена залегают на микулинских отложениях,

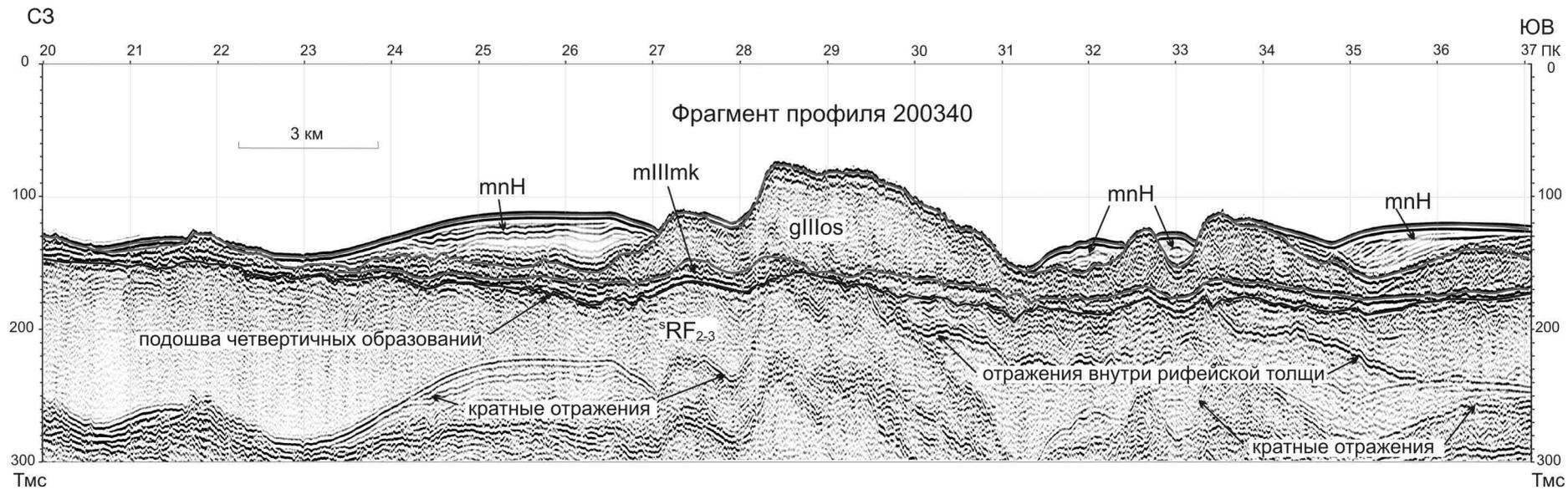


Рис. 9. Характер соотношения морских микулинских отложений и краевой осташковской морены. *Интерпретация В. А. Журавлева.*

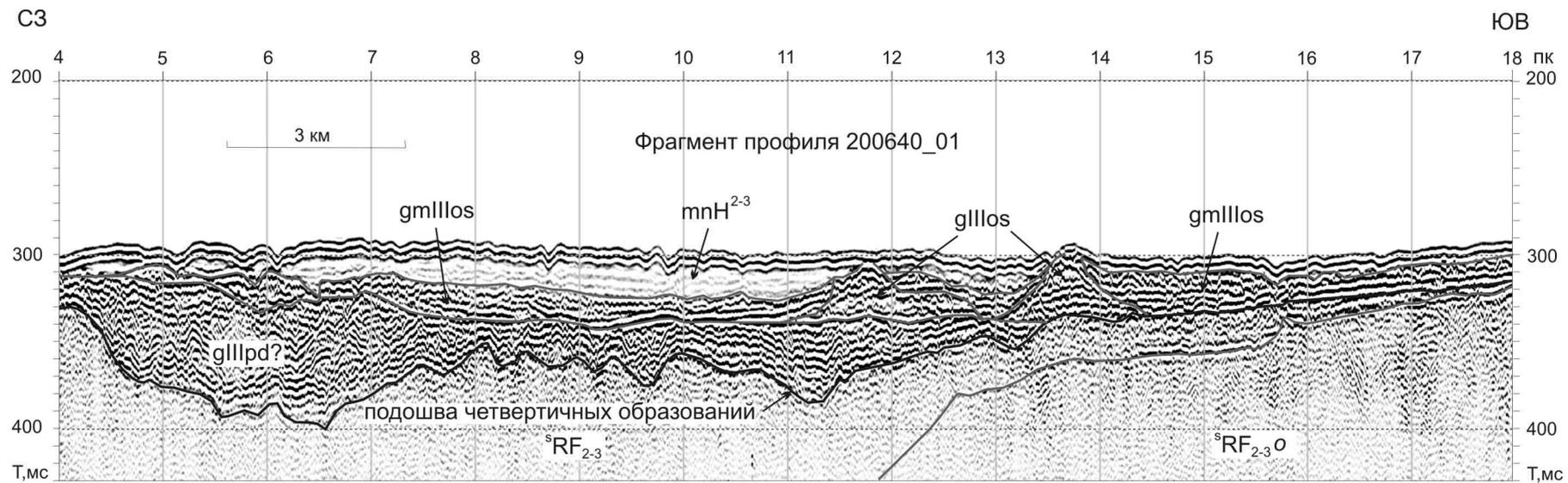


Рис. 10. Строение четвертичных образований в центральной части Белого моря. Интерпретация В. А. Журавлева.

представлена валунными супесями. В морене, вскрытой Понойским разрезом, отсутствуют фораминиферы и диатомеи. Спорово-пыльцевые спектры характеризуются абсолютным господством кустарничка *Betula panna*, кустарничков р. *Vaccinium*, и зеленых мхов *Bruales*. В период формирования отложений растительный покров, видимо, развивался по периферии ледовой массы и был представлен ерниково-лишайниковой и кустарничковой тундрой *Vacciniumvitisidaea*, что характерно для суровых климатических условий (заключение Э. С. Плешивцевой). Морена в Чапомском разрезе включает блоки песков, валунно-галечного материала, интенсивно смятых.

В Архангельской области подпорожская морена покровного оледенения выделена в пределах Зимнего Берега. Она залегает на микулинских осадках, реже дочетвертичных отложениях, перекрывается ленинградскими или осташковскими образованиями. Морена представлена валунными глинами, суглинками красноватыми или коричневатыми. Содержание гальки, гравия, валунов от 10 до 30 %, в составе обломочного материала породы местного и скандинавского происхождения. Очень редко встречаются перетолженные обломки раковин фораминифер и панцирей диатомей. Геохимические характеристики однозначно указывают на континентальный генезис осадков. Мощность морены — до 28 м.

В отдельных районах дна Белого моря, по данным геофизического профилирования подпорожские, ледниковые отложения выделены условно (рис. 10). Они по своему положению в разрезе и по данным микропалеонтологического анализа являются более древними, чем осташковская морена. Наиболее крупные тела морены приурочены к южному склону Кандалакшского грабена, севернее Соловецкого архипелага. В длину они достигают 60 км, при ширине 10–15 км, имеют среднюю мощность 50–60 м (максимально — 100 м). Эти отложения формируют четко выраженные аккумулятивные тела выпуклой формы, «прислоненные» к другому склону Кандалакшского грабена. На сейсмограммах отложения отделяются от вышележащих ледниковых образований довольно четкой и неровной границей. Основываясь на косвенных признаках, можно отнести их к мореным и межморенным отложениям ранневалдайского, а возможно, и более древнего возраста.

Флювиогляциальные отложения (fIIIpd) мощностью около 6 м описаны в разрезе р. Чаваньга [109]. Подпорожский флювиогляциал залегает на микулинских морских отложениях (стрельнинских слоях), перекрыт осташковской мореной, представлен песками с галькой, гравием, валунами, в верхней части — песками мелкозернистыми. В галечно-гравийно-песчаных осадках в верхней части присутствуют прослойки и линзы песков мелкозернистых тонкослоистых. Переход к пескам постепенный. Для песков характерна невыдержанная горизонтальная слоистость. На абс. отм. 33 м был определен возраст песков — $63,6 \pm 8,0$ тыс. лет (Тпн 1582-103).

Ледниково-морские отложения (gmIIIpd) выделены в Архангельской области на Онежском полуострове. Они залегают на микулинских отложениях, перекрываются морскими осадками ленинградского горизонта. Мощность их достигает 30,0 м. Гляциомариний представлен глинами серыми, коричневато-серыми, иногда горизонтально- или волнистослоистыми. Глины

содержат включения гравия, гальки и мелких валунов гранитогнейсов, алевролитов и аргиллитов, а также раковины фораминифер и обуглившиеся растительные остатки. В составе фораминифер отмечены виды, не встреченные в подстилающих гляциомариний микулинских отложениях. Бедный состав микрофауны и ее угнетенный облик свидетельствует о неблагоприятных условиях для ее обитания. Результаты палинологических исследований также указывают на суровый климат в период формирования осадков, подтверждая их образование в период оледенения.

На Кольском полуострове ледниково-морские отложения предположительно выделены в Чапомском разрезе, где они с постепенной границей залегают на ледниковых подпорожской морены и перекрыты морскими отложениями ленинградского мариния. Отложения представлены супесями сухими серыми с мелкой галькой (~10%), с прослоями супесей сухих серых комковатых с пятнами иссиня-черными, темными (за счет органики), с редкой мелкой галькой, песков тонкозернистых глинистых серых слоистых. Слойки не выдержаны по простиранию и по мощности, границы их нечеткие.

Ленинградский горизонт включает морские и нерасчлененные озерные отложения.

Морские отложения (mIII_{ln}) на Кольском полуострове в пределах листа достоверно установлены только в разрезе на р. Каменка (Корсакова и др., 2004), с меньшей степенью достоверности — в разрезе на р. Поной и в Чапомском разрезе. Мощность их достигает 4,5 м, возможно, более. Мариний залегают между подпорожской и осташковской моренами, представлен песками, супесями, суглинками. Мелкозем ленинградского мариния отличается от мелкозема ледниково-морских отложений по гранулометрическому спектру более четко выраженными размерами 0,063–0,050 мм. Методом ЭПР получена датировка толщи в Каменском разрезе — $58,7 \pm 4,4$ тыс. лет (T_{ln} 344-073) (Корсакова и др., 2004), авторами получена близкая датировка в том же разрезе — $52 \pm 4,3$ (RLQG 416-119). По содержанию субфоссилий толща имеет интерстадиальный облик. Фораминиферовый комплекс по сравнению с микулинскими отложениями (Поннойский разрез), обеднен — образцы содержат небогатый комплекс немногочисленных фораминифер. Доминирует *Cibicides rotundatus*. Во всех образцах встречены также *Islandiella helenaе* и *Cassidulina subacuta* (заключение Г. В. Степановой). Спорово-пыльцевые спектры отражают условия межстадиала. Произрастали березовые редколесья, представленные древесными видами берез и кустарниковой березкой *Vetula nana* с участием кустарничков р. *Vaccinium*, р. *Empetrum* (заключение Э. С. Плешивцевой). В разрезе на р. Каменка в двух образцах встречены единичные спикулы губок (заключение З. В. Пушиной).

В Архангельской области выделены отложения беломорской трансгрессии, которые здесь и ранее относились, и в настоящее время относятся к ленинградскому горизонту. Необходимо отметить, что на Кольском полуострове отложения беломорской трансгрессии относятся к верхам микулинского горизонта. В Архангельской области эти осадки залегают на микулинских, реже подпорожских отложениях на абсолютных отметках до 50 м под осташковской мореной. Мощность их достигает 53,8 м. Возможно, часть осадков, выделенных в качестве беломорских, при дальнейшем изучении будет также отнесена ко второму–пятому стадиалам микулинского горизонта.

Наиболее полные разрезы морских отложений имеют трехчленное строение, отвечающее трем стадиям развития бассейна осадконакопления. Ранне-трансгрессивные слои представлены песками с гравием и галькой; глубоководная (позднетрансгрессивная) фация сложена глинами, суглинками с растительными остатками и обломками раковин моллюсков. Верхняя, регрессивная часть разреза — песчаная с включениями гальки, гравия, с обломками раковин. В этих отложениях слоистость горизонтальная, волнистая, диагональная. В песке встречаются хорошоокатанная галька, изредка валуны и раковины морских моллюсков. По данным палинологических исследований, на морском побережье господствовали березовые леса.

В пределах шельфа отложения средневалдайского возраста не показаны. Однако, в Онежском заливе, к северо-востоку от о-ва Большой Жужмуй, донным пробоотбором вскрыты плотные коричневые глины с высоким содержанием каолинита, с намечающейся субгоризонтальной цветовой полосчатостью, которые с размывом перекрываются маломощным горизонтом пелитовых осадков голоценового возраста [252]. Данные спорово-пыльцевого анализа глин хорошо согласуются со спорово-пыльцевыми спектрами, изученными в толще песчано-глинистых отложений, расположенной на западном побережье Онежского полуострова и отнесенной к ленинградскому межстадиальному горизонту. Возраст подтверждается результатами палеомагнитного анализа, который дает около 42 тыс. лет [113]. Тем не менее, учитывая локальное распространение описываемой толщи, а также не полную ясность ее положения в разрезе (пробоотборником не удалось взять подстилающие отложения), вопрос о возрасте нельзя считать окончательно решенным.

Озерные осадки (IIIIn) известны только в Архангельской области, где вскрыты скважинами. Они представлены суглинками с редким гравием и галькой с остатками обугленной органики. Озерные отложения залегают между подпорожскими и осташковскими образованиями. Вскрытая мощность — до 4,7 м. Спорово-пыльцевые диаграммы имеют межстадиальный характер, данные диатомового анализа позволяют говорить о пресноводном генезисе отложений. Анализ водной вытяжки дает крайне низкие значения основных характеристик, свойственные континентальным отложениям. Термолюминесцентный анализ песков в разрезе Трепузово показал время формирования 54 ± 4 тыс. лет.

Осташковский горизонт представлен основной и краевой моренами покровных ледников (на шельфе они не разделены), ледниково-озерными, флювиогляциальными и ледниково-морскими осадками. Осташковский горизонт рассматривается нами как единое стратиграфическое подразделение в связи с отсутствием стратотипических разрезов, которые позволили бы выделить стадийные и межстадиальные слои.

Ледниковые образования основной нормально-пластовой морены (g_{bn} IIIos) залегают с поверхности на породах докембрия и палеозоя или образованиях ленинградского, подпорожского горизонтов и других разновозрастных отложениях. Средняя мощность составляет 3–7 м, максимальная — до 50 м.

На территории Кольского полуострова морена представлена серыми или коричневатобурными валунными супесями, реже суглинками. В их со-

ставе гравия, гальки и валунов преобладают магматические и метаморфические породы Балтийского щита как местного, так и эрратического происхождения. Для гранулометрического состава мелкозема выдерживается та же закономерность, что и для мелкозема московской морены — для морен, при формировании которых ледниковый язык захватывал шельфовую часть, характерна открытость только мелкозернистой части, сформировавшихся на континентальной части — открытость и мелкозернистой ветви, и грубозернистой.

В пределах Беломорско-Кулойского плато и Онежского полуострова мелкозем морены имеет преимущественно глинистый и суглинистый, изредка песчаный или супесчаный состав. Обломочный материал морены свидетельствует о ее генетической связи со скандинавским центром оледенения: наряду с местными осадочными породами часто встречаются изверженные и метаморфические породы Балтийского щита.

В пределах шельфа морена (g_{IIIos}) сплошным чехлом перекрывает коренные породы в северо-западной части Белого моря, часто формирует рельеф донной поверхности и опознается по характерной «хаотической» записи. Морена имеет четкие контакты как с перекрывающими неоплейстоцен-голоценовыми отложениями, так и подстилающими кристаллическими породами фундамента. Мощность морены составляет 10–50 м. Наибольшей мощности она достигает у выступов коренного ложа. В центральной части глубоководной впадины образования основной морены имеют наименьшую мощность или совсем отсутствуют. Это может быть связано как с особенностями гляциодинамики, так и с длительным существованием здесь поля «мертвого» льда. Мощность основной морены вновь увеличивается в Онежском заливе, особенно у Онежского полуострова и Зимнего Берега. Здесь морена покрывает чехлом коренные породы, заполняет глубокие врезы палеодолин, выполаживая эрозионно-тектонический рельеф. В низах толщи отмечены признаки слоистости, и она может быть сложена более древними образованиями, чем осташковские. Ледниковые отложения были вскрыты вибротрубками в северной части Кандалакшского залива, где сложены глинистыми песками с большим содержанием валунно-щебнистых обломков кристаллических пород. Для ледниковых образований характерны очень высокая плотность, специфическая «кексоподобная» текстура и наличие небольшого количества сильно деформированной пыльцы.

Краевые морены покровного ледника ($g_k IIIos$) образуют гряды и системы гряд на Терском Берегу Белого моря, перемежающиеся с грядами водно-ледникового происхождения; кроме того, отдельные гряды наблюдаются на Беломорско-Кулойском плато. В целом краевая морена покровного ледника представлена валунными супесями с линзами песков и галечно-песчаного материала, литологически отличается от основной морены большим содержанием валунов, глыб, отломов, гальки. Мощность — до 50 м.

В пределах шельфа краевые моренные образования (на карте они не отделены от основной морены) являются одной из наиболее заметных морфоскульптур, формирующих современную поверхность морского дна. Маргинальные морены в виде двух гряд протягиваются с Кольского полуострова вдоль Терского Берега от устья р. Оленица до Горла Белого моря (рис. 9).

Мощность гряд достигает 100 м. Краевой комплекс моренных образований, по данным НСП, развит вдоль Зимнего Берега в Двинском заливе, а также у северо-западной оконечности Онежского полуострова. Широко развиты моренные образования и в Горле. Здесь они в значительной степени эродированы и вытянуты в северо-восточном направлении. Мощности моренных гряд иногда достигает 50 м, составляет в среднем около 20 м, уменьшается в северном направлении. Особенно крупные гряды протягиваются от мыса Воронов к о-ву Моржовец, мощность ледниковых отложений здесь достигает 60–80 м. Гряды асимметричны с крутым северным и относительно пологим южным склонами. Внутри гряд отмечаются протяженные отражающие горизонты, которые могут разделять стадияльные морены. Возраст морен определяется положением в разрезе, связью с краевыми комплексами на суше и возрастом перекрывающих осадков. По данным грунтового пробоботра, моренные образования представлены глинистыми песками и песчаными глинами с высоким содержанием обломков кристаллических пород. Отложения характеризуются высокой плотностью (до 2,3 г/см³), кексоподобной текстурой.

Флювиогляциальные отложения (fПлос) врезаются в осташковскую морену и образуют долинные и площадные зандры. Они вскрыты многими скважинами, обнажаются в эрозионных уступах рек, максимальная мощность 60 м. Флювиогляциальные пески залегают на осташковской морене, реже на микулинских осадках, в центральной части Беломоро-Кулойского поднятия непосредственно на дочетвертичных образованиях. В редких случаях во флювиогляциальные отложения вложены озерно-аллювиальные и аллювиальные осадки. Флювиогляциальные отложения представлены песками серыми, желтовато-коричневато-серыми разномерными полимиктовыми, существенно кварцевыми, хорошо промытыми, иногда с тонким налетом белой пыли. Галька, гравий, мелкие валуны (25–30 %) существенно кварцевые, гранито-гнейсовые, карбонатные, кремневые, по составу идентичны ледниковым. Содержание минералов тяжелой фракции в песках и подстилающих практически одинаковое, но в песках больше устойчивых к транспортировке. В песках установлены единичные зерна спор мхов, углистые частицы, зерна пыльцы. Диатомей не обнаружено.

В пределах Белого моря флювиогляциальные отложения выделены в глубоководной впадине, где, по сейсмоакустическим данным, проявляется грядобразная форма рельефа размером 35 × 4 км, вытянутая в северо-западном направлении. По характерной слоистоленточной сейсмоакустической записи она была интерпретирована как оз, относящийся, вероятно, к последней фазе осташковского оледенения. Мощность флювиогляциальных отложений — до 30 м. Кроме того, флювиогляциальные отложения были выделены в нескольких скважинах, пройденных Новодвинской экспедицией «Архангельскгеология» в 1990-х годах у Зимнего Берега. Они представлены среднезернистыми, иногда слабоглинистыми песками серого цвета с коричневатым оттенком, с гравием и галькой кристаллических пород (до 40 %). Они подстилают либо ледниковые, либо ледниково-морские отложения и представлены на карте в составе комплекса ледниковых образований осташковского возраста.

Ледниково-озерные отложения (lgлос) на территории Кольского полуострова чаще всего связаны с локальными водоемами. Они за-

легают на осташковской морене, флювиогляциальных отложениях, коренных породах или других гетерогенных разновозрастных осадках. Мощность их — до 25 м. В составе ледниково-озерных отложений распространены пески тонко- и мелкозернистые хорошо сортированные горизонтально-, линзовидно- или неяснослоистые с гравием и галькой, алевриты, суглинки и глины, реже супеси, тонкослоистые, нередко ленточные. Камы сложены песками различной зернистости горизонтально- или облекающе-слоистыми, нередко с примесью гальки и гравия. В песках встречаются линзы и прослои гравийно-галечных отложений, а также пылеватых супесей и суглинков. Эмпирические полигоны распределения песчаной фракции обычно унимодальные и бимодальные, распределения симметричные, обе ветви закрыты. В некоторых случаях камы перекрыты абляционной мореной мощностью до 1,0 м и более.

Гляциолимний в пределах Архангельской области имеет локальное распространение, представлен осадками приледниковых и наледниковых озер. Ледниково-озерные осадки залегают с поверхности на ледниковых осташковских отложениях, частично перекрыты озерными и болотными голоценовыми образованиями. Мощность в пределах крупных ледниково-озерных равнин достигает 10 м, мощность камовых отложений 5 м.

Отложения ледниковых озер представлены песками светло-, темно-серыми мелко-, тонкозернистыми сортированными, часто с тонкой горизонтальной слоистостью, переслаивающимися с серыми суглинками, с единичным гравием кристаллических пород, редко карбонатов. Минеральный состав тяжелой фракции в целом подобен морене, но в количественном отношении отмечается возрастание устойчивых к транспортировке минералов.

В составе поглощенного комплекса HCO_3^- , Ca^{2+} , Mg^{2+} резко преобладает над Na^+ , Cl^- . Концентрация последних не превышает 10 мг/экв % для каждого компонента(?) сумма минеральных веществ — от 179 до 205 мг/дм³, $K_{\text{ш}}$ — 0,13–0,28. Таким образом, низкие значения этих характеристик свидетельствуют о приледниковой обстановке седиментации.

Данные диатомового анализа показывают, что образование вмещающих осадков происходило в ледниково-озерном бассейне: отмечен ряд холодолюбивых видов, свидетельствующих о низком температурном режиме осадконакопления.

В Белом море ледниково-озерные отложения выделены только в Онежском заливе, где они приурочены к комплексу краевых отложений невской стадии оледенения. Они представлены типичными ленточными глинами, которые вверх по разрезу сменяются пачкой монотонных бурых глин, мощность — до 15 м. В ленточных глинах Е. А. Спиридоновой и Н. А. Гей были выделены спорово-пыльцевые спектры с господством пыльцы берез, как древовидных, так и кустарничковых, а среди трав — пыльцы польни. Условно время накопления этих осадков было сопоставлено с охтинским межстадиалом (13–14 тыс. лет тому назад) (Четвертичные....1987). В. В. Кочегура выявил в этих глинах палеомагнитный экскурс Гетеборг, также имевший место 12–14 тыс. лет назад [113].

Ледниково-морские отложения (gmIIIos) являются одними из наиболее распространенных на беломорском шельфе. Они сплошным покровом перекрывают ледниковые образования, а на глубинах свыше 50–

60 м (в губах и на более мелких отметках) перекрываются осадками голоценового возраста. На глубинах менее 50–60 м в открытой части моря ледниково-морские отложения выходят на поверхность дна. Здесь они обычно перекрыты только маломощным слоем перльовия мощностью менее 50 см. На сейсмограммах выделяются по характерной слоистой записи. В Онежском заливе отложения представлены глинистыми песками, которые вверх по разрезу сменяются коричневыми полосчатыми плотными глинами. К северу от Соловецкого архипелага осадки представлены монотонными пепельно-серыми песчанистыми глинами и фациально их замещающими ленточнослоистыми глинами и алевритами с небольшой примесью гравийных зерен и гальки. В проливе Западная Соловецкая Салма фациальной разновидностью ледниково-морских отложений является толща ленточных и ленточноподобных глин коричневого цвета. Для всех изученных разрезов характерен «трансгрессивный» тип, выражающийся в переходе вверх по разрезу слоистых текстур в монотонные, с постепенным уменьшением примеси песчаных и алевритовых частиц. В северной части моря у побережья Кольского залива, описываемые отложения представлены ленточнослоистыми глинами и глинистыми алевритами буровато-серого цвета, которые в районе устья р. Варзуга замещаются коричневыми тонкоотмученными глинами, а в Горле Белого моря коричнево-серыми слоистыми глинами с постоянной примесью песка и гравия.

Биостратиграфическое расчленение опирается преимущественно на данные палинологического анализа. В северной части Белого моря, по данным Е. А. Спиридоновой, выделены отложения межстадиала аллеред и позднего дриаса (Стратиграфия...1979). Возраст кровли описываемых отложений метакхронен. В Горле Белого моря накопление коричневатых-серых глин прекратилось уже в позднем аллереде, в то время как на востоке формирование их фациальных аналогов продолжалось до конца позднего дриаса. В Онежском заливе возраст ледниково-морских осадков также был определен как аллеред-позднеледниковый. В аллередских отложениях, по данным Р. Н. Джиноридзе, характерно присутствие обедненного комплекса пресноводных диатомей: *Aulacosira ambigua*, *Stephanodiscus dubius* var. *Arcticus* и др., характерных для ледниково-озерных бассейнов. В отложениях, датированных верхним дриасом, появляется сублиторальный, арктобореальный, солоноватоводный комплекс диатомей (*Coscinodiscus lacustris* var. *septentrionalis*, *Chaetoceros holsaticus*), указывающий на ледниково-морские условия осадконакопления, а также, по данным Е. А. Кириенко, единичные экземпляры фораминифер *Retroelphidium clavatum*, *Elphidium* sp., *Nonionellina labradorica*, *Buccella frigida* и др. Это указывает на то, что уже в позднем дриасе морские воды начали проникать в Онежский залив.

К северу от Соловецких островов в низах серых слоистых глин были выделены палиноспектры с преобладанием пыльцы травянистых растений и спор, возраст которых был определен как средний дриас. Следующий спорово-пыльцевой комплекс, сопоставленный с межстадиалом аллеред, характеризуется господством пыльцы древесных пород (60–70 %), среди которых преобладает пыльца сосны, а среди берез преобладают древовидные формы. Осадки позднего дриаса выделяются по незначительному ко-

личеству органических остатков, среди которых встречаются спикулы губок и углистые частицы. В общем составе палиноспектров отмечается ведущая роль пылицы недревесных компонентов — трав и спор.

В описываемых отложениях постоянно присутствуют, хотя и в небольших количествах, раковины фораминифер. В отложениях среднего и верхнего дриаса были зафиксированы песчаные фораминиферы: в среднем дриасе *Trochammina* sp., в позднем дриасе — *Verneuilina advena*, *T. nitida*, *T. sp.* Присутствие в донных отложениях, начиная с аллередского времени, аммониты, таких как *Ammonia neobeccarii*, *Ammonia* sp. указывает, что уже с этого времени соленость соответствующего палеобассейна была не менее 12–15 ‰. При этом само присутствие этих фораминифер свидетельствует о значительной прогреваемости вод в районе Соловецкого архипелага в позднеледниковье по сравнению с другими районами Белого моря. Появление же в аллередских отложениях известковых фораминифер: милиолид *Quinqueloculina* sp., *Quinqueloculina* aff. *Can deiana* уже указывает, что в это время морские воды летом прогревались до плюсовых температур. Во всех выделенных горизонтах постоянно присутствуют солоноватоводные диатомеи, указывая на ледниково-морской генезис вмещающих осадков. Мощность ледниково-морских осадков достигает 12 м.

Озерно-аллювиальные отложения (Ialll₄) распространены в долинах рек Золотица, Кепина Архангельской области; слагают высокие террасовые уровни. Лимноаллювий врезан в более древние осадки различного генезиса, в основном в осташковские морены. Представлен песками, часто глинистыми, мелко- и среднезернистыми, с галькой и гравием. Мощность — от 2 до 25 м. Холодолобивый характер диатомовой флоры, спорово-пыльцевые спектры, отражающие умереннохолодные климатические условия, положение в разрезе позволяет считать эти осадки позднеледниковыми.

Морской перлювий (mpIII₄) развит в Архангельской области. В долине Северной Двины на абс. отм. от 15 до 40 м он обрамляет наиболее возвышенные водораздельные пространства, занятые зачастую ледниковыми и ледниково-озерными образованиями. Отложения вскрыты скважинами, мощность их достигает 15 м. Они подстилаются ледниковыми образованиями осташковского горизонта, реже морскими микулинскими осадками. Морской перлювий представлен суглинками зеленовато-, коричневатого-, темно-серыми тяжелыми плотными с прослоями и линзочками песка, с редкой галькой, гравием, песками среднезернистыми, глинистыми, реже глинами. Иногда отмечается горизонтальная слоистость и редкие находки раковин, обуглившихся растительных остатков. Возраст и генезис осадков определен по занимаемому положению и литологическим признакам.

Морской перлювий в районе Лопшеньги выделен условно на абс. выс. 30–60 м у основания наиболее высоких водоразделов, сложенных ледниковыми образованиями. Мощность его — до 12 м. Залегает на осташковской морене или морских осадках ленинградского горизонта и представлен темно-серыми суглинками, тяжелыми плотными с прослоями и линзами песка, с включениями гальки и гравия или мелкозернистыми глинистыми песками, иногда горизонтальнослоистыми. В отложениях встречаются раковины морских моллюсков и обуглившиеся растительные остатки.

Морские флювиальные отложения (mfIII?) в пределах Белого моря условно выделены только в узком глубоководном желобе к северо-западу от устья р. Верхняя Золотица по сейсмоакустическим данным. Они представлены пачкой косослоистых осадков, которая с угловым несогласием перекрывается голоценовыми флювиальными отложениями. Мощность пачки составляет 15–20 м. Возраст осадков датируется условно по их положению в разрезе. Учитывая текстурные характеристики и генетическую характеристику осадков, предполагаемый литологический состав отложений данной пачки – пески.

Нижнее–верхнее звенья неоплейстоцена нерасчлененные

Морские декливиальные отложения (mdI–III?) являются наиболее древними образованиями квартера и в пределах беломорской впадины выполняют протяженный и глубокий врез, который прослеживается вдоль юго-западного крутого борта Кандалакшского грабена с территории листа Q-36 (рис. 11). Основание вреза выделено по данным МОВ ОГТ на глубине до 480 м от уровня моря, максимальная мощность осадочных образований достигает 200 м. На сейсмоакустической записи проявляется только верхняя часть этого комплекса в виде «мутной среды» с редкими регулярными внутренними отражениями. Судя по характеру сейсмической записи, осадочный комплекс, выполняющий данный врез, представлен несортированными отложениями, сформировавшимися при таянии ледников, и гравитационными образованиями. Накопление этих отложений происходило длительно, возможно, в течение нескольких ледниковых эпох, о чем говорят четкие внутриформационные границы, выделяемые по данным МОГТ внутри единого осадочного комплекса. Возраст толщи определяется условно как неоплейстоценовый. Заполнение впадины непосредственно у подножия крутого склона позволяет определить генезис как морской декливиальный.

ГОЛОЦЕН

В составе голоцена на суше выделены аллювиальные, озерные, аллювиально-морские, морские, болотные, эоловые и техногенные образования. Голоценовые отложения Белого моря представлены сложнопостроенным и фациальноразнообразным комплексом осадков морского генезиса. На акватории голоцен представлен рядом морских осадков, включающими нерасчлененные аллювиально-морские и морские, морские нефелоидные, морские перлювиальные; морские нефелоидные нижней части голоцена, морские волновые средней–верхней частей голоцена, морские нефелоидные и морские биогенные средней–верхней частей голоцена; морские флювиальные верхней части голоцена, морские волновые верхней части голоцена.

Нижняя часть

Морские нефелоидные отложения раннеголоценового возраста (mH¹) представлены в наиболее полных разрезах фациально разнообразными осадками. На выходе из Кандалакшского залива они составляют пачку тонкоотмученных глин коричневого цвета, мощность которой редко превышает 1 м. Характерны очень тонкий гранулометрический состав и постоянное присутствие аутигенных микроконкреций сульфидов. В Онежском заливе данный горизонт представлен однородными серыми, иногда с зеленоватым оттенком глинами и алевроглинами, переходящими в нелитифицированные водонасыщенные пелиты и алевропелиты с ксеноморфными, послойно распределенными стяжениями гидротроилита. В осадках появляются раковины морских моллюсков или их обломки. К северу от Соловецкого архипелага раннеголоценовые морские нефелоиды сложены буроватыми текуче-пластичными глинами с ксеноморфными стяжениями гидротроилита и органического вещества, что хорошо совпадает с данными о повышенном содержании $C_{орг}$. Мощность нижнеголоценовых отложений составляет 0,5–5 м.

Вдоль Кольского полуострова описываемые отложения сложены пачкой мягких глин и алевроглин коричневатого-серого цвета с неоднородной окраской и скоплениями смоляно-черной органики и гидротроилита. В них иногда отмечаются аутигенные образования сульфидов желтоватого цвета. Гранулометрический состав осадков, слагающих данный горизонт, наиболее тонкий и отражает максимум послеледниковой трансгрессии. Максимальная мощность описываемых осадков, по данным геолокации, составляет 5–8 м, т. е. является максимальной для Белого моря. Возраст отложений определяется по данным спорово-пыльцевого анализа, в результате которого во вмещающих осадках выделено два палиноспектра. Нижний из них характеризуется преобладанием пыльцы древесных пород с существенным присутствием *Betula nana*, при сохранении значительной роли пыльцы трав и спор. В вышележащем палиноспектре, как правило, доминируют споровые растения (30–77%), среди которых господствуют плауны. Роль пыльцы древесных растений и трав обычно незначительна. По комплексу признаков данные спектры были отнесены к пребореальному и бореальному времени голоцена.

В осадках пребореального времени господствуют солоноватоводно-морские северо-бореальные, сублиторальные виды диатомовых, доминантом среди которых является *Hyalodiscus scoticus*. Наличие морских видов диатомей (*Thalassionema nitzschoides*, *Thalassiosira gravida*, *Porosira glacialis*) указывает, что в пребореале на Соловецком шельфе бассейн уже был существенно морской. При переходе от пребореальных к бореальным отложениям диатомовый комплекс приобретает черты неретического арктико-севернобореального. В Онежском заливе спорово-пыльцевые спектры отложений описываемого горизонта резко отличаются от палиноспектров позднеледниковых осадков. Они характеризуются преобладанием пыльцы древесных растений. В нижних слоях существенную роль играют перигляциальные элементы флоры, которые вверх по разрезу постепенно исчезают при одновременном возрастании роли пыльцы сосны. Все это позволи-

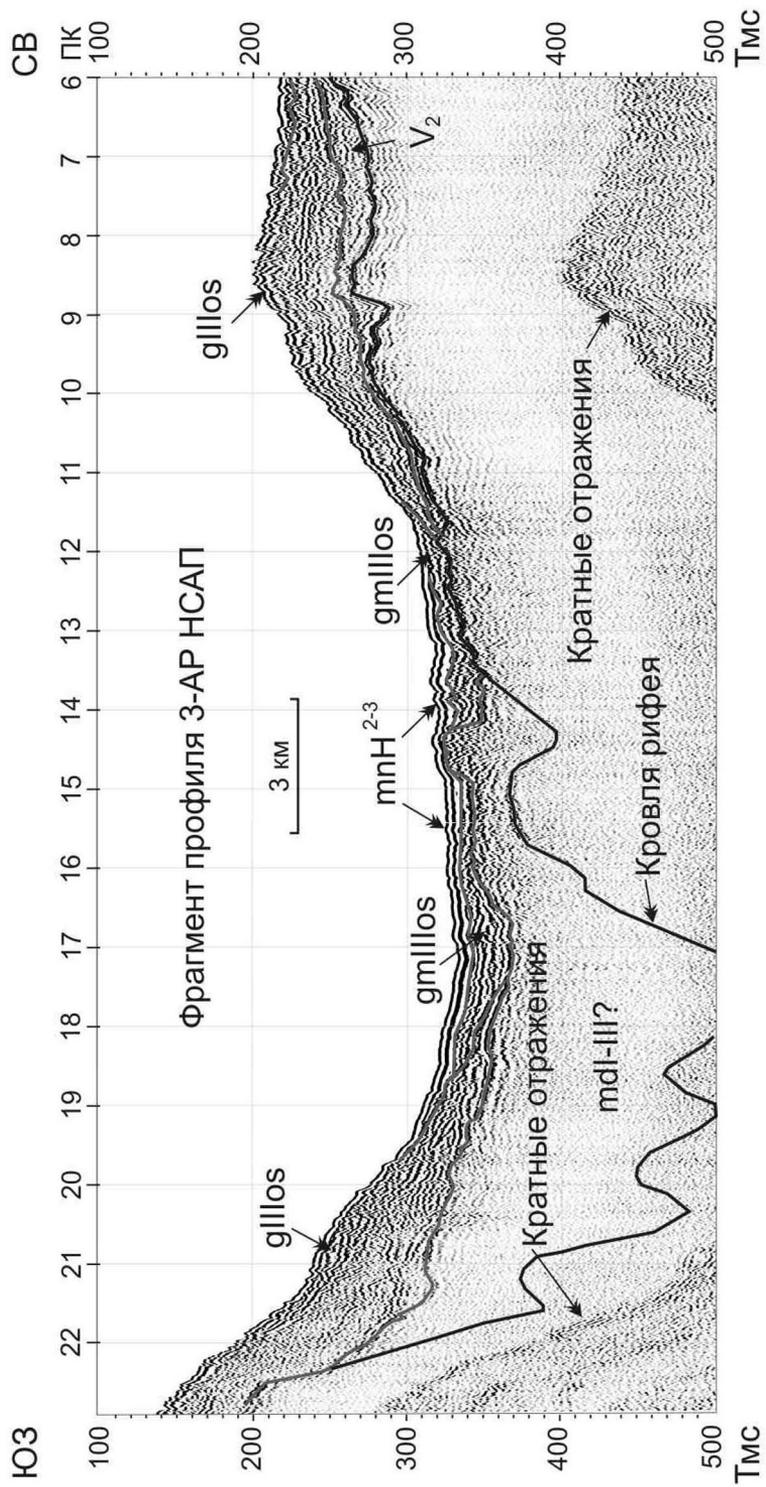
ло отнести вмещающие осадки к пребореал-бореальному времени голоцена (Стратиграфия позднелейстоценовых..., 1988, Рыбалко и др., 1982ф). О раннеголоценовом возрасте говорят и результаты палеомагнитного датирования вмещающих глин (Кочегура, 1992).

Средняя—верхняя части

Морские нефелоидные и биогенные отложения (mn, mbH^{2-3}) развиты локально в депрессиях ледникового рельефа между островами Большой Соловецкий и Анзерский. Они представлены песчаными и глинистыми алевритами с большим количеством раковин морских моллюсков, которые расположены послойно. Мощность достигает 2 м. От подстилающих бореальных отложений, которые в данном районе также содержат обломки раковин, отличаются резко возросшим содержанием $CaCO_3$, которое достигает 18 %. Количество видов моллюсков в этой толще достигает 10–11; послойно, по данным Л. В. Поляка, происходит смена комплексов с преобладанием *Astarte elliptica* и *A. Montagu* слоями, переполненными *Niatella arctica*. Вверх по разрезу количество раковин снижается. Выполненный по раковинам изотопный анализ кислорода и определение Ca-Mg соотношения показало, что в период накопления раковин морских моллюсков (7500 лет тому назад) летняя температура поверхностного слоя была выше на 1,5–2 °С выше современной, в дальнейшем (6500 л.т.н.) она понизилась, а затем вновь повысилась на 1 °С [103].

По данным спорово-пыльцевого анализа (Е. А. Спиридонова, 1985 г.), период расцвета фауны моллюсков к югу от Анзерского архипелага связан с атлантическим временем голоцена. Это подтверждается и данными абсолютного датирования по ^{14}C , выполненного по материалам Беломорской экспедиции ИО РАН в 1974 г. (три определения — от 7600 до 6200 тыс. лет назад) [150]. Анализ диатомовой флоры показал, что для атлантических отложений характерно преобладание южно-бореальных морских диатомей (до 18 % от общего состава), что указывает на устойчивую связь в это время Белого и Баренцева морей. В последние годы это предположение нашло свое подтверждение и по данным изучения водных палиноформ, которое показало, что в отложениях атлантического времени концентрации цист динофлагеллят достигает 500 тыс. экз/г с преобладанием относительно тепловодных космополитных и бореальных форм [55]. В вышележащих осадках по данным палинологических, диатомовых и фораминиферовых анализов выделены суббореальные и субатлантические слои голоцена.

Морские нефелоидные отложения (mnH^{2-3}) венчают разрез голоценовых осадков и занимают около 50 % поверхности морского дна. Они локализуются в депрессиях ледникового рельефа, вследствие чего мощность их чрезвычайно изменчива — от 1–2 до 10–15 м, в среднем составляет 5–6 м. В открытой части морского бассейна накопление алевропелитов (илов) начинается обычно с глубин 50–60 м, в губах — 5–10 м. Представлены мягкими зеленовато-серыми пелитами и алевропелитами с характерной пятнистостью, обусловленной черными стяжениями органического вещества и гидротроилита. Они согласно налегают на отложения раннего



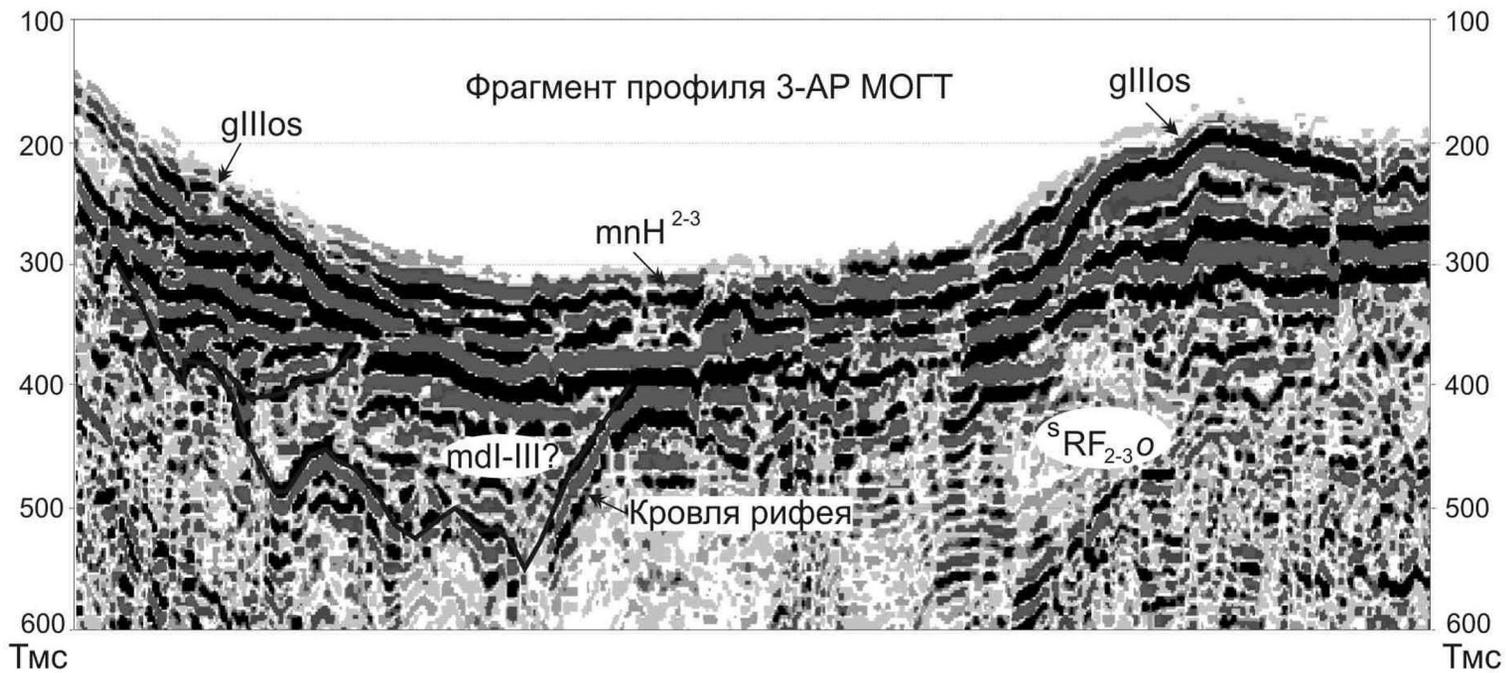


Рис. 11. Строение морских декливиальных отложений по данным сейсморазведки. Интерпретация В. А. Журавлева, В. В. Шлыковой.

голоцена. В сторону берега или на поднятиях разрез средних–верхних голоценовых осадков сокращается, появляются тонкие песчаные прослои. В осадках отмечаются редкие раковины морских моллюсков или их детрит. Для наиболее верхних слоев часто отмечается заметное опесчанивание и появление отдельных зерен гравия и гальки.

Отложения верхнего горизонта постоянно содержат большое количество зерен пыльцы и панцирей диатомей, а также редкие обломки мелких раковин морских моллюсков. Спорово-пыльцевые спектры характеризуются преобладанием древесных компонентов, а смена доминантов в них позволила выделить атлантические, суббореальные и субатлантические слои голоцена (Четвертичная геология..., 1977), [150, 257]. В сокращенных разрезах происходит выпадение целых палиногоризонтов, что указывает на прерывистый характер осадконакопления. Состав диатомовых – морской, преимущественно арктобореальный. В устьях крупных рек в разрезе появляются солоноватоводно- и пресноводные виды.

Верхняя часть

Морские волновые и флювиальные отложения (mv, mfH^3) развиты локально в восточной части дельты, между о-вом Мудьюг и берегом, на глубине 2–10 м. В гидродинамическом плане преобладают течения – стоковые и приливо-отливные, в то же время сам остров прикрывает район от волнения, что и послужило основанием для генетической трактовки. Отложения представлены песками средне-мелкозернистыми и алевритистыми с большим количеством растительного детрита. Активный слой песка составляет всего несколько сантиметров, ниже в песках появляются пятна органики. Мощность – до 7 м.

Морские волновые отложения (mvH^3) в пределах листа развиты достаточно широко – до глубин 10 м. Они обычно протягиваются вдоль Кольского берега, существенно расширяясь у устьев рек Варзуга, Чапома, частично Стрельна. Также почти сплошная полоса волновых отложений идет вдоль Онежского полуострова и вдоль Зимнего Берега. В устьях рек и на вогнутых участках берега полоса волновых отложений расширяется, вдоль берега появляются вдольбереговые валы. Сложены мелко-среднезернистыми хорошо сортированными песками, практически отмытыми, с повышенным содержанием тяжелых минералов. Для волновых песков характерны повышенное по отношению к гранату содержание амфибола, наличие рифелей на поверхности. Мощность песков может достигать, по геофизическим данным, 10 м, но обычно составляет первые метры. Мористая сторона волновых отложений определяется по резкому ухудшению сортировки, появлению примеси грубообломочного материала и наличию окращенных гидроокислами железа зерен кварца и полевого шпата. Часто отмечаются обломки раковин морских моллюсков.

Голоцен нерасчлененный

Техногенные отложения (тН) представлены насыпной фацией, отложениями построек и сооружений, отложениями «культурного слоя» и незначительной по площади агротехнической фацией. Мощность отходов деревообрабатывающих предприятий достигает 30 м.

Аллювиально-морские отложения (амН) формировались и продолжают формироваться в устьевых частях рек; состав их преимущественно песчаный, в пределах Архангельской области песчаный, алевритовый, глинистый, с илами. В низовьях рек – линзы автохтонного торфа. Мощность отложений достигает 14 м.

На островах и по берегу дельты Северной Двины аллювиомариний залегают на размытой поверхности морских отложений нижней части голоцена. Абсолютные отметки кровли не превышают 4 м, мощность не более 10 м. Они представлены песками глинистыми тонко-, мелкозернистыми с тонкими прослоями глин, супесей, илов. Особенностью этих отложений является частая смена направления слоистости от горизонтальной до зигзагообразной. В отложениях содержатся растительные остатки, богатый комплекс пресноводной и солоноводной диатомовой флоры, присутствуют споры и пыльца растений. Начало формирования дельтовых отложений, по палинологическим данным, относится к середине–концу атлантического периода.

Аллювиально-морские отложения в устьях рек в пределах акватории наиболее развиты в дельте р. Северная Двина. Авандельтовая часть сложена песками, переслаивающимися с глинисто-илистыми осадками, возникшими в условиях отчлененных лагун. Развитие дельты началось, по мнению Е. Н. Невского, в бореале, потом происходило разрушение береговой линии, а в субатлантическое время вновь наметился рост дельты. Характерными чертами является наличие примеси алевритистого материала и большое количество растительного детрита. Мощность аллювиально-морских осадков, судя по данным бурения на островах, может превышать 15 м, однако внутри толщи отмечаются поднятия более древних образований (отмелей, моренных холмов), где мощность отложений сокращается до 1–3 м. Проведенные современные исследования сотрудников ИО РАН показали, что в строении осадков авандельты существуют три основные фациальные зоны: первая связана с резким снижением скоростей (механический барьер), вторая отражает смену растворенных форм на взвешенные и накопление тяжелых металлов, третья представляет зону гидробиологических процессов, где почти не отмечается механической взвеси. Эффективность барьерной зоны настолько высока, что в Двинском заливе практически не отмечается загрязнение, в то время как в рукавах дельты загрязнены донные осадки и поверхностные воды.

В устьях других рек дельты отсутствуют. Аллювиально-морские осадки представлены комплексом баров, формирование которых связано с резким падением скоростей. Химическая и гидробиологическая зоны сильно редуцированы.

Морские перлювиальные отложения (мрН) являются одним из наиболее распространенных генетических типов морских отло-

жений, которые повсеместно перекрывают более древние осадочные образования. Они развиты преимущественно до глубин 50–60 м, однако, по данным высокочастотного профилирования, обнажения ледниково-морских отложений прослеживаются и до глубин 100–150 м. Представлен перлювий микритами песчаного и алевритового состава с постоянной примесью гальки, мелких валунов и дресвы кристаллических пород с обломками раковин морских моллюсков. Характерными чертами являются: резкое несоответствие гранулометрического состава существующему уровню гидродинамической активности, полифракционная структура, небольшая мощность (от 10–20 см до 0,5–1,0 м), резкий контакт с подстилающими породами, который нередко ожелезнен. Для описываемых отложений характерно появление железо-марганцевых корок и конкреций, в частности в устьевой части пролива Горло, что свидетельствует об очень низком темпе седиментации. На большей части площади листа данные отложения сняты для показа подстилающих четвертичных отложений. Они оставлены там, где состав и генезис указанных отложений неизвестен – в западной части Воронки Белого моря. На схеме соотношений данные отложения не показаны из-за их малой мощности.

Морские нефелоидные отложения (mnН) с «плотинным» типом аккумуляции выделены по данным сейсмоакустики (рис 9). Это мощные зоны накопления нефелоидных осадков, формирующихся со стороны берега у моренных гряд, которые оказывают «плотинный» эффект. Мощность сформированных таким образом осадочных тел достигает 35 м. На сейсмоакустической записи – это полупрозрачные тела со слабо выраженной слоистостью и проградационной структурой. Они четко выделяются на сейсмограммах по выпуклой форме слагаемых ими тел. Отобранные здесь трубки свидетельствуют о накоплении типичных зеленовато-серых нефелоидов с темными стяжениями гидротроилита. Так как ни на одной из сейсмограмм не удалось наметить границы между нижним и средним голоценом, а трубки проходят только верхнюю часть данной пачки, возраст рассматриваемой толщи определяется как голоцен нерасчлененный.

Морские отложения (mН) развиты на суше вдоль побережья Белого моря. Мариний залегает на позднеледниковых морских осадках, морене последнего оледенения или коренных породах, перекрыт голоценовыми торфами, озерными осадками, аллювием. Слагает морские равнины и террасы, поверхность которых часто осложнена береговыми валами.

Прибрежные фации нерасчлененного голоценового мариния на суше представлены песками различной зернистости, супесями, реже – галечниками и валунниками. В песках и супесях встречаются маломощные прослой глин и суглинков. Относительно глубоководные фации морских отложений, распространенные преимущественно во впадинах рельефа, представлены глинами, суглинками с редким гравием и галькой, сменяющимися вверх по разрезу глинами, обогащенными органическими остатками. Мощность мариния достигает 17 м. Мелкозем мариния прибрежных фаций обычно отличается бимодальностью ЭПР, более глубоких – унимодальностью ЭПР. В морских голоценовых отложениях Кольского полуострова выделяются слои фолас, тапес I, тапес II, тривиа, остреа I, II.

На южном побережье Кольского полуострова слои фолас представлены песками, гравийниками и галечниками. Абсолютные высоты террас с

запада на восток уменьшаются от 88 до 10,5 м (с. Пялица). Слои тапес I представлены песками, тапес II — песками, супесями, суглинками с редкими раковинами *Mytilus edulis* L. и *Macoma baltica*. Среди остатков диатомей морские, солоноводно-морские, солоноводные виды. Мощность слоев тапес — до 25 м. Максимальные абсолютные отметки распространения слоев тривиа уменьшаются от 25 м (г. Кандалакша) до 3,5 м на востоке Кольского полуострова (с. Чапома). В составе мариния преобладают пески с примесью или прослоями гравийно-галечного материала. Мощность осадков не превышает 4 м. Слои острea I, II слагают самые низкие морские террасы побережья Кольского полуострова. Террасы сложены песками с галькой, супесями, илами, в которых М. А. Лавровой указаны раковины *Mytilus edulis* L., *Astarte borealis* (Chem n.) var. *placenta* M orch., *A. elliptica* (Brown.), *Leda pemula* (Mull.), *Portlandia arctica* (Gray), *Ioldia limatula* Say., *Cardium ciliatum* Fabr., *Cylichna alba* Brown. Среди остатков диатомовой флоры В. С. Поречким определены, наряду с пресноводными, морские и солоноватоводные виды. Мощность осадков — до 2,5 м.

По данным палинологического и радиоуглеродного анализов, слои фолас формировались в бореальный период; тапес — в атлантический, тривиа — в суббореальный, острea — в субатлантический периоды.

В Архангельской области нижнеголоценовый мариний слагает первую морскую террасу с абс. отм. от 4 до 15 м. Глубоководные фации представлены глинами с зернами голубого вивианита, разложившимися растительными остатками, с тонкостенными раковинами морских моллюсков хорошей сохранности и ракушечным детритом. Вверх по разрезу глины сменяются супесями, иногда иловатыми, с запахом сероводорода. Мощность их достигает 15 м, средняя — 3—5 м. Состав остатков малакофауны свидетельствует о формировании осадков в условиях, близких к современным. Среди диатомей морские, солоноводно-морские, частично пресноводно-солоноводные и пресноводные виды. По результатам спорово-пыльцевого анализа выделено несколько фаз развития растительности, характерных для пребореального и бореального периодов. Накопление осадков происходило во время регрессии литоринового моря и трансгрессии фолас.

Морские отложения (mH) в пределах Белого моря показаны там, где частая полифациальная зональность не дает возможности показать отдельные генетические типы. Такими местами в частности являются Воронка Белого моря, а также внешняя часть дельты р. Онега в Онежском заливе. Отложения представлены песками, глинистыми песками, алевритами, алевропелитами с редкими раковинами морских моллюсков. Мощность достигает 5—10 м. Данные о возрасте отсутствуют, поэтому по комплексу признаков данные отложения относятся целиком к голоценовому времени.

Эоловые отложения (vH) встречаются на ограниченных по площади участках морского побережья и изредка на берегах озер. На Кольском полуострове максимальное распространение эолий имеет на Терском побережье Белого моря. Эти осадки представлены мелкозернистыми песками преимущественно кварцевого состава; мощность песков — до 8 м. Образование эолия на Кольском полуострове началось в бореальное время и продолжается до настоящего времени. В Архангельской области эолий встречается на побережье Двинского залива, где слагает узкие гряды, представлен мелкозернистыми, преимущественно кварцевыми песками.

На архангельском побережье Белого моря эолий имеет ограниченное распространение, развит в виде узкой полосы между мысом Никольский и р. Большая Торожная, к северо-востоку от горы Татариха и к северу от пос. Инцы, в устьях рек Золотица, Това, между озером Большое Чубальское и р. Ручьи. Отложения представлены песками желтыми, светло-серыми мелкозернистыми, преимущественно кварцевыми, хорошо сортированными, с характерной золотой веерообразной слоистостью. Постепенный переход морских песков горизонтально слоистых в неслоистые, в золотые хорошо заметны в районе губы Вепревский Маяк.

Болотные отложения (палюстрий) (р1Н) занимают в среднем 25–30 % территории, залегают с поверхности, подстилаются отложениями разного возраста и происхождения. Это торф, слагающий верховые, переходные и низинные болотные массивы. В составе верховых болот преобладают сфагново-пушициевые и сфагново-осоковые, низинно-осоковые и травяно-гипновые. В верхних слоях разреза торф плохо- и полуразложившийся светло-коричневый и коричневый, в нижних – средне- и хорошо разложившийся от буро-коричневого до почти черного цвета. Мощность торфа в Архангельской области – до 8 м, в Мурманской области – 0,3–3 м, редко – до 14 м и более. Начало формирования торфа относится к бореальному периоду нижнего голоцена.

Озерные отложения (1Н) слагают пляжи, небольшие по площади террасы и береговые валы современных озер. Отложения озер представлены песками, алевритами, супесями, суглинками, глинами, гиттиями и галечниками. Мощность их до 13,5 м. К замкнутым, полузамкнутым частям крупных водоемов, к небольшим озерам Кольского полуострова приурочены диатомиты. Для многих застойных водоемов Архангельской области характерно присутствие сапропеля. Формирование лимния, по данным палинологического анализа, происходило на протяжении всего голоцена.

НЕОПЛЕЙСТОЦЕН, ВЕРХНЕЕ ЗВЕНО, ЧЕТВЕРТАЯ СТУПЕНЬ (ОСТАШКОВСКИЙ ГОРИЗОНТ)–ГОЛОЦЕН

На суше выделяются морские отложения, озерные и аллювиальные. В пределах Кольского полуострова морские отложения отнесены к слоям портландия, они слагают самую высокую морскую террасу. На побережье Архангельской области в этот период времени сформировалась вторая морская терраса. На акватории отложения представлены морским декливиом, морскими флювиогляциальными осадками и неразделенными нефелоидными и флювиальными отложениями.

Морские отложения трансгрессии портландия (mIII₄–Npt) распространены по всему Кольскому и Карельскому побережью Белого моря, соответствуют слоям портландия, с точки зрения М. А. Лавровой [194], и осадкам пребореальной трансгрессии по Э. И. Девятовой [70]. Абсолютные отметки тыловых швов морских террас на южном побережье Кольского полуострова достигают 100 м. Залегает мариний на ледниковых образованиях осташковского горизонта либо верхненеоплейстоценовом морском перлювии. Осадки представлены главным образом глинами, реже

суглинками, в верхних и нижних частях разрезов — песчаным и галечно-песчаным материалом. Мощность осадков — до 20 м. Результаты диатомового анализа свидетельствуют о формировании их в бассейне, соленость которого не достигала современной солености Белого моря. По результатам палинологического анализа, формирование морских осадков началось в позднем дриасе и завершилось в пребореальный период.

Мариний ($m\Pi_4-N^1$) приурочен к древним эстуариям архангельских рек, развит участками вдоль всего побережья Белого моря. Морские осадки залегают с размывом на породах различного генезиса и возраста, а перекрываются голоценовыми болотными и эоловыми отложениями. Встречаются на абс. отм. до 40 м. Мощность толщи колеблется в пределах 5—13 м. Отложения представлены песками зеленовато-, коричневатого-серыми тонко-, мелкозернистыми, часто с горизонтальной и косой слоистостью, с редкой галькой и обломками раковин моллюсков, с прослоями и линзочками глин, алевроитов, суглинками серыми с линзами мелкозернистого песка, с обломками раковин и плохо сохранившимися остатками растительности, реже глинами.

Морские нефелоидные отложения верхнего неоплейстоцена—голоцена ($mn\Pi_{os}-H$) образуют небольшое тело вдоль Северо-Восточного побережья Кольского залива, к северу от Лумбовского залива. Основанием для его выделения является сопоставление с отложениями, развитыми севернее, на территории листа R-37. Представлены пелитами и алевропелитами характерного зеленовато-серого (оливкового) оттенка с четкими стяжениями черного гидротроилита с поверхности текучими, ниже текуче-пластичными. По внешнему облику осадки мало отличаются от нефелоидных отложений голоцена. Мощность, по сейсмоакстическим данным, может достигать 10 м.

Аллювиальные отложения ($a\Pi_4-H$) развиты повсеместно, но площадь их распространения и мощность незначительны. Залегают они на гетерогенных образованиях квартера или коренных породах. На Кольском полуострове аллювий слагает первую надпойменную террасу, поймы (высокую и низкую) и выстилает русла рек. Мощность осадков русловой и пойменной фаций аллювия обычно не превышает 3 м. Мощность аллювия на участках речных долин, где развиты одна или две надпойменные террасы, составляет 3—6 м. Русловой аллювий сложен, как правило, песчано-гравийно-галечным материалом с валунами и песками различной зернистости. В составе пойменной фации преобладают пески, алевроиты, реже суглинки, глины с растительными остатками, линзами и прослоями торфа.

Аллювий распространен в долинах рек Пурнач, Стрельна, Пулоньга, т. е. в районах, куда не проникал Скандинавский ледник; аллювиальные осадки наиболее детально изучены в разрезе р. Стрельна на Кольском полуострове. Они слагают первую надпойменную террасу и представлены песками, в нижней части содержащими слойки суглинков, в верхней прослой валунно-гравийно-галечного материала [259]; мощность — 3,3 м. Аллювий залегают на озерных осадках, сформировавшихся, предположительно, в беллинге. Палинологические спектры свидетельствуют о начале накопления аллювиальных осадков в среднедриасовое время. Формирование первой надпойменной террасы завершилось в бореальное время.

В пределах Архангельской области аллювий слагает верхние аккумулятивные части второй надпойменной террасы, первую надпойменную террасу, поймы и выстилает русла. Мощность аллювия второй надпойменной террасы (реки Котуга, Кадь и др.) достигает 5–6 м, относительная высота террасы над урезом воды колеблется от 7–8 до 15–20 м, но аллювиальные отложения врезаны в более древние осадки разного генезиса и возраста. Осадки представлены песками, иногда глинистыми, желтовато-серыми мелко-, среднезернистыми хорошосортированными, с косой слоистостью, с гравием и галькой различных пород; в основании базальный слой: галечники, валуны в песчаном заполнителе мощностью до 0,5 м. Для однозначного определения возраста отложений второй надпойменной террасы данных еще не достаточно. Если же считать, что образование террасы связано с лужской (кенозерско-пезинской) стадией осташковского оледенения, то осадки могли сформироваться в дриасе. Аллювий первой надпойменной террасы (высота до 6,5 м) врезан в более древние отложения. Террасы как цокольные, так и аккумулятивные. При наличии цоколей прослеживается базальный горизонт аллювия. Мощность отложений составляет 1–2 м в цокольных террасах и 3–4 м в аккумулятивных. Аллювий террас представлен песками средне- крупнозернистыми с косой и горизонтальной слоистостью, мелко-, тонко зернистыми. В песках иногда присутствуют линзы торфа. В спорово-пыльцевых спектрах обнаружены споры и пыльца современного облика, в долине р. Пинега определен абсолютный возраст отложений радиоуглеродным методом, он составляет 5610 ± 140 лет.

Аллювий высоких пойм представлен русловой, пойменной и старичной фациями. Русловые отложения представлены песками мелко-, среднезернистыми с прослоями песчано-гравийно-галечных смесей и галечников. Мощность — до 3 м. Пойменные фации (высокой поймы) представлены мелкозернистыми песками, переслаивающимися с супесями и суглинками, мощность — до 1,5 м. Поймы часто цокольные. Аллювий низких пойм представлен иловыми песками (по берегам) или песчаными и песчано-галечными отложениями кос. Старичные фации, встречающиеся редко, представлены суглинками и глинами с тонкогоризонтальной слоистостью. В современной аллювии на реках Кепина, Пачуга, Мудьюга обнаружены минералы-спутники алмаза (пиропы, хромшпинелиды, оливины).

Озерные отложения (IШ₄–Н). На востоке Кольского полуострова озерные отложения слагают озерные террасы, дно озерных котловин, выстилают участки долин таких крупных рек, как Поной, Стрельна и депрессии, в настоящее время заболоченные. Лимний представлен песками, глинами, супесями, залегающими на осташковской морене и перекрытыми торфом. Мощность отложений достигает 10 м. Наиболее полно изучена озерная толща в долине р. Поной, представленная в нижней части разреза песками, галечниками, постепенно сменяющимися вверх по разрезу глинистыми осадками. Судя по палинологическим спектрам, озерные отложения накапливались с конца среднего дриаса—начала аллерада до атлантического времени включительно. Наряду с богатым и разнообразным комплексом пресноводных диатомей присутствуют, по-видимому, переотложенные остатки морской диатомовой флоры, на 40–50 % — меловой, палеоген-неогеновой и раннеплейстоценовой. В средней части разреза

отмечено максимальное содержание морских диатомей, что объясняется интенсивным размывом, возможно, микулинских морских отложений в условиях, близких к перигляциальным.

Морские декливиальные отложения (mdIII–Н) выделяются по данным НСП на крутом юго-западном слоне глубоководной впадины Белого моря. Они опознаются по характерным формам геологических тел, обусловленных наличием зеркал отрыва, валообразных оползневых тел и присутствием конвалютной складчатости в нижней части гравитационных образований. В связи с тем, что осадки всегда располагаются стратиграфически выше условно выделяемого морского декливия неоплейстоценового возраста, время формирования данных образований определено как поздний неоплейстоцен–голоцен. Вещественный состав определяется составом отложений, вовлеченных в процесс оползания. Мощность достигает 150 м.

Морские нефелоидные и флювиальные отложения верхне-неоплейстоценового–голоценового возраста (mn, mfIII–Н) образуют компактное тело в Белом море на выходе из Горла. Выделены преимущественно по сейсмоакустическим данным по характерной проградационной слоистости и значительной мощности. Располагаются в зоне дивергенции и ослабления придонных течений, направленных из Горла в бассейн Белого моря, в результате чего происходит разгрузка и осаднение материала со сменой песчаных разностей алеврито-пелитовыми. По существу выделенное тело представляет своеобразный фан, что подтверждается выпуклой формой аккумулятивного тела, формирование которого началось с момента прорыва баренцевоморских вод в Белое море в позднем неоплейстоцене. Мощность осадков, по данным сейсмоакустического профилирования, достигает 30 м. Геофизические данные нашли свое подтверждение по данным пробоботора, выполненного ИО РАН и Севморгео в 2005 г. В отобранных колонках представлены миктитовые существенно пелито-алевритовые слоистые осадки, что отражает циклическое поступление обломочного материала.

Морские флювиальные отложения (mfIII–Н) развиты в Горле Белого моря и в меньшей мере в Онежском заливе, особенно в проливе Восточная Соловецкая Салма. Они встречаются на различных глубинах, но на мелководьях менее 10 м фациально замещаются волновыми осадками. Представлены песками мелко- и среднезернистыми, мощность осадков обычно 1–3 м, достигает 15 м. Осадки накапливаются в зонах интенсивного развития придонных течений, прежде всего приливо-отливных, охватывающих всю толщу воды и связаны либо с выровненными площадками, либо с небольшими и широкими понижениями в рельефе. Характерной чертой осадков данного генетического типа является их мезорельеф, представленный песчаными лентами, волнами и грядами. Песчаные ленты шириной в несколько десятков метров представлены тонким слоем песка с рифельной поверхностью, вытянуты вдоль преобладающих течений. Песчаные волны имеют высоту до 2–3 м и характеризуются специфической луноподобной формой гребней. Песчаные гряды представляют собой продольные формы рельефа, сложенные несколькими генерациями песчаных волн. В последнем случае мощность песка достигает нескольких метров, обычно не превышает 1 м. Распреде-

ние осадков мозаично, и полосы песка разделены зонами абразионного дна. Характерно низкое содержание тяжелых минералов из-за практического отсутствия алевроитовых и низкого содержания тонкопесчаных фракций. Возрастные характеристики для рассматриваемых песков отсутствуют и возраст условно принимается как верхнеплейстоценовый—голоценовый, то есть с момента открытия проливов.

Флювиальные осадки в Горле Белого моря содержат большое количество дробленого ракушечного материала, преимущественно детрита раковин *Balanus crenatus* + *B. balanus*. Существенно реже отмечаются дробленые моллюски. Размер частиц позволяет отнести осадки к средне-крупнозернистым пескам. Содержание CaCO_3 колеблется от 10 до 90 %, в среднем составляя 40—50 %, что резко выделяет их на фоне практически бескарбонатных (за исключением прибрежной зоны о-ва Анзерский) донных осадков Белого моря. Определенный радиоуглеродный возраст колеблется от 790 до 2720 л. т. н. Рассчитанный В. И. Гуревичем темп карбонатной седиментации составляет 3—8 мм/год, т. е. исключительно высок для песков. Наибольшее содержание раковин установлено для Святоносской залежи.

Элювиальные и делювиальные отложения (e,dIII—H) приурочены к склонам возвышенностей Кольского полуострова. Они частично включают коллювиальные, пролювиальные, десерпционные и солифлюкционные образования, не выражающиеся в масштабе карты. Соотношение и форма глыб, отломов, щебня, дресвы, песка, алевроита и глинистых частиц зависят от физических свойств дочетвертичных пород. Мощность элювиально-делювиальных отложений обычно не более 5 м.

Элювий и делювий чаще залегает на коренных породах с поверхности, реже перекрыт ледниковыми, озерными и болотными отложениями. Процесс его накопления активно продолжается в настоящее время. Время формирования определено условно, так как на отдельных участках начало образования этих отложений может относиться к дочетвертичному времени, зоплейстоцену или раннему и среднему неоплейстоцену.

Элювиальные отложения (eIII—H) в виде прерывистого плаща покрывают вершины возвышенностей. В разрезе элювия выделяется поверхностный развал глыб, отломника, под которым располагается каменистый слой с дресвяно-супесчаным заполнителем, лежащий на дочетвертичных породах. Мощность элювия не превышает 2 м. Время формирования определено по аналогии с элювием и делювием.

ЛИТОЛОГИЯ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Для изучения современных донных отложений в рамках листа Q-37 использованы данные гранулометрического, минералогического и спектрального анализов, выполненных в лаборатории ВНИИОкеангеология. Также определялось процентное содержание органического углерода и содержание углеводородных газов в осадках.

Литологическая карта поверхности морского дна построена на основе результатов гранулометрического анализа 146 образцов, отобранных в интервале 0–0,10 м. Для описания донно-каменного материала и характеристики осадков привлекались полевые материалы МАГЭ и сторонних организаций – ВСЕГЕИ (работы 1972–1976 гг.), ВНИИОкеангеология (1979 г.). Также использовались данные о типах грунтов с морских карт и сведения из «Лощий Белого моря» (1972 г.).

ОСНОВНЫЕ ФАКТОРЫ СОВРЕМЕННОГО СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА

На процессы современной седиментации влияет целый комплекс факторов, среди которых определяющими являются гидродинамический режим бассейна, рельеф морского дна, условия поступления обломочного материала, как со стоком рек, так и в результате абразии.

Рельеф дна изученной акватории очень контрастный. Глубины варьируют от 30–50 м в Горле (лишь на отдельных участках более 100 м) до более 300 м в Центральной впадине. Рельеф дна Онежского и особенно Двинского заливов, выровненный с незначительными изменениями глубин моря.

Главная впадина бассейна в виде широкого желоба с глубинами более 100 м тянется с северо-запада на юго-восток и представляет наиболее заметную форму рельефа. На юго-восток рельеф выполаживается, и желоб замыкается. Вдоль восточного берега Онежского залива, параллельный его оси, также протягивается неглубокий желоб. Несмотря на впадину, дно Онежского залива несколько приподнято над соседними участками акватории.

Гидродинамический режим Белого моря определяется характером водообмена с Баренцевым морем, приливо-отливными течениями, стоком речных вод и расчлененностью побережья. Схема постоянных течений разработана В. В. Тимоновым в начале прошлого века и с тех пор не претерпела существенных изменений [191]. Постоянное течение проходит вдоль Терского Берега в Кандалакшский залив, затем вдоль Карельского и Поморского берегов направляется в Онежский залив. В центральной части акватории суще-

ствуют халистатические круговороты воды. Современные гидрологические исследования выявили сложное строение водной толщи, в результате его постоянные течения связаны только с верхним горизонтом воды (до 10 м).

Гораздо большее значение для седиментационных процессов играют приливо-отливные течения, охватывающие всю толщу воды. В результате на большей части листа до глубин 50–60 м (за исключением шхерного района) отсутствуют современные осадки и на дне господствуют условия размыва (до 10 м). На некоторых участках донная поверхность покрыта перлювиальными образованиями, гранулометрический состав которых находится в резком несоответствии с современным гидродинамическим режимом. В узостях (проливе Восточная Соловецкая Салма и особенно в Горле Белого моря) под влиянием приливо-отливных течений формируются транзитные флювиальные песчаные осадки, образующие своеобразные формы рельефа – песчаные ленты, песчаные волны, песчаные гряды.

В настоящее время описываемая часть морского бассейна испытывает резкий дефицит обломочного материала. Общий сток рек в Белое море составляет около 215 млрд км³. Крупнейшая река – Северная Двина ежегодно выносит в морской бассейн около 111 млрд км³. Онега выносит всего 16 млрд км³. Сток остальных рек существенно ниже. Сток взвешенных наносов Северной Двины составляет около 10 млн т, остальные реки отличаются значительной прозрачностью, наличием порогов в нижней части течения, а на Кольском полуострове – заозеренностью. Все это приводит к тому, что влияние рек на осадконакопление ощущается только непосредственно в устьях. Наиболее крупной является дельта р. Северная Двина (около 900 км²). На Кольском полуострове р. Варзуга характеризуется также порогами в нижнем течении, а вынос обломочного материала в голоцене позволил сформировать гигантскую косу, на берегу которой в настоящее время располагается село Кузомень. В устье реки (так же как Стрельны и Чапомы) расположены песчаные бары.

Абразия берегов развита более активно, чем на территории листа Q-36. На восточных берегах Онежской и Двинской губ отчетливо прослеживаются клифы, большей частью мертвые, но есть и активные. Интенсивно происходит размыв юго-восточного берега Горла Белого моря. У северо-западного берега фиксируется почти постоянно клиф, выработанный в четвертичных отложениях и частично затрагивающий кристаллический цоколь. По данным В. С. Медведева, скорость отступления берега на Онежском полуострове составляет 0,5–1,0 м/год, а в Горле возрастает до 1,5–1,8 м/год. По данным Суздальского [188], средняя скорость отступления абрадируемых берегов Онежско-Мезенского района Белого моря составляет 1,5 м/год, объем материала от абразии берегов – 12 млн т/год.

Значительно более проявлена абразия морского дна, особенно в зонах интенсивного развития приливо-отливных течений. Об этом свидетельствует формирование аккумулятивного тела мощностью около 35 м в устьевой части Горла Белого моря. Принимая во внимание площади дна выше 10 м, где преимущественно происходит размыв, можно оценить объем материала подводной абразии не менее 1–15 млн т/год.

В любом случае, Белое море испытывает в настоящее время существенный дефицит обломочного материала, что приводит к появлению обшир-

ных площадей, не покрытых современными осадками (около 50 %), а современное осадконакопление сосредоточивается только в депрессиях донного рельефа. При этом данные высокочастотного профилирования показывают, что абразионное дно, сложенное более древними осадками, фиксируется на глубинах 100–150 м.

ОБРАБОТКА И ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ДАННЫХ ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

Гранулометрический состав является наиболее информативным признаком осадка, служит достаточно надежным индикатором условий осадконакопления. По результатам гранулометрического анализа поверхностных проб были рассчитаны статистические параметры и построены графики кривых распределения и кумулятивные кривые распределений гранулометрического состава.

Схемы содержания в осадке отдельных фракций (гравий, песок, алеврит, пелит) отражают закономерности распределения донных осадков по акватории (рис. 12, табл. 4).

Из табл. 4 следует, что в целом по акватории в составе осадков доминирует песчаная фракция (41,3 %). Следующая по распространенности является фракция пелитовой размерности (33,0 %). Содержание алевритовой фракции в среднем по акватории составляет 18,1 %, гравийной не превышает 7,2 %.

Содержание *гравийной фракции* в осадках на большей части площади листа Q-37 не превышает 10 %. В Горле и Воронке Белого моря содержание гравия в осадках составляет 25–50 %. На отдельных участках в Горле и у Зимнего Берега содержание гравия превышает 50 %, а кое-где площади покрыты сплошной валунно-галечной отмосткой.

Основные концентрации *песчаной фракции* (содержание в осадке более 75 %) сосредоточены у берегов и в виде полос в Горле и Воронке Белого моря. При выходе из Горла, по направлению к центральной впадине содержание песка в осадках резко уменьшается и не превышает 25 %.

Основные концентрации *алевритовой фракции* сосредоточены на склонах глубоководной впадины и выровненных участках Онежского залива.

Таблица 4

Фракционная структура поверхностного слоя донных осадков

Фракция	min	max	Среднее значение, %
Гравий	0,0	11,3	7,2
Песок	0,7	80,6	41,3
Алеврит	6,1	77,0	18,1
Пелит	5,0	91,2	33,0

Здесь содержание алеврита составляет 25–50 % и лишь в локальных понижениях — более 50 %. В Горле и Воронке содержание алеврита не превышает 10 %, а в глубоководной части осадки содержат менее 25 % алеврита.

Основные концентрации *пелитовой фракции* сосредоточены на глубинах более 50 м. В глубоководной впадине содержание пелита составляет 75–85 %, а в самых глубоких участках — и более 85 %.

Для изучения фракционной структуры донных осадков и оценки ее латеральной изменчивости рассчитаны значения основных статистических параметров, таких как средний размер частиц и сортированность осадка, что позволяет более полно охарактеризовать процессы седиментации (рис. 13).

Средний размер является мерой местоположения осадка в конкретных энергетических условиях, характеризуется равновесным состоянием осадка по отношению к этим условиям. Исходя из этого, средний размер зерен рассчитан как показатель энергии среды седиментации, зависящий от крупности исходного материала и интенсивности воздействия на осадок гидродинамических факторов [168].

Полученная схема распределения частиц по среднему размеру показывает, что основная часть осадков относится к фракции мелкого алеврита (среднее значение 0,03 мм). Уменьшение среднего размера происходит с увеличением глубины моря в области низких энергий (Центральная впадина). Увеличение среднего размера более 0,05 мм отмечено на отдельных участках акватории, в областях более высоких энергий.

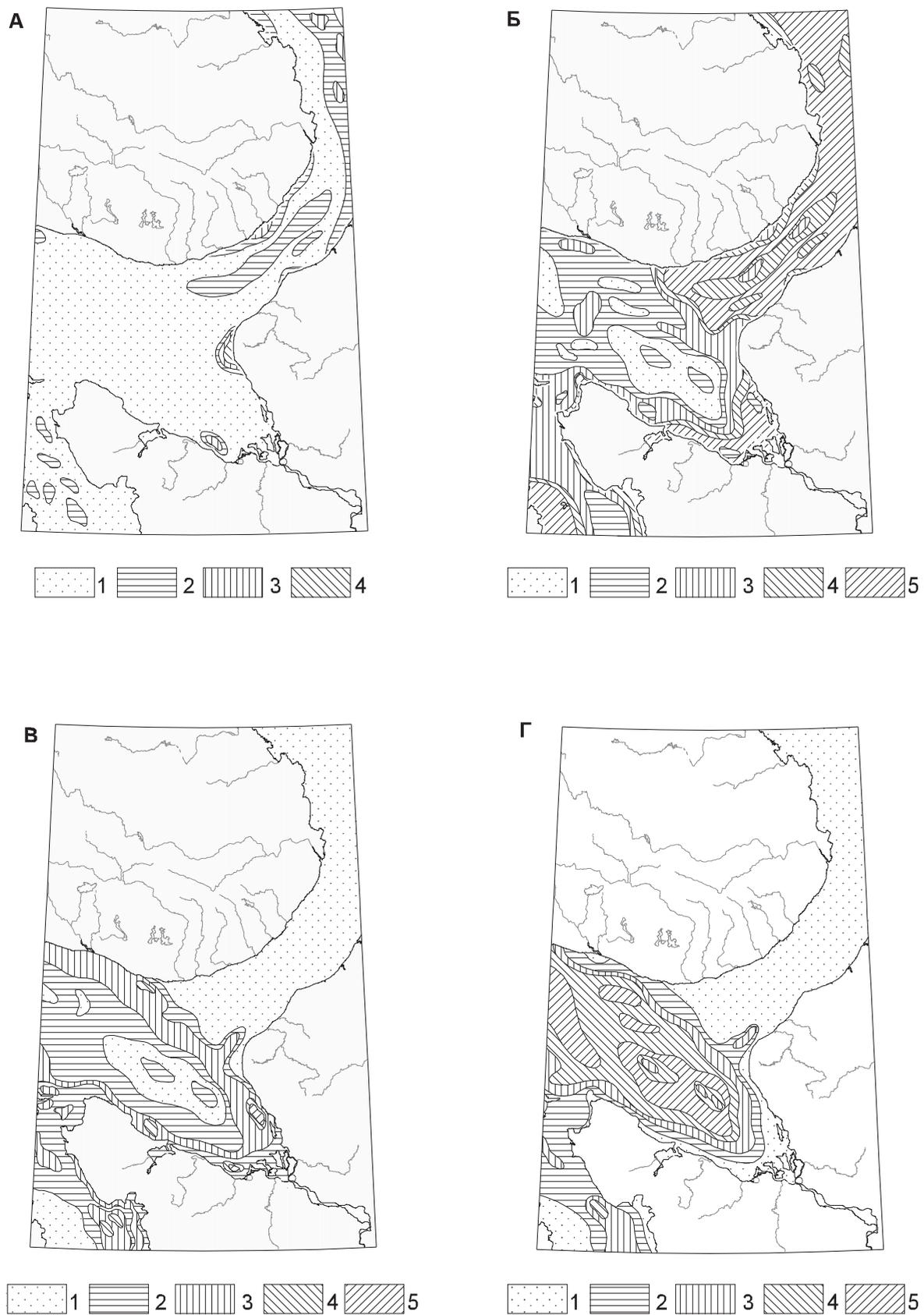
Сортированность. Как показатель меры сортированности был рассчитан коэффициент нормированной энтропии. Коэффициент (H_g) предложен С. И. Романовским (1988 г.) для оценки сортированности осадка в пределах всего интервала размерностей (от глин до песков).

Полученная схема показывает, что на данной акватории преобладают умеренносортированные осадки ($H_g > 0,50$). Плохосортированные осадки ($H_g = 0,5–0,75$) выделены в Центральной впадине, также здесь выделены поля умеренносортированных осадков. В Горле и Воронке распространены умеренно- и хорошосортированные осадки. В целом для этого региона среднее значение сортированности составляет 0,3.

Для определения динамических типов донных отложений использована методика построения кумулятивных кривых [67]. На ее основе, без необходимости измерения скоростей придонных течений, возможна типизация донных отложений и восстановление гидродинамики среды.

Все многообразие кумулятивных кривых сведено к четырем типам: Г, Е, А, В. Тип Г и Е подразделяется на подтипы Г1 и Г2, Е1 и Е2 по содержанию гравийной фракции в осадке (положение относительно оси X). Подтипы А1, А2 выделены по статистическим показателям и по перегибу кумулятивной кривой. Выделенные динамические типы отложений достаточно четко отражают особенности гидродинамических режимов и, как следствие, преобладающие процессы седиментации. Рисунок 14 иллюстрирует различные типы кумулятивных кривых.

Выпуклая кривая *Г1-типа* характеризует осадки, отложившиеся при транспортировке и размыве в условиях весьма высокой стабильности гидродинамической активности. Аккумуляция осадков в основном отсутствует. Гранулометрический состав — ПГр, ГрП.



Масштаб 1 : 5 000 000

Рис. 12. Распределение гранулометрических фракций в современных отложениях.

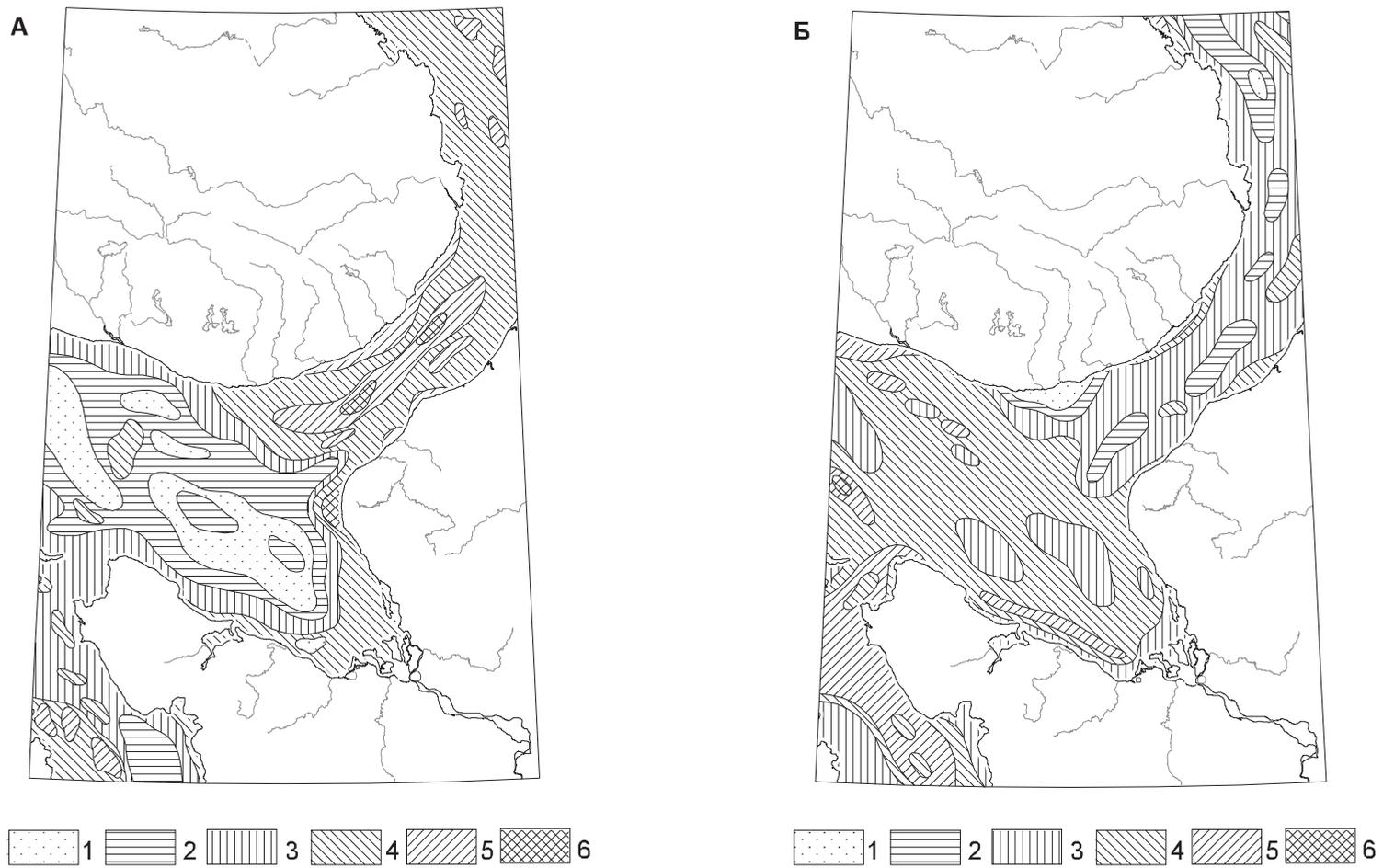
А – Распределение гравийной фракции в осадке.

Б – Распределение песчаной фракции в осадке.

В – Распределение алевритовой фракции в осадке.

Г – Распределение пелитовой фракции в осадке.

1–5 – содержание фракций в осадке (%): 1 – 0–10; 2 – 10–25; 3 – 25–50; 4 – 50–75; 5 – более 75.



Масштаб 1 : 4 000 000

Рис. 13. Расчет статистических показателей по данным гранулометрического анализа.

А 1–5 – средний размер частиц (мм): 1 – 0,005–0,001 (пелит средний), 2 – 0,01–0,005 (пелит крупный), 3 – 0,05–0,01 (алеврит мелкий), 4 – 0,1–0,05 (алеврит крупный), 5 – 0,25–0,1 (песок мелкий), 6 – 1,0–2,5 (гравий мелкий).

Б – Энтропийная мера сортированности. 1–6 – коэффициент нормированной энтропии: 1 – менее 0,1 (идеально сортированные), 2 – 0,1–0,25 (хорошо сортированные), 3 – 0,25–0,5 (умеренно сортированные), 4 – 0,5–0,75 (плохо сортированные), 5 – 0,75–0,9 (несортированные), 6 – более 0,9 (абсолютно несортированные).

Выпуклая кривая *G2-tuna* характеризует осадки, отложившиеся при транспортировке в условиях высокостабильной гидродинамической активности. Гранулометрический состав – Пч, ПА и АП.

Би- и полимодальная кумулята *E-tuna* обычна для осадков, образовавшихся при размыве, перемыве и частичной транспортировке в условиях высокой нестабильности гидродинамической активности. Аккумуляция осадков отсутствует. Гранулометрический состав – миктиты и полимиктиты мелкообломочные.

S-образная кумулята *A-tuna* характеризует осадок, сформировавшийся в условиях нестабильной гидродинамической активности среды. Этот тип разделяется на подтипы А1 и А2. Процесс седиментации для кривой подтипа А1 характеризуется транспортировкой, частично размывом и аккумуляцией. Характерный гранулометрический состав осадков – ППЛА, ПАПл.

Для кривой подтипа А2 преобладающим процессом является аккумуляция и частично транспортировка. Характерный гранулометрический состав осадков – ПАПл, АПл.

Вогнутая кумулята *B-tuna* характеризует осадок, сформировавшийся в условиях частичной аккумуляции и транспортировки в условиях умеренной гидродинамической активности. Характерный гранулометрический состав – Пл, Плч.

ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЕ ТИПЫ ОСАДКОВ

Гранулометрический состав является основным классификационным признаком современных донных отложений. Для характеристики гранулометрического состава морских осадков применялась системная десятичная метрическая классификация ВНИИОкеангеология, в соответствии с которой на литологической карте поверхности морского дна выделены осадки четырех гранулометрических типов: моногранулярные, бигранулярные, тригранулярные и полигранулярные [92].

Моногранулярные (однородные) осадки, сложенные на 75 % и более одной доминирующей фракцией, представлены песками, алевритами и пелитами. Среди моногранулярных осадков выделяются **моногранулярные чистые**, где содержание господствующей фракции составляет более 85 %.

Моногранулярные песчаные осадки (П), в том числе чистые (Пч), закартированы на обширных площадях данной акватории. Чистые пески распространены в Горле и Воронке Белого моря, где они формируются в условиях стабильных интенсивных приливо-отливных течений. Пески покрывают выровненные площади и желобообразные депрессии. Они разделены обширными абразионными участками, покрытыми валунно-галечным материалом. Часто по данным сонара видно, как песчаные волны идут по гравийно-галечной крышке, бронирующей зоны размыва. По данным сонарной съемки видно, что, несмотря на схему постоянных течений, пески в южной части Горла преимущественно мигрируют в сторону Белого моря. Севернее мыса Инцы происходит дивергенция потока, и общее направление миграции песков приобретает северное направление. Содержание песчаной фракции в осадках местами превышает 90 %. При этом отсутствует

не только алевритовая, но и тонкопесчаная фракции. Вследствие этого для песков характерна низкая плотность (в отличие от прибрежных песков) и почти полное отсутствие тяжелых минералов. Из примесей в незначительных количествах присутствуют алеврит и пелит. Более тонкие различия гидродинамических характеристик на разных участках акватории приводят к дифференциации песков на мелко-, средне- и крупнозернистые. Моногранулярные пески создают широкий фон на выровненных участках Онежского залива и в аванделъте Северной Двины. Также они отмечены на Соловецком шельфе. Содержание песка в этих осадках составляет 75–80 %, из примесей присутствует алеврит 10–20 % и пелит – 10–15 %. Пески умеренно сортированы.

Для песков характерна S-образная форма кумулятивной кривой, сортировка осадков в Горле и Воронке хорошая, местами идеальная.

Необходимо отметить, что чистые моногранулярные пески с высокой степенью отсортированности являются ценным материалом для строительной индустрии (подробнее в гл. «Полезные ископаемые»).

Поле *моногранулярных алевритов (А)* выделено в районе дельты Северной Двины. Содержание алеврита в осадках более 80 %, из примесей присутствуют песок и пелит в количествах менее 10 %. Формирование моногранулярных алевритов в береговой зоне Двинского залива обусловлено выносом мелкозернистого материала Северной Двиной и действием вдольбереговых течений.

Моногранулярные пелиты (Пл), в том числе *пелиты чистые (Плч)* широко распространены на площади листа. Наибольшее значение в распределении пелитового материала имеют глубоководные зоны, а именно часть центральной впадины Белого моря и прилегающие к ней области на глубинах моря, превышающих 150 м. Гипсометрически ниже – на глубинах более 200 м, пелиты переходят в чистые осадки (*Плч*) с содержанием пелитовой фракции до 90 %, фракция субколлоидного пелита составляет не более 35 %, преобладают частицы размера среднего пелита. Средний размер осадков – 0,001–0,004 мм. Содержание пелитовой фракции в моногранулярных пелитах составляет более 75 %, из примесей присутствуют песок – 4–8 %, алеврит – 6–15 %. Формирование однородных пелитовых отложений определяется стабильной слабой гидродинамической активностью придонного слоя, в результате чего происходит осаждение из взвеси пелитовых частиц. В Центральной впадине отмечаются циклические течения, непосредственно влияющие на образование двух основных полей тонкодисперсных осадков. Сортировка осадков умеренная, характерна вогнутая кумулятивная кривая В-типа.

Бигранулярные (переходные) осадки сложены преобладающей (от 50 до 75 %) и дополняющей (25–50 %) размерными группами фракций. Эти отложения представлены гравийными, песчаными, алевритовыми и пелитовыми разновидностями.

Галечный гравий (ГГр) развит у мыса Инцы. Формирование этих осадков обусловлено абразией береговых пород. Здесь содержание гравия составляет 65–72 %, гальки до 20 % и алеврита 10–12 %.

Поля *гравийных песков (ГрП)* закартированы в Горле и Воронке Белого моря. Содержание песка в осадке составляет 62–70 %, гравия – 25–40 %.

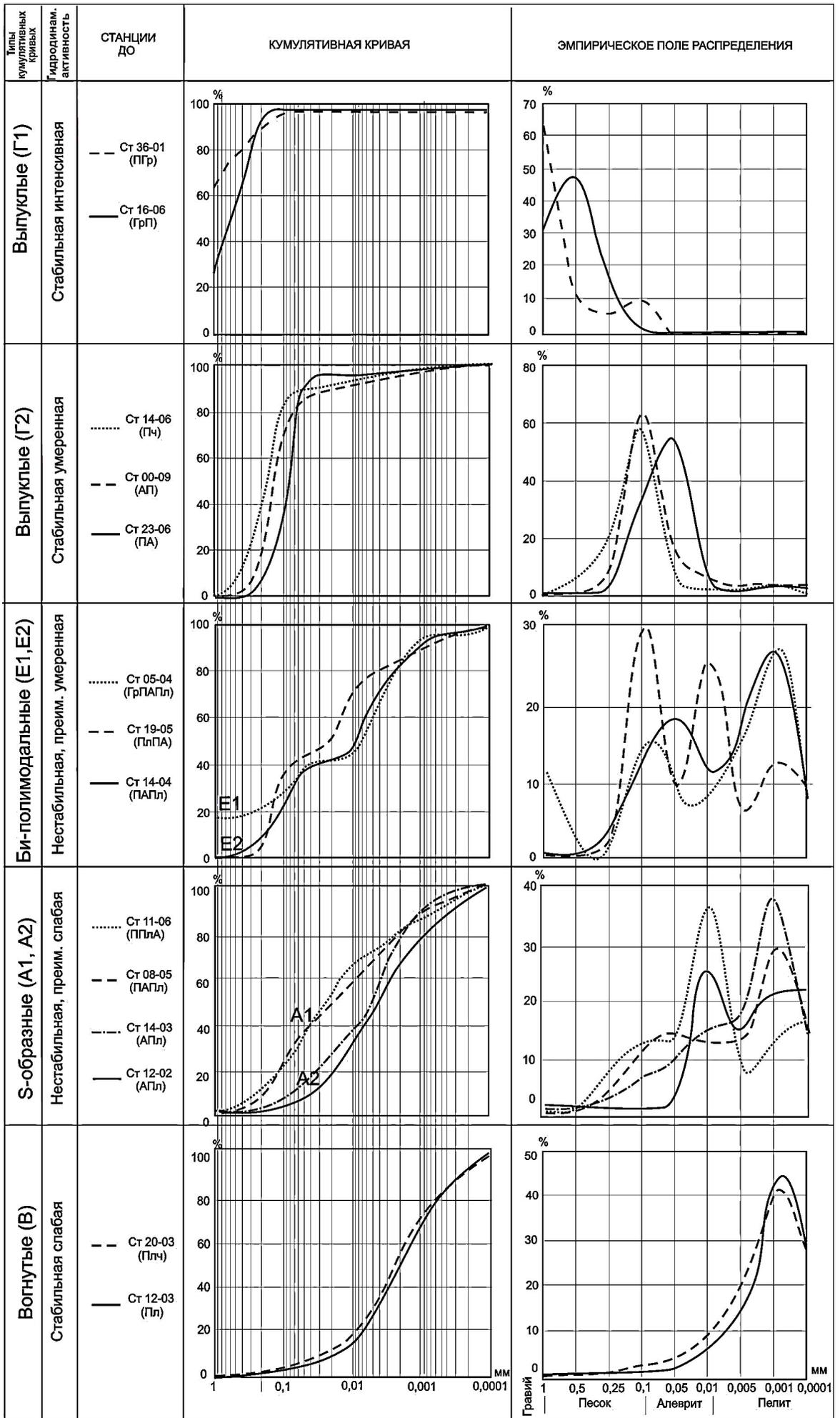


Рис. 14. Зависимость гранулометрического состава от гидродинамической активности.

Кумулятивные кривые Г-типа указывают на формирование данных осадков в условиях интенсивной гидродинамики, средний размер частиц увеличивается до 0,08 мм (Ак).

Алевритовые пески (АП) располагаются гипсометрически ниже моногранулярных песков, развиты на склонах глубоководной впадины, в Двинском заливе и на участке вблизи Онежского берега. Содержание песчаной фракции в алевритовых песках изменяется от 52 до 70 %, алеврита — от 20 до 40 %, отмечается примесь пелита (менее 10 %). Характерна S-образная форма кумулятивной кривой с резким перегибом в крупноалевритовой фракции. Гипсометрически ниже алевритовые пески переходят в песчаные и алевритовые миктиты.

Песчаные алевриты (ПА) выделены на участке Летнего Берега между Унской губой и мысом Лопшеньгский, вдоль юго-восточной части Онежского берега и в пониженных участках Восточной Соловецкой Салмы. Содержание алевритовой фракции в песчаных алевритах изменяется от 51 до 62 %, песчаной — от 35 до 44 %, примесь пелита менее 10 %. Формируются в условиях умеренного гидродинамического режима.

Пелитовые алевриты (ПЛА) имеют ограниченное распространение по площади акватории, развиты в локальных, чаще замкнутых понижениях рельефа. Встречаются в западной части Онежского залива на глубинах 50–60 м. Содержание алевритовой фракции в осадках 52–64 %, пелитовой — 23–45 %, примесь песка — до 4–12 %.

Формирование *песчаного пелита (ППл)* в центральной части Бассейна Белого моря на глубинах 150–250 м связано с размывом подстилающих верхнеплейстоценовых отложений. Содержание пелита в этих осадках составляет 70–73 %, песчаной фракции достигает 25 %, примесь алеврита — 10–12 %.

Алевритовые пелиты (АПл) широко распространены на склонах и днище глубоководной впадины. Они формируются на глубинах 50–200 м в условиях нестабильной преимущественно слабой гидродинамики, с преобладанием процессов транспортировки и аккумуляции, о чем свидетельствует плавная S-образная кумулятивная кривая, без резких перегибов. Содержание пелитовой фракции в осадке составляет 52–74 %, алеврита — 26–47 %, примесь песка менее 10 %. Осадки умеренно сортированные.

Тригранулярные осадки (миктиты), состоящие из трех фракционных групп, и **полигранулярные (полимиктиты)**, сложенные четырьмя и более фракциями, относятся к смешанным осадкам. Они содержат взаимодополняющие размерные группы фракций в количестве от 25 до 50 % каждая, сопутствующие — от 10 до 25 %. Сортировка осадков плохая ($H_g > 0,75$), кумулятивные кривые в основном би- и полимодальные. Формирование этих отложений обусловлено совокупностью различных динамических процессов.

На карте выделяются следующие разновидности миктитов: валунно-галечно-гравийные (ВГГр), галечно-гравийно-песчаные (ГГрВ), алеврито-гравийно-песчаные (АГрП), пелито-алеврито-песчаные (ПлАП), алеврито-пелито-песчаные (АПлП), пелито-песчано-алевритовые (ПлПА), песчано-пелито-алевритовые (ППлА), алеврито-песчано-пелитовые (АППл), песчано-алеврито-пелитовые (ПАПл). Эти осадки характерны для перлю-

виального генетического типа, который формируется преимущественно за счет избирательного выноса мелкозема. Они выполняют значительные по площади пространства между районами распространения осадков переходного типа, связаны с ними и между собой фациальными переходами.

Из мелкообломочных миктитов, выделенных на литологической карте, наиболее широко распространены *песчано-пелито-алевритовые (ППЛА)* и *песчано-алеврито-пелитовые (ПАПл)*, связанные фациальными переходами. Глубины их встречаемости изменяются в широких пределах: от уреза воды в прибрежной зоне до 100–150 м на склонах желобов. Пространственно они совпадают с выявленными по данным высокочастотного профилирования абразионными участками морского дна.

Полимиктиты (Пм) имеют ограниченное распространение по площади акватории, выделены на участках вдоль Терского Берега, а также в Онежском заливе. Формирование этих осадков связано с размывом подстилающих верхненеоплейстоценовых отложений. Содержание (%) гравия в полимиктитах составляет 15–20, песка – 20–31, алеврита – 38–44, пелита – 20–24. Этим осадкам соответствует полимодальная кумулятивная кривая, осадки несортированные ($H_g > 0,75$).

ВЕЩЕСТВЕННО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

В зависимости от происхождения и вещественного состава исходного материала среди морских осадков изученной акватории листа выделены следующие вещественно-генетические типы: терригенный, палимпсестовый, карбонатный биогенно-терригенный и хемогенно-терригенный.

Терригенные отложения наиболее широко развиты и занимают более 90 % площади дна, поэтому крапом на карте не выделяются. Основными источниками обломочного материала являются продукты береговой и донной абразии. Сток Северной Двины и Онеги приносит достаточно большое количество взвешенного терригенного материала. Огромное значение имеет осаждение биогенно-терригенной взвеси. При этом значительная часть терригенных частиц первоначально оседает в губах, заливах или вблизи берегов. Попав в зону волнения и течений, терригенный материал начинает перераспределяться по площади дна в соответствии с крупностью частиц и в зависимости от морфологии дна до соответствующего им энергетического уровня. Перенос песчано-алевритового материала осуществляется путем волочения по дну, сальтацией и во взвеси, тонкоалевритового – пелитового – исключительно во взвешенной форме.

Палимпсестовые отложения формируются при размыве и перемыве верхненеоплейстоценовых морских отложений и развиты на участках отсутствия голоценовых отложений или их незначительной мощности (менее 0,5 м). Районы развития палимпсестовых отложений отмечены в Центральной впадине, представлены песчаным пелитом, примесь песка в осадке – в результате размыва. На участках вдоль Терского Берега, а также в Онежском заливе палимпсестовые отложения представлены полимиктитами.

Накапливаясь в условиях субполярного литогенеза, осадки Белого моря характеризуются низкими концентрациями биогенных компонентов. Кар-

бонатные биогенно-терригенные и терригенно-биогенные отложения развиты на отдельных участках акватории. Если содержание карбонатной биогенной компоненты в осадке меньше 50 %, то эти отложения являются биогенно-терригенными, если больше 50 %, то относятся к типу терригенно-биогенных. Основное поле их совместного развития расположено в Воронке Белого моря, где совокупность благоприятных факторов обусловила формирование богатейшего Святоносского месторождения ракушечных песков. Максимальное содержание ракуши в этом районе достигает 80 %. Карбонатная часть осадков представлена детритом и целыми раковинами двустворок и балянусов размером от 0,1 до 3–5 см, реже отмечаются гастроподы и мшанки [67].

Карбонатные биогенно-терригенные отложения также установлены в районе Восточной Соловецкой Салмы (район Соловецкого шельфа). Здесь оконтурены поля гравийных песков, грубообломочная фракция которых представлена дробленой ракушей. Эти осадки располагаются на глубине от 5 до 30 м. Вскрытая мощность их более 4 м. Образование этих осадков связано как с процессами размыва песчанисто-глинистых отложений, сформированных в атлантическое время голоцена, которое характеризовалось максимумом биопродуктивности (*Chlamys, Macoma, Leda, Astarte*) [41], так и разрушения банок моллюсков, приуроченных к участкам дна, сложенных валунным материалом.

К *хемогенно-терригенному генетическому типу* относятся осадки, в которых присутствуют железомарганцевые конкреции (ЖМК). Поля их развития и отдельные находки вынесены на литологическую карту. ЖМК встречаются на дне Белого моря довольно часто, но, как правило, их выход крайне невелик. Железомарганцевые конкреции шарообразной, практически правильной формы в диаметре до 2 см, матовые с неровной поверхностью, темные до черного, с пятнами окисления желто-рыжего цвета (рис. 15). Конкреции в осадке распределены равномерно, залегают с глубины 15–20 см. Содержание в осадке – до 5 %. Шарик плотные, относительно быстро разрушаются в песок только в воде.

По данным «ВСЕГЕИ» (2003 г.), локальное поле ЖМК установлено в Онежском заливе на глубинах до 35 м вблизи Лямецкого Берега на поверхности и склоне подводной террасы. Выделяются следующие морфотипы ЖМК: корки обрастания терригенного материала – шаровидные, дисковидные и желваковые. Содержание марганца в ЖМК изменяется от 2 до 15 %. Часть конкреций, очевидно, является реликтовыми образованиями. Приуроченность поля ЖМК к бровке и склону террасы, возможно, определяется разгрузкой в данном районе подземных вод, что создает своеобразный физико-химический барьер, способствующий выпадению из придонной воды гидроокислов железа и марганца.

В Горле Белого моря ЖМК приурочены к мелкозернистым пескам. Распространены различные морфологические типы ЖМК: шаровидные, лепешковидные, усеченного конуса и микроконкреции. Содержание марганца в конкрециях Горла Белого моря не превышает 15 %. По-видимому, эти ЖМК являются реликтовыми образованиями, и их распределение в донных осадках контролируется процессами современной гидродинамики.

МИНЕРАЛЬНО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Изучение минерального состава проб проводилось иммерсионным методом крупноалевритовой фракции (0,1–0,05 мм).

Минеральный состав поверхностных донных отложений зависит от петрографического состава пород областей сноса. Выход тяжелой фракции в осадках изменяется в зависимости от близости суши, дальности переноса и гидродинамических условий зоны седиментации.

Выход тяжелой фракции неравномерно распределен в пределах изучаемой акватории. Вдоль Карельского Берега выход тяжелой фракции составил более 10 %. В центральной впадине выход тяжелой фракции в осадках составляет менее 10 %, в то время как в Горле и Воронке – 10–20 % и более. Повышенное содержание тяжелых минералов в осадках южного и восточного побережий Кольского полуострова является следствием минералогической дифференциации осадков под действием приливо-отливных течений.

По минеральному составу тяжелая фракция осадков характеризуется преобладанием порообразующих минералов (пироксены, амфиболы, гранаты и минералы гр. эпидота–цоизита), которые составляют до 65 % от выхода тяжелой фракции.

В качестве аксессуарных минералов присутствуют апатит, циркон, титанистые минералы (титанит, лейкоксен, рутил). Эпизодически встречаются анатаз, брукит, ставролит, силлиманит, кианит, биотит.

Моноклинные пироксены представлены плохоокатанными обломками, часто выветрелыми и трещиноватыми, бесцветными, слабоокрашенными или ясно окрашенными зеленоватыми (гр. диопсида). В обр. 20-02; 21-01; 21-02; 22-02 зерна более окатаны и часто в пленках гидроокислов.

Ромбические пироксены – в основном ясно плеохроирующие обломки гиперстенов.

Содержание пироксенов в осадках составляет 1,6–10,9 %.

Обыкновенная роговая обманка – обломочные окатанные призматические зерна ярких зеленых оттенков и часто густо (до черного) окрашенных. Единичные зерна бесцветной роговой обманки неокатанные, единичные зерна коричневого цвета. Небольшое количество выветрелых зерен. Содержание роговой обманки в осадках составляет 6,2–61,7 %.

Гранаты представлены угловатыми окатанными и неокатанными обломками бесцветного, розового, ярко-розового и коричневого цветов. Содержание гранатов в осадке варьирует от 5,4 до 31,9 %.

Группа эпидот–цоизита в основном представлена обломочными окрашенными зернами; часто обломками агрегатного строения и реже с выветрелым эпидотом. Содержание минералов группы эпидот–цоизита варьирует от 4,6 до 27,2 %.

Сфен представлен окатанными желтоватыми выветрелыми зернами и свежими округлыми обломками кристаллов с сильной дисперсией. Содержание сфена в осадках не превышает 4,8 %.

Рутил – в основном выветрелые обломки, сдвойникованные оранжево-красные или единичные мелкие призматические кристаллы желто-красные, оранжевые, коричнево-красные, фиолетовые. Содержание рутила в осадках акватории менее 1,6 %.

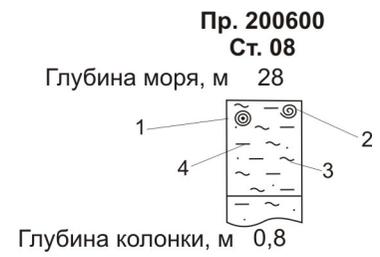
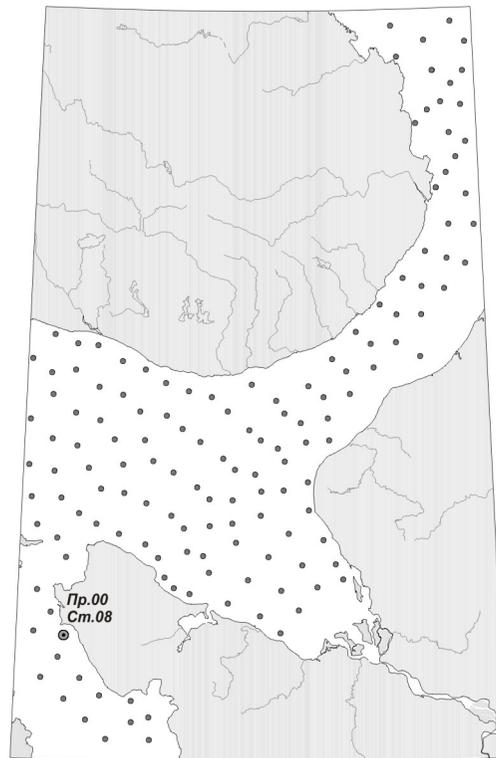
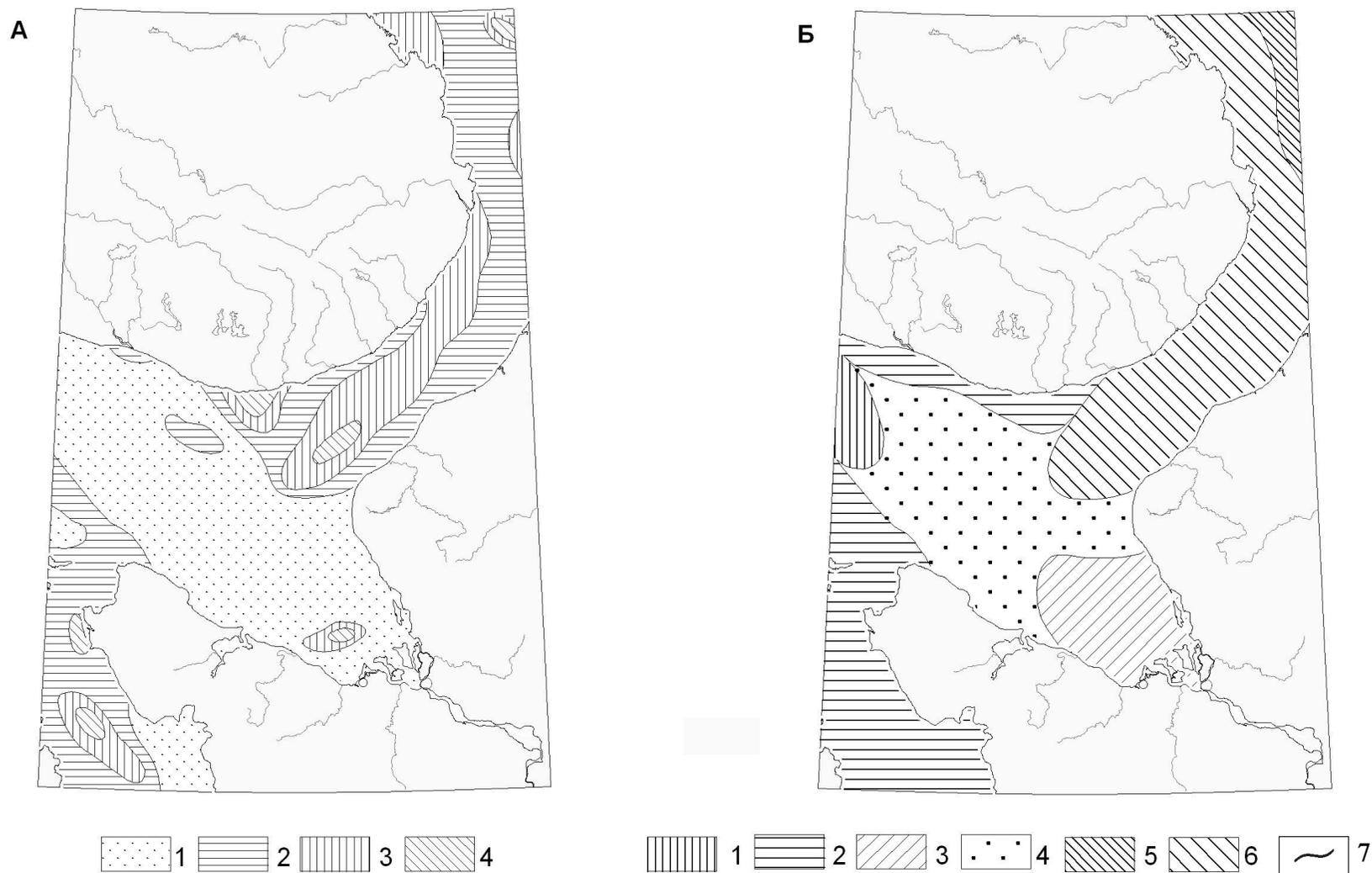


Рис. 15. Железомарганцевые конкреции в Белом море (ст. 200600-08). Материалы ОАО «МАГЭ». Фото О. В. Исаевой.

1 – железомарганцевые конкреции, 2 – ракушка, 3 – пелит, 4 – алевролит.



Масштаб 1 : 4 000 000

Рис. 16. Минералогическая характеристика поверхностных осадков.

А: 1–4 – содержание тяжелой фракции: 1 – менее 5 %, 2 – 5–10 %, 3 – 10–20 %, 4 – более 20 %. *Б:* – минеральные ассоциации тяжелой фракции современных отложений: 1 – гранат-чернорудно-роговообманковая, 2 – эпидот-гранат-роговообманковая; 3 – эпидот-гранат-роговообманковая с цирконом, 4 – эпидот-гранат-существенно роговообманковая, 5 – эпидот-гранат-чернорудная с цирконом, 6 – эпидот-гранат-чернорудно-роговообманковая; 7 – границы минеральных ассоциаций.

*Эгири*н представлен изумрудно-зелеными крупными обломками призматических кристаллов неокатанных и окатанных. Содержание эгирина в осадках акватории не превышает 8,5 %.

Циркон — в основном окатанные обломки бесцветные и розоватые, а также зональный циркон. Содержание циркона в осадках варьирует от 0,7 до 10,9 %.

Черные рудные — округлые обломки черного цвета с металлическим блеском. Содержание черных рудных минералов в осадке составляет 1,4–38,9 %.

Пирит представлен обломочными агрегатными зернами и сферолитами по органике. В отдельных пробах его содержание достигает 24,7 %.

Гидроокислы железа покрывают зерна минералов, содержание в осадке не превышает 6,5 %.

На рис. 16 показано распределение минеральных ассоциаций в современных отложениях по акцессорным минералам. Ближайшими областями сноса для формирования этих ассоциаций служат породы гранито-гнейсового комплекса Балтийского щита и ледниковые отложения севера Русской плиты. Источники поступления «черных» минералов и граната в современные отложения — это древние метаморфические толщи и интрузии различного состава [90]. Терригенный материал для формирования минеральных ассоциаций поступает также за счет абразии морского дна мелководий и размыва подстилающих отложений.

Наиболее перспективным участком является устье р. Варзуга, где, по данным ВСЕГЕИ [271], были выделены участки с валовым содержанием тяжелых минералов в 200–300 кг/м³. Отдельные «струйные» зоны тяжелых минералов шириной в несколько метров и ориентированные параллельно берегу на глубинах 3–6 м. В вертикальном разрезе максимум тяжелых минералов достигал у границы т. н. «ложного плотика», на границе верхнего активного слоя песков содержали до 700–750 кг/м³. Средние концентрации целого ряда россыпных минералов составляли (кг/м³): ильменита до 11, рутила — 1, циркона — 6,7, магнетита — 10,2, лопарита — 1. При этом максимальные концентрации ильменита достигали (кг/м³) 106,9, циркона — 21, лопарита — 47,8. Только для Варзугинского участка подсчитанные запасы составляли (т): условный ильменит 30 000, циркон — 8000, лопарит — 2000 [257].

В районе Горла Белого моря (Зимний Берег), вдоль побережья Онежского полуострова на пляжах и в устьях рек в современных прибрежно-морских отложениях обнаружены ореолы рассеяния минералов-спутников алмаза, источником которых являются промежуточные коллекторы терригенных формаций палеозоя [265].

В рамках настоящего проекта ревизия россыпных месторождений не проводилась, шлиховое опробование не выполнялось, и тяжелая фракция изучалась только в подфракции 0,1–0,05 мм. Поэтому на литологической карте контурены ореолы повышенных концентраций гранатов, титансодержащих минералов (титанит, рутил, анатаз, брукит, черные рудные) и циркона, в пределах которых содержания составляют (кг/м³): для граната — 7–23, титансодержащих минералов — 4–18, циркона — 2–14. Эти участки выделены вдоль Терского и Летнего Берегов. Также на карту вынесены станции, где в пробах обнаружены единичные зерна ортита и монацита.

Содержание элементов-примесей в отложениях определялось спектральным полуколичественным анализом. Поступление химических элементов в донные осадки осуществляется с терригенным обломочным материалом, поступающим с суши путем выпадения из взвеси, а также за счет перемыва подстилающих слоев. В табл. 5 приведены содержания элементов-примесей в донных осадках акватории. Концентрации, превышающие кларковые содержания в осадочных породах [35], отмечены для элементов титана, марганца, циркона.

Таблица 5

Содержание элементов-примесей в донных осадках

Элемент	Среднее содержание, вес. %	Мах., вес. %	Кларковое содержание в осадочных породах (по А. П. Виноградову)
Ba	$7,3 \times 10^{-2}$	$10,0 \times 10^{-2}$	8×10^{-2}
Ti	52×10^{-2}	100×10^{-2}	$4,5 \times 10^{-2}$
Mn	15×10^{-2}	100×10^{-2}	$6,7 \times 10^{-2}$
Fe	5,6	>10	3,9
Pb	$1,3 \times 10^{-3}$	$3,0 \times 10^{-3}$	2×10^{-3}
Ni	$5,9 \times 10^{-3}$	10×10^{-3}	$9,5 \times 10^{-3}$
Zr	$27,9 \times 10^{-3}$	70×10^{-3}	20×10^{-3}
Mo	$0,1 \times 10^{-3}$	$0,7 \times 10^{-3}$	$1,1 \times 10^{-3}$
V	$1,4 \times 10^{-2}$	$3,0 \times 10^{-2}$	$1,3 \times 10^{-2}$
Cu	$5,4 \times 10^{-3}$	10×10^{-3}	$5,7 \times 10^{-3}$
Zn	$7,4 \times 10^{-3}$	20×10^{-3}	8×10^{-3}
Co	24×10^{-4}	50×10^{-4}	20×10^{-4}
Sr	$3,1 \times 10^{-2}$	$7,0 \times 10^{-2}$	$4,5 \times 10^{-2}$

Основную роль в накоплении элементов-примесей играют природные факторы (обогащение минералами-носителями за счет механической дифференциации, сорбция, химическое осаждение). Поэтому повышенные содержания Cu, Pb, Ni, Zn и ряда других элементов приурочены к алевроито-пелитовым отложениям (см. гл. «Геолого-экономическая обстановка»).

**ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА
В ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ**

Содержание органического углерода в современных отложениях определялось «мокрым сжиганием» по методу Кноппа по 79 станциям. Содержание органического углерода в среднем по акватории составляет 0,65 %. Более высокие содержания $C_{орг}$ (1–1,65 %) приурочены к пелитовым отложениям в глубоководной части акватории и в Онежском заливе.

Содержание углеводородных газов в осадках (нл/кг)

Газ	Число проб	Хср	Хмин	Хмакс
Метан	74	15 852	189	605 839
Этилен	74	6,0	1,0	17,0
Этан	74	5,0	0,0	16,0
Пропан	74	7,0	0,0	20,0
И-бутан	74	0,2	0,0	2,0
И-бутилен	74	0,7	0,0	7,0
Н-бутан	74	1,3	0,0	6,0

На состав и содержание газовой компоненты были проанализированы 74 пробы донных осадков, отобранных с глубины колонки более 1,5 м, т. к. в верхних горизонтах протекают интенсивные биохимические процессы.

Среди углеводородных газов в отложениях доминирует метан. Метан опережает другие УВ газы при миграции, 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, н-бутан и и-бутан, так и непредельные: этилен, пропилен, и бутилен.

Содержание углеводородных газов в донных осадках исследуемой акватории приведено в табл. 6.

На акватории листа Q-37 содержания метана и его гомологов невысокие, газогеохимические аномалии не выявлены.

МАГМАТИЧЕСКИЕ И МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Плутонические и метаморфические образования слагают Балтийский щит и погребенный фундамент. На «Карте дочетвертичных образований», в соответствии с учетом требований Петрографического кодекса [156], они выделены в комплексы. При определении возраста плутонических образований верхнего протерозоя и палеозоя учтены материалы Стратиграфического кодекса России [183].

Проведенный в процессе работы над листом анализ позволил выявить основные особенности размещения плутонических и метаморфических комплексов в пространстве. Схемы корреляции магматических и метаморфических комплексов, увязанные с региональной стратиграфической схемой, отражены в табл. 7–9.

Одним из результатов работы было установление связи плутонических и метаморфических комплексов с СФО и СФЗ. Плутонические комплексы обычно обнаруживают с ними тесную связь, но иногда располагаются в пределах самостоятельных плутонических зон (ПЗ), секущих СФЗ или СФО. Метаморфические комплексы различаются ассоциациями в различной степени мигматизированных метаморфических пород. Часто они пространственно сопряжены с крупными полями разгнейсованных мигматит-плагиогранитов, мигматит-диоритов, границы которых условны. Эти обширные территории развития метаморфических гнейсов и гнейсо-гранитов обособлены в плутоно-метаморфические зоны (ПМЗ).

В архее на территории листа выделяются плутонические и метаморфические комплексы среднелопийского и позднелопийского (гимольского) возраста. Среднелопийский возраст имеют гнейсо-мигматит-диоритовые и мигматит-плагиогранитовые комплексы. Их формирование связано с развитием ЗКП, а размещение контролируется зонами разломов.

К позднему лопию относятся гимольские постскладчатые плутонические комплексы с повышенной щелочностью интрузивных пород. В Кейвской СФЗ размещаются тела габбро-анортозитов, щелочных гранитов, щелочных габбро-нефелиновых сиенитов. В Беломорской СФО в это время внедрились мелкие тела гранитов. Размещение позднелопийских плутонических комплексов, так же, как раннелопийских, контролируется разломами и отражает кратонизацию Кольской СФО.

К раннегимольским в пределах листа отнесены диорит-гранодиорит-плагиогранитовый, диорит-гранодиорит-гранитовый, мигматит-анатектит гранитовый комплексы, а также комплекс субщелочных гранитов. Позднегимольские интрузии представлены комплексами анортозитов, габбро-

Корреляция магматических и метаморфических комплексов архейского возраста на территории листа Q-37 – Архангельск (возраст пород – млн лет)

Карельский эон 2500 млн лет	Время (млн лет)	Беломорская СФО		Кольская СФО						
		ПМЗ Карельского Беломорья	ПМЗ Кольского Беломорья							
Верхнеархейский эон	Верхнелопийское (гимольское)	Позднегимольский магматизм 2700	?	?	Кейвская ПЗ (А)			Урагубско-Колмозерская		
					Кейвский щелочных гранитов комплекс 2654, 2670; (в т. ч. Понойский массив 2751)	Сахариокский щелочных и нефелиновых сиенитов комплекс 2630		Поросозерский лейкогранит-пегматитовый		
				Цагинский габбро-анортозитовый комплекс 2610, 2668, 2659, 2678						
		Комплекс мигматит- и анатектит-гранитов 2610–2735								
	2800	раннегимольский магматизм			Центрально-Кольская ПМЗ	Имандра-Варзугская СФЗ	Урагубско-Колмозерская СФЗ [3]	Кейвская СФЗ [2]	Мурманская ПМЗ П ₃	
				?	Диорит-гранодиорит-плагиогранитовый комплекс	Сергозерский диорит-гранодиорит-гранитовый комплекс Имандровская серия, дацит-андезит-базальтовый комплекс 2700	Колмозерский диорит-гранодиорит-гранитовый комплекс 2730, 2733, 2745		Иоканьгский субщелочных гранитов комплекс (усть-понойский диорит-гранодиорит-гранитовый комплекс 2730)	
	Среднелопийское	Рокковское	?	?			Колмозерская серия: риодацит-андезит-базальтовый (с коматиитами) комплекс 2828	Понийская серия: риолит-андезит-базальтовый комплекс 2871		
		Нялмозерское		?			Патчемваракский габбро-анортозитовый к.2928			
	3000	Раннелопийское	Беломорский метаморфический комплекс (разделенный) 2850 2880	(Гнейсо)-мигматит-плагиогранитовый комплекс	Беломорский метаморфический комплекс (неразделенный)	Центрально-Кольская ПМЗ П ₁		Кейвская ПМЗ П ₂		Мурманская ПМЗ П ₃
				(Гнейсо)-мигматит-диоритовый комплекс		Кольский метаморфический комплекс 2830	Мигматитплагиогранитовый комплекс Мигматит-диоритовый комплекс	Восточно-кольский метаморфический комплекс	Мигматит-плагиогранитовый комплекс	Баренцево-морский метаморфический комплекс
3150 м л										
Нижнеархейский эон	Саамское	?	?	?						

Примечание. Методы определения возраста:
2680 – U-Pb по Zr;

2700

Pb-Pb по породе;

3000

ТИЭ по циркону. 2808 – Sm-Nd, порода + минерал.

**Корреляция магматических и метаморфических комплексов протерозойского времени
на территории листа Q-37 – Архангельск**

Геохронологическая шкала			
Общая	Региональная	Беломорская СФО	Кольская СФО
эра	время, млн лет		
Среднерифейская эра 1350 млн лет		ПМЗ Кольского Беломорья	?
Раннерифейская эра 1650 млн лет			
Позднекараельская эра 1900 м.л.	Вепсийское время веп-сийский магматизм 1800	?	Стрельнинская ПЗ [Б] Кулиокский щелочных пегматитов комплекс 1682
	ранневепетийский магматизм		Стрельнинский гранитовый комплекс 1830
Раннекараельская эра 2500 млн лет	Калевийское время 1950	Ондомозерский гипербазит-базитовый комплекс 1960, 1880	
	Людиковийское время 2100	?	Имандра-Варзугская СФЗ [4] панская серия: пикрит-трахибазальт-андезитовый комплекс
	Ятулийское время 2300		умбинская свита: трахибазальтов и андезибазальтов комплекс Кейвская СФЗ [2] песчовотундровская серия: трахибазальтов комплекс
	Сариолийское время 2400 млн лет		полисарская свита: андезибазальтов-магнезиальных базальтов комплекс
	Сумийское время Позднесумийский магматизм 2440		стрельнинская серия: риодацит-андезит-базальтовый комплекс 2423, 2428
	Раннесумийский магматизм		Панско-Мончегорский перидотит-пироксенит-габброноритовый комплекс 2491–2504

Примечание. Sm-Nd-порода + минерал, 1800 U-Pb – циркон.

176

Pb-Pb по породе

анортозитов, а также — щелочных гранитов, щелочных габбро, сиенитов и нефелиновых сиенитов.

МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ

СРЕДНИЙ ЛОПИЙ

Хаутоварское время

(Гнейсо)-мигматит-диоритовый комплекс ($m\delta LP_2$) расположен в Мурманской и Южно-Кольской ПМЗ (Кольская СФО). Для пород комплекса неизвестны изотопные датировки возраста более 3150 млн лет, однако они рассматриваются как наиболее древние, поскольку в юго-восточной части Кольского полуострова пересекаются всеми встречающимися в районе магматическими породами.

(Гнейсо)-мигматит-плагиогранитовый комплекс ($m\gamma LP_2$) распространен в Центрально-Кольской, Мурманской, Кейвской ПМЗ. Ортогнейсы и мигматиты преобладающего тоналит-трондьемитового состава имеют преимущественно северо-западное простириание. В более редких случаях простириание плоскопараллельных текстур приобретает северо-восточное или меридиональное направление, трассирующее фланги брахиформных структур, размеры которых варьируют от первых сотен метров до десятков километров в диаметре. Для рассматриваемого комплекса характерна частая перемежаемость пород различного петрографического состава, образующих полосовидные обособления простирианием от нескольких километров при мощности в десятки и первые сотни метров. Более меланократовые разновидности гранитоидов содержат повышенное количество включений амфиболитов, образующих пластообразные или линзовидные тела, удлиненность которых совпадает с простирианием полосчатости гранитоидов. В районе р. Иоканьга плагиогранитоиды воздействуют на биотитовые гнейсы, содержащие тела авгитовых габбро и амфиболитов, и отделены от более поздних плагиомикроклиновых гранитов периодом относительной стабилизации и внедрением даек оливиновых габбро и габбродиабазов. Период стабилизации, воздымания территории и размыва плагиогранитоидов перед образованием плагиомикроклиновых гранитов определяется наличием галек тоналитового состава в базальных конгломератах структуры Колмозеро—Воронья [5].

Возраст тоналитовых гнейсов Мурманского блока установлен U-Pb методом по цирконам в 2,8–2,75 млрд лет [201] при $T_{Nd}(DM) = 2,9–2,87$ млрд лет [215].

По химическому составу породы относятся к известково-щелочной серии с преобладанием тоналитовых и плагиогранитовых ассоциаций пониженной или нормальной щелочности и существенным преобладанием натрия над калием ($n = 0,6–0,86$). Характерной особенностью пород по сравнению со стандартными типами плагиогранитов является пониженное содержание нормативного кварца и повышенное содержание железа. Породы характеризуются также пониженным содержанием железа с преобладанием двухвалентного железа в сумме закисного и окисного, обогащены Rb,

Sr, Cu, Ni, Co, Cr, Ti и обеднены Sc, U, Th, Y, REE, F, Li, Nb, Be, Ba, B [34], с заметным дефицитом тяжелых лантаноидов в сумме REE.

Нялмозерское время

Патчемварекский габброанортозитовый комплекс ($\nu\eta LP_{3pt}$). В Урагубско-Колмозерской СФЗ, вблизи границы с восточным замыканием архейского зеленокаменного пояса Колмозеро–Воронья располагаются интрузивные массивы, залегающие в районе горы Патчемварака и севернее ее [129, 130, 205]. На основании U–Pb возраста циркона из лейкогаббро 2925 ± 6 млн лет, [117] данные интрузии выделены в наиболее древний на Балтийском щите комплекс габбро-анортозитов. Интрузии имеют линзообразную форму и субширотное – северо-восточное удлинение. Полный набор дифференциатов включает в себя метаперидотиты, метапироксениты, метагаббро и метаанортозиты. Интрузии контактируют с мигматитизированными гранитогнейсами Мурманского блока, более молодыми гранодиоритами и породами колмозерской серии.

Интрузия горы Патчемварака имеет мощность 2 км, протяженность 7 км. На флангах она перекрыта моренными отложениями и, по-видимому, ее истинные размеры значительно больше. В юго-западной части она срезана разломом, а на северо-восточном контакте имеет мощную зону хлоритовых сланцев.

Интрузия сложена преимущественно среднезернистыми метагабброанортозитами, а также анортозитами и меланократовыми метагаббро, для последних характерно неравномерное пятнистое распределение. В большинстве случаев породы имеют массивный облик, реже проявлена трахитоидность, простираение которой совпадает с удлинением массива. Судя по глыбовым развалам, в отдельных частях разреза присутствует ритмичное переслаивание лейко- и мезо-меланократовых пород с мощностью ритмов от 5 до 40 см.

Метагабброиды сложены основным плагиоклазом (60–95 объем. %), агрегатом зеленой роговой обманки, аксессуарными (апатит, титанит) и рудными минералами (магнетит, титаномagnetит, ильменит) минералами. Первичный пироксен практически отсутствует. Состав плагиоклаза закономерно меняется по разрезу интрузий с элементами ритмики.

ПОЗДНИЙ ЛОПИЙ

Раннегимольское время

Колмозерский ($\delta\text{--}\rho\gamma LP_{3k}$) и Усть-Понойский ($\gamma\delta LP_{3up}$) диорит-гранодиоритовые, Сергозерский ($\delta\text{--}\rho\gamma LP_{3s}$) диорит-плагиогранитовый комплексы (Урагубско-Колмозерская СФЗ, Мурманская ПМЗ, Имандра-Южноварзугская СФЗ) обладают большим сходством, поэтому ниже будет приведен материал по наиболее полно изученному из них колмозерскому комплексу [28, 66, 68].

Корреляция плутонических комплексов палеозоя на территории листа Q-37 – Архангельск и смежных регионов

Геохронологическая шкала			Основные структурно-формационные зоны (возраст пород дан в млн лет)							
эра	период	эпоха								
ПАЛЕОЗОЙСКАЯ	Поздне-палеозойская	Каменно-угольный	Поздняя 300 м л							
			Средняя	Саланлатва-Ивановская ПЗ	Хибино-Ловозерская СФЗ	Архангельская ПЗ	Золотицкая ПЗ	Кандалакшская ПЗ		
		Среднепалеозойская	360 млн лет	Ранняя	Ковдорский ультрамафит-фоидолит-карбонатитовый комплекс: Ковдор – 375, 378, 382; Вуориярви – 363, 373, 375, 383; Озерная варака – 370, 376; Салмагора – 370; Саланлатва – 354; Курга – 404; Кандагуба – 406, 416	Хибино-Ловозерский фоидолитов-агпаитовых нефелиновых сиенитов комплекс 358, 362, 368, 371	Ненокский мелилититовый	Зимнебережный мелилитит-кимберлитовый 355	Кандалакшский пикрит-мелилитит-фоидит-карбонатитовый комплекс	
	Поздняя			?						
	382 млн лет									
	Средняя									
	392 млн лет									
	Ранняя									
	418 млн лет	Поздняя								
		424 млн лет								
		Ранняя								
	Силурийский	443 млн лет	Поздняя							
			449 млн лет							
		Средняя								
	Раннепалеозойская	Ордовикский	490 млн лет							
Средняя										
473 млн лет										
Кембрийский		500 млн лет								
		509 млн лет								
		Ранняя								
535 млн лет	Поздняя									
	Средняя									
	Ранняя									
Позднерифейская эра – вендский период 1030 млн лет										

Примечание. 465 – K-Ar метод по минералам, 406 – Rb-Sr метод по породе и минералам, 333 – Sm-Nd метод порода + минерал, 378 – U-Pb по минералам.

Породами колмозерского комплекса образованы Поросозерский, Кальмозерский и Устьпонойский массивы. Первый из них занимает межформационное положение между породами структуры Колмозеро–Воронья с северо-востока, тоналит-трондьемитовыми гнейсогранитами с юго-запада и щелочными гранитами Западно-Кейвского массива с юго-востока. Массив сложен массивными или гнейсовидными гранодиоритами, U-Pb возраст цирконов которых составляет 2733 ± 6 млн лет. Гранодиориты секутся лампрофировыми жилами ряда одинит–спессартит, возраст которых 2680 ± 10 млн лет [117].

Кальмозерский массив, входящий в состав листа только своей юго-восточной частью, приурочен к зоне Северо-Кейвского разлома между гранитоидами Мурманского блока и супракрустальными образованиями Кейвской и Колмозеро-Вороньинской структур. В составе комплекса выделены два подкомплекса, каждый из которых состоит из трех интрузивных фаз, варьирующих по составу от габбро-диоритов, диоритов, гранодиоритов и плагиогранитов до микроклин-плагиоклазовых и плагио-микроклиновых гранитов. Гранитоиды массива имеют интрузивные контакты с гранитами Мурманского блока, их возраст определен в 2745 ± 35 млн лет [165].

Устьпонойский массив образован биотитовыми, амфибол-биотитовыми гранодиоритами и плагиогранитами гнейсовидной, реже массивной текстуры. В подчиненном количестве присутствуют диориты и кварцевые диориты, приуроченные, как правило, к местам скопления ксенолитов метавулканитов вмещающих пород. U-Pb возраст циркона из гранодиоритов Устьпонойского массива составляет 2730 ± 70 млн лет.

Главные породообразующие минералы гранитоидов – плагиоклаз (андезин, олигоклаз), кварц, биотит, амфибол, в гранодиоритах и более кислых породах присутствует микроклин. Акцессорные минералы – титанит, апатит, магнетит, циркон, ортит. Для гнейсовидных пород характерны гранолепидобластовая и гранонематобластовая структуры, в массивных разновидностях структуры неравномернозернистые, порфиroidные, гипидиоморфнозернистые, местами габбровые.

По химическому составу (на большинстве диаграмм породы) комплекса образуют непрерывный ряд от габбро-диоритов, диоритов и кварцевых диоритов до плагио-, микроклин-плагиоклазовых и плагиомикроклиновых гранитов. Гранитоиды характеризуются средней величиной железистости ($F = 0,5-0,6$) и в целом пониженными значениями коэффициента окисления железа ($F_0 = 0,3-0,4$). Характерными элементами-примесями пород являются Cu, Ni, Co, Cr, V, Sr.

Диорит-гранодиорит-плагиогранитовый комплекс (δ - γ LP₃). В этот комплекс включены аналогичные по составу массивы Центрально-Кольской и Мурманской ПМЗ. Основные типы пород чаще всего представлены диоритами, кварцевыми диоритами, гранодиоритами и плагиогранитами. Наименее измененные породы имеют массивную текстуру, гипидиоморфнозернистую структуру, иногда с крупными идиоморфными зернами плагиоклаза, часто видны blastokataklasticheskie структуры.

Главные породообразующие минералы представлены плагиоклазом, биотитом, роговой обманкой, эпидотом, иногда пироксеном и диопсидом, кварцем, в гранодиоритах и плагиогранитах – микроклином. Среди акцес-

сорных минералов отмечаются апатит, титанит, циркон, рудные — магнетит и сульфиды. По химическому составу породы комплекса образуют ряд от диоритов до плагиогранитов, и относятся к известково-щелочной серии, калиево-натриевого ряду. Они обогащены Cr, Ni, Co и обеднены Rb относительно кларковых содержаний в соответствующих типах пород. Возрастное положение комплекса определяется прорыванием гранитоидами низов разреза лопия и наложению на них процессов мигматитообразования. Массивы плагиогранитов прорываются жилами аплитовидных и пегматоидных плагио-микроклиновых гранитов позднегимольского этапа. Отдельные маломощные (от 1 до 10 м) пластовые тела плагиогранитов отмечаются в кристаллосланцах и амфиболитах верхнеозерской свиты шуйского времени. Размеры тел плагиогранитов сильно варьируют и составляют от 5–10 м² (не выделяются в масштабе карты) до 7–14 км², преобладают тела размером 1–3 км².

По составу преобладают плагиограниты и лейкоплагиограниты, значительно реже отмечаются гранодиориты и кварцевые диориты. Породы массивные или огнейсованные, иногда нечетко полосчатые от мелко- до грубозернистых, чаще среднезернистые. Структуры пород бластогранитовые, гранобластовые с реликтами гипидиоморфнозернистых, гломерогранобластовые. Главными минералами плагиогранитов являются плагиоклазолигоклаз (50–70 %), кварц (20 %) и темно-бурый биотит (3–10 %). Вторичные и второстепенные минералы представлены мусковитом, эпидотом, цоизитом, гранатом и хлоритом; акцессорные ортитом, апатитом, титанитом, редко цирконом и магнетитом.

Гранодиориты и кварцевые диориты отличаются присутствием обыкновенной роговой обманки и более основным составом плагиоклаза — до андезина № 32–36. По химическому составу плагиограниты отвечают низкощелочным гранитоидам с существенным преобладанием Na над K. Для массивов, расположенных на п-ове Толстик [15], получен возраст 2761 ± 10 млн лет (U-Pb, циркон).

Иоканьгский кварцевых монзонитов–щелочных гранитов комплекс (oYLP₃ik) образует ряд массивов (Иоканьгский, Портартурский, Низъяврский) общей площадью около 200 км² в Мурманской ПМЗ. Крупнейшим из них является Иоканьгский массив, в плане представляющий собой овал длиной 18 км и шириной до 8 км [32, 34]. К более позднему этапу магматизма относится внедрение интрузий анатектит(?) гранитов, для части которых установлен структурный контроль разломами такого же простирания. Вмещающими породами для гранитоидов являются габбродолериты и позднеархейские плагиограниты, по отношению к которым структура гранитных массивов автономна. Возраст гранитоидов определен Pb-Pb изохронным методом в 2760 ± 80 млн лет [165].

Преобладающее распространение в массивах имеют средне-крупнозернистые порфиоровидные лепидомелан-феррогастингситовые граниты и кварцевые монзониты с линейным расположением темноцветных минералов и вертикальным или крутонаклонным положением линейности. Контакты массивов с вмещающими породами резкие, секущие. В Иоканьгском массиве на контакте с габбродолеритами в гранитах наблюдается эндоконтактная зона шириной до 50 м, имеющая средне-мелкозернистое сложение.

ние, лейкократовый состав, а вблизи контакта, в зоне шириной до 25 м, гранофировую структуру. Темноцветные минералы гранофировых гранитов представлены ферросалитом, феррогастингситом, лепидомеланом, акцессорные минералы – ильменитом, цирконом, монацитом, апатитом. При удалении от контактов внутрь массива в гранитах уменьшается количество гранофировых сростаний, структура становится порфиroidной с аллотриоморфнозернистой структурой главной массы, увеличивается крупность зерна и содержание лепидомелана и феррогастингсита. Преобладающая часть вкрапленников плагиоклаза в гранитах центральных частей массивов представлена олигоклазом со структурой антирапакиви. Кали-натровый полевой шпат в гранофировых гранитах соответствует ортоклазу и по мере удаления от контактов, сменяется максимальным микроклином. Изменение состава темноцветных минералов в направлении от периферии к центру массивов выражено в уменьшении содержания SiO_2 , TiO_2 , щелочей и увеличении концентрации Al_2O_3 .

По химическому составу – соотношению суммы щелочей и кремнезема – граниты центральной части Иоканьгского массива характеризуются нормальной щелочностью, тогда как гранофиры эндоконтактной части интрузии относятся к субщелочным и реже нормальным гранитам и лейкогранитам. Для гранитоидов массива характерно превышение калия над натрием и повышенное содержание титана и железа при пониженном содержании магния. По соотношению щелочей, железистости и агапитности они имеют значительное сходство с эталонными комплексами гранитов рапакиви Европейской части России, отличаясь от щелочных эгирин-арфведсонитовых гранитов меньшей железистостью, агапитностью и большей долей калия в сумме щелочей.

Становление Иоканьгского массива происходило на глубине не более 2,5–3 км при давлении флюида в процессе образования гранитов главной фации не менее чем 3,5–5 кбар и температуре около 650 °С. Условия кристаллизации гранофировых гранитов определялись значительной «сухостью» расплава под давлением в 2–2,5 кбар и температуре не менее 710–720 °С.

Мигматит- и анатектит-гранитовый комплекс (моуLP₃). Породы комплекса представлены микроклин-плагиоклазовыми, плагио-микроклиновыми палингенно-метасоматическими гранитами, мигматит-гранитами, гранодиоритами, интрузивно-анатектическими гранитами (Мурманская, Южно-Кольская ПМЗ).

Наиболее распространенными типами пород комплекса являются мигматит-граниты и порфиробластические граниты; менее распространены палингенно-метасоматические и интрузивно-анатектические граниты [29]. U-Pb возраст цирконов из палингенно-метасоматических гранитов Мурманской зоны колеблется в пределах 2735–2610 млн лет [166], модельный возраст располагается в интервале $T_{\text{Nd}} = 2898\text{--}2866$ млн лет [215]. По величине отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = (0,716\text{--}0,722)$ в апатите гранитоиды комплекса относятся к типичным коровым образованиям.

Фациальный облик мигматит-гранитов и порфиробластических гранитов зависит от степени переработки пород субстрата и варьирует от слабоизмененных гнейсов и тоналитов с небольшим количеством порфиробласт микроклина до относительно гомогенных массивных или слабогнейсовид-

ных гранитоидов. Для мигматит-гранитов часто характерно полосовидное простираание различных петрографических разновидностей пород, по составу варьирующих от кварцевых диоритов до мезо-лейкократовых гранитов. Главные породообразующие минералы — плагиоклаз (альбит-олигоклаз, олигоклаз), микроклин, кварц, биотит, реже амфибол, акцессорные минералы — магнетит, ильменит, гранат, титанит, ортит, эпидот, циркон. Преобладающими структурами мигматит-гранитов является blastsomatische, порфиробластовая и гетерогранобластовая, коррозионно-метасоматическая и в участках с флюидальными текстурами — гипидиоморфнозернистая и аплитовая. Отчетливо проявлена зависимость содержания темноцветных минералов от состава субстрата, количества и размера включений в гранитоидах. По химическому составу мигматиты и порфиробластические граниты соответствуют главным образом гранодиоритам и адамеллитам, отклоняясь от них в сторону повышенного содержания щелочей. Характерной особенностью состава рассматриваемых пород является отсутствие прямой корреляционной зависимости между содержанием кремния и калия, что четко отличает эти породы метасоматического генезиса от производных кристаллизации из магматических расплавов.

Палингенно-метасоматические граниты и более гомогенные по составу анатектические граниты образуют небольшие массивы и жиллообразные тела среди мигматит-гранитов и порфиробластических гранитов. Расположение массивов и жил по отношению к гнейсовидности вмещающих пород является секуще-согласным, линия контакта часто под углом срезает гнейсовидность. Минеральный состав палингенно-метасоматических и интрузивно-анатектических гранитов отличается от состава мигматит-гранитов и порфиробластических гранитов более высоким содержанием кварца, микроклина и меньшим содержанием темноцветных и акцессорных минералов. Структура рассматриваемых пород гипидиоморфнозернистая, порфиرويدная, микрографическая, местами гранобластовая. По химическому составу они принадлежат к породам калиево-натриевого или калиевого ряда с низким содержанием фемических компонентов, повышенной железистостью ($F = 0,6-0,9$) и высокими значениями коэффициента окисления железа (F_0 до $0,6-0,7$).

Процесс формирования гранитоидов комплекса на инверсионно-протоорогенной стадии лопийского тектономагматического цикла включал этап переработки субстрата глубинными флюидами с привносом Si, K, Rb, Ba и выносом Ti, Mg, Ca, P, Sr, Li, F и последующим селективным плавлением.

Позднегимольское время

Цагинский ($v-\eta LP_3c$) и Боярский ($v-\eta LP_3b$) габброанортозитовые комплексы. В состав данного комплекса включены интрузии ПМЗ Карельского Беломорья (Щучьеозерская, Ельская, Медвежьеозерская) а также северного и восточного флангов Кейвской ПЗ (Магазин-Мусюр, Ачинская, Пачинская). U-Pb возраст цирконов из пород цагинского комплекса (Цагинская и Медвежье-Щучьеозерская интрузия) находится в пределах 2610–2668 млн лет [124, 147]. Щучье-, Ельско- и Медвежьеозер-

ская интрузии характеризуются меньшими размерами, линзообразной формой, более сильной тектонической деформацией и неполным набором дифференциатов. Вблизи них располагаются многочисленные мелкие тела-сателлиты.

В пределах северо-восточного и восточного контактов Кейвской зоны на протяжении более 250 км располагается серия субогласных пластово-линзообразных интрузий (Магазин-Мусюр, Ачинская, Пачинская и др.). Наиболее крупная из них Ачинская интрузия протягивается в северо-западном направлении на 100 км. Она имеет крутое ($50\text{--}80^\circ$) северо-восточное падение и сложную форму, обусловленную многочисленными пережимами и раздувами. Мощность ее соответственно меняется от 20–30 м до 1,5–2,7 км. На контакте интрузивных пород с вмещающими гнейсами местами сохранились реликты полевошпатовых роговиков. Внутреннее строение интрузии характеризуется грубой и ритмичной расслоенностью. Она сложена преимущественно крупнозернистыми такситовыми, трахитоидными или рассланцованными метагаббро-анортозитами, а также интенсивно амфиболитизированными перидотитами и пироксенитами со шлирами и прослоями богатых вкрапленных и сплошных ильменит-магнетитовых руд. Интрузии северо-восточного обрамления Кейвской структуры в настоящее время имеют опрокинутое залегание, что устанавливается по обратному расположению в них серий пород [205].

Кейвский ($E\gamma LP_3kv$) и Пурначский ($E\gamma LP_3pr$) комплексы щелочных гранитов образуют массивы площадью около 2500 км² в Имандра-Южноварзугской СФЗ и Кейвской ПЗ. Эти комплексы, обладая сходным строением, пространственно разобщены. Крупнейшими массивами комплекса являются Западно-Кейвский (площадью 1300 км²), Понойский (700 км²), Белых Тундр (240 км²), Пачинский (120 км²), Лаврентьевский (40 км²). Строение и состав массивов определяются их структурно-тектонической позицией и глубиной эрозионного среза [5]. Форма массивов – сочетание кольцевых даек, кольцевых и штокообразных тел (Пнойский массив), пологозалегающие и пластинообразные межформационные интрузивные залежи в сочетании с дайкообразными подводящими каналами (массивы Западных Кейв, Белых Тундр, Лаврентьевский, Пачинский). Породы наиболее глубинных фаций сложены, как правило, лепидомелан-феррогастингситовыми гранитами и гранодиоритами, сменяемыми выше по разрезу эгирин-арфведсонитовыми и феррогастингситовыми гранитами с эгирин-авгитом, и наиболее близповерхностные фации представлены эгириновыми или магнетит-эгириновыми гранитами.

Наиболее древний возраст определен для цирконов магматического генезиса из гранитов Понойского массива – 2751 ± 41 млн лет [33], условно отнесенных к этому комплексу. U-Pb изохронный возраст Западно-Кейвского массива составляет 2674 ± 6 млн лет, а массива Белых Тундр – 2654 ± 5 млн лет [89].

Преобладающей петрографической разновидностью пород являются эгирин-арфведсонитовые граниты (~85 % площади массивов); феррогастингсит-лепидомелановые граниты занимают около 10 %, а на остальные породы приходится около 5 %. Среди эгирин-арфведсонитовых гранитов преобладают массивные порфиридные и равномернозернистые грани-

ты, чередующиеся с породами, обладающими линейной и плоскостной ориентировкой темноцветных минералов. Наиболее типичными структурами гранитов являются гипидиоморфнозернистая и аллотриоморфнозернистая, реже встречаются порфиробластовая, гранобластовая и катакласическая. Главные породообразующие минералы представлены кварцем, альбитом, микроклином, эгирином, щелочными амфиболами (катафорит, арфведсонит, кроссит, рибекит), энigmatитом, иногда лепидомеланом и астрофиллитом. Преобладающие акцессорные — цирконом, титанитом, апатитом, монацитом, флюоритом, ильменитом, магнетитом.

По химическому составу граниты кейвского комплекса относятся к переыщещенным щелочами породам, и по величине коэффициента щелочности образуют эволюционный ряд от пород нормальной щелочности к субщелочным и щелочным разновидностям. Характерной особенностью гранитов является их повышенная железистость ($F = 0,9-1,0$) и апгаитность ($K_{\text{ап}} = 0,85-1,0$). При уменьшении глубины эрозионного среза, величина которой установлена в 8–12 км [5], происходит увеличение содержания K_2O , SiO_2 и уменьшение концентраций FeO , Al_2O_3 , CaO , TiO_2 , MgO , что определялось, по видимому, различной степенью дифференциации исходных расплавов.

Пурначский комплекс в юго-восточной части Имандра-Южноварзугской СФЗ представлен щелочными гранитами Стрельнинского и Пурначского массивов. По минеральному и химическому составу граниты этих массивов близки к щелочным гранитам массивов кейвского комплекса. Стрельнинский массив площадью 100 км² имеет сложное внутреннее строение и образован сочетанием кольцевых даек, пластинообразных и лакколитообразных тел. Вмещающими породами являются гнейсы, гранодиориты и мигматиты, сланцеватые амфиболиты. Пурначский массив в плане имеет эллипсовидную форму и представляет собой интрузию центрального типа с лакколитообразной кровлей, залегающую среди сланцеватых амфиболитов структуры Имандра–Варзуга [5]. Площадь массива около 44 км². Массив имеет концентрически-зональное строение с падением контактной поверхности от центра массива под углами 35–55°. Внешняя эндоконтактовая зона сложена эгирин-арфведсонитовыми гранитами с отчетливо выраженной линейной и плоскостной ориентировкой темноцветных минералов. Средняя кольцевая зона образована средне-крупнозернистыми арфведсонит-энigmatитовыми гранитами со слабо выраженными директивными текстурами, внутренняя часть массива сложена крупнозернистыми массивными арфведсонит-эгириновыми гранитами. Границы между породами различного петрографического состава отчетливые, что позволяет предполагать многофазное строение массива. Возраст гранитов Пурначского массива, по единичным определениям отношения $^{207}Pb/^{206}Pb$ в цирконе и монаците, показал значения соответственно 1985 и 2590 млн лет [5]. Оценка возраста Стрельнинского массива щелочных гранитов, проведенная U-Pb методом по циркону, дала значение по двум пробам около 2666 ± 12 млн лет [228].

Поросозерский лейкогранит-пегматитовый комплекс ($p-\gamma LP_3p$). Массивы лейкократовых гранитов и связанные с ними жильные тела редкометалльных пегматитов распространены в Урагубско-Колмозерской СФЗ. Форма массивов в плане изометричная или линзовидная. Раз-

меры массивов меняются от первых десятков метров в диаметре до первых километров. В гранитах наблюдаются пегматоидные обособления неправильной формы, а также жилы и прожилки пегматитов. Так устанавливается связь редкометалльных пегматитов и гранитов. Пегматиты распределены неравномерно, образуя кусты от 5 до 150 жил на участках площадью от 2 до 10 км². Жилы пегматитов контролируются пологими и крутыми разрывными нарушениями субширотных и северо-восточных ориентировок. Для пегматитов характерна сподуменовая и поллуцитовая минерализация.

Возраст гранитов и пегматитов поросозерского комплекса [165] составляет 2670 ± 15 млн лет (Rb-Sr), 2760 ± 15 млн лет (Pb-Pb), 2640 ± 15 млн лет (Th-Pb).

Сахарйокский щелочных и нефелиновых сиенитов комплекс ($\phi \xi LP_3$). Породами комплекса образованы два массива – Сахарйок-1 и Сахарйок-2 в западной части Кейвской ПЗ. Вмещающими породами для них являются щелочные граниты Западно-Кейвского массива, гранодиориты, габбро-анортозиты и сланцы кейвской серии. Массив Сахарйок-1 имеет удлиненную дайкообразную форму с максимальной шириной главного тела 1,8 км при длине в 7 км. В юго-восточной части массив переходит в дайку длиной 2–3 км при мощности около 50 м [6]. Лежащий бок массива и апофизы образованы щелочными сиенитами, тогда как в висячем боку преобладают мезо-меланократовые миаскиты. Массив Сахарйок-2 имеет дайкообразную форму мощностью 200 м при длине в 1,2 км и образован главным образом лейко-мезократовыми сиенитами, близкими по составу к пуласкитам, лаурвикитам, лаурдалитам. U-Pb возраст, определенный по циркону из нефелиновых сиенитов, составляет 2,58 млрд лет [89].

Щелочные сиениты образованы альбитом, микроклином, биотитом и щелочным амфиболом; акцессорные минералы – ортит, циркон, флюорит, апатит, титанит, пироксид. Текстура пород трахитоидная, структуры аллотриоморфнозернистая, гипидиоморфнозернистая, пойкилопорфиробластовая. Миаскиты сложены микроклином, альбитом, нефелином, лепидомеланом, эгирином, эгирин-авгитом, щелочным амфиболом. Из акцессорных минералов отмечены циркон, флюорит, бритоцит, пироксид и апатит. Структура аллотриоморфнозернистая, гипидиоморфнозернистая, текстура массивная и трахитоидная.

Главными пороодообразующими минералами пуласкитов и лаурвикитов являются плагиоклаз, нефелин, микроклин и биотит, акцессорными – апатит, титанит, магнетит, циркон, ортит, торит, монацит и др. Характерной чертой акцессорной минерализации этих пород является высокое содержание в них циркона, составляющее 3500–5200 г/т. По химическому составу породы сахарйокского комплекса относятся к нормальным или пересыщенным щелочами породам повышенной глиноземистости ($K_{\text{ант}} = 0,80-1,06$) и повышенной железистости ($F = 0,9-0,95$), имеющим геохимическую специализацию на Zr, Be, Sn, Th, Nb, La, Ce, Li, P.

РАННИЙ КАРЕЛИЙ

Сумийское время

Панско-Мончегорский перидотит-пироксенит-габброноритовый комплекс ($\sigma v-vKR_{|pm}$) объединяет крупные, расслоенные интрузии Панских и Федоровых Тундр и Ластъявр Имандра-Варзугской СФЗ. Породы комплекса расположены в северном борту Имандра-Варзугской СФЗ юго-восточнее оз. Ловозеро. Их формирование связано с началом заложения рифтогенных систем [127, 180]. Интрузии комплекса имеют общие черты строения и состава пород, обусловленные сходными условиями кристаллизации по типу закрытых систем. Большинство интрузий первоначально имело лополитообразную форму с контактовой поверхностью, несогласной по отношению к структурам вмещающих пород, и автономным внутренним строением, нарушенным в результате тектонических дислокаций. В каждой из них выделяются краевая и центральная расслоенные зоны, а также горизонты с ритмичной расслоенностью. В то же время интрузии обладают индивидуальными разрезами, различной степенью дифференциации пород и разным набором промышленно значимых рудных концентраций хрома, никеля и элементов платиновой группы в зависимости от характера внедрения расплава, режима флюидов и степени взаимодействия с вмещающими породами.

Интрузия Панских и Федоровых Тундр (ее юго-восточный фланг находится у западной рамки листа) прорывает на северном фланге породы гранитогнейсового фундамента, оказывая на них термальное воздействие, и имеет тектонический контакт с метавулканитами стрельнинской серии Имандра-Варзугской зоны (СФЗ). Интрузия протягивается на расстояние 80 км при максимальной ширине в ее центральной части до 7,5 км и падении в южных румбах под породы Имандра-Варзугской зоны (Имандра-Варзугская..., 1982); [101, 185, 160]. Крупная зона долгоживущих субмеридиональных разломов разделяет его на два крупных массива: Федоровых и Панских Тундр, протяженностью соответственно 13 и 67 км и площадью 25 и 270 км². Мощность их, по геофизическим данным, составляет 3–3,5 и 4–4,5 км. Помимо того, массив Панских Тундр разделен поперечным разломом на два блока — Западный и Восточный. Вопрос о существовании единого или нескольких самостоятельных интрузивов и корреляции их разрезов является предметом дискуссий. По данным геофизических работ, массив Федоровых Тундр имеет юго-восточное склонение и на глубине, по-видимому, соединяется с массивом Панских Тундр. U-Pb возраст циркона из габброноритов 2491 ± 5 млн лет [160, 207].

В обобщенных разрезах интрузии устанавливаются нижняя краевая зона такситовых габброноритов с пегматитами и ксенолитами вмещающих пород и ряд мегаритмов. В подошве мегаритмов залегают оливиновые (плагиоперидотиты), оливинсодержащие (пироксениты, оливиновые габброиды) или магнетитсодержащие (габбро) породы, которые перекрыты преобладающими мезо- и лейкократовыми норитами, габброноритами, габбро и кварцсодержащими габбро. В ряде случаев наблюдается тонкое ритмичное чередование пород основного состава. В разрезе массива Федоровых Тундр

разными авторами выделяются от 2 до 3 мегаритмов, а в Западно-Панском блоке — от 3 до 5 мегаритмов. В последнем установлены тонкорасслоенные платиносодержащие горизонты или рифы, сложенные норитами, габброноритами и анортозитами [160, 161]. В кровле верхнего горизонта находится оливинсодержащий габбронорит и троктолит. В пределах Ластьяврского массива, расположенного между массивами Федоровых и Панских Тундр, помимо габброидов, в нижней части находятся интенсивно брекчированные оливиниты, гарцбургиты, плагиобронзититы и сульфидные руды гнездового и жильного типов.

В петрохимическом отношении породы Панско-Мончегорского комплекса близки и относятся к нормальному известково-щелочному типу преимущественно недосыщенных или слабо насыщенных кремнеземом. Характерным для них является низкое содержание титана (0,1–0,4 мас. %) и щелочей при резком преобладании натрия над калием, а также повышенное (для пород Мончеплутона) содержание хрома.

ПОЗДНИЙ КАРЕЛИЙ

Людиковскийское время

Ондомозерский анортозит-габброноритовый комплекс ($\eta\nu KR\frac{1}{2}oo$). Ондомозерский массив (Стрельнинская ПЗ), является петротипическим представителем базит-гипербазитовых интрузий ондомозерского комплекса. Ондомозерский массив прорывает мелкозернистые биотитовые, гранат-биотитовые, амфибол-биотитовые гнейсы и их гранитизированные разновидности южно-кольского комплекса архея и сечется дайками и прожилками плагиомикроклиновых гранитов, пегматитов и аплитов, относимых к стрельнинскому комплексу раннего протерозоя. В современном рельефе массиву соответствует слабовыраженная впадина, в пределах которой коренные обнажения единичны, но широко развиты крупноглыбовые элювиальные отложения. Контакты с вмещающими породами не обнажены, но контуры массива хорошо отбиваются при геофизических исследованиях четко выраженными аномалиями гравитационного и магнитного полей. Площадь массива около 180 км², он вытянут в направлении запад-северо-запад–восток-юго-восток на 18–22 км. По фрагментарным данным [176], юго-восточные контакты габброноритов Ондомозерского массива с вмещающими биотитовыми гнейсами резкие, без видимых изменений; плоскость контакта вертикальная, а вмещающие гнейсы интенсивно раздроблены. Развитие в контактах массива катаклазированных и милонитизированных гнейсов установлено Ю. Б. Богдановым, О. А. Воиновой [228]. Совокупность имеющихся данных (дробление вмещающих пород, линейная ориентировка границ массива по всему периметру, наличие зон низкотемпературного метасоматоза в его контактах, данные магнитной съемки) позволяют предполагать тектоническую природу большей части современных границ Ондомозерского массива. Разрывные нарушения, выраженные и в пределах массива зонами трещиноватости, катаклаза, милонитизации пород, характеризуются северо-западной–юго-восточной ориентировкой.

Установлено сложное зональное строение Ондомозерского массива. Центральная зона сложена в основном различными разновидностями в той или иной степени амфиболизированных габброноритов и занимает 70–75 % площади массива. В краевых частях массива развиты преимущественно интенсивно амфиболизированные габбронориты, габброамфиболиты и габбродолериты. Во всех породах краевой зоны широко проявлен амфиболовый порфиробластез, сопровождающийся развитием кальцит-эпидот-скаполит-амфиболовых метасоматитов. К северной приконтактной части массива приурочены небольшие пластообразные тела лейкотроктолитов, пироксенитов и апоперидотитов, достигающие 4,5 км по простиранию, при ширине в 0,5 км. Жильная фаза массива представлена мелкозернистыми роговообманковыми габбро и диоритами, которые формируют как маломощные жилы, так и автолиты в габброноритах и габбро-амфиболитах по всей площади массива.

Выполненные изотопно-геохронологические U-Pb исследования цирконов из габброноритов установили, что время их формирования составляет $1966,2 \pm 5,6$ млн лет [228]. Это позволяет определить возраст Ондомозерского массива как поздний карелий, что резко отличает его от расслоенных интрузий обрамления Имандра-Варзугской зоны и других районов северо-восточной части Балтийского щита, возникших в начале раннего карелия.

Ондомозерский массив в целом отличается низкими содержаниями кремния и магния и повышенными – глинозема и железа. При этом, средневзвешенные содержания (%) Ni (62×10^{-4}), Co (36×10^{-4}), Cu (78×10^{-4}), Cr (2×10^{-2}) соответствуют кларкам основных пород или незначительно выше. Проведенные комплексные петрологические исследования установили двухфазное строение этого массива. К ранней (главной) фазе относятся габбронориты, габбро-амфиболиты и габбродолериты, к поздней фазе – лейкотроктолиты, пироксениты и апоперидотиты. Породы I и II фаз резко дифференцированы по петрогеохимическим и минералогическим параметрам, образуя на различных петрологических диаграммах обособленные неперекрывающиеся поля, что свидетельствует о формировании их не только из различных порций магматического расплава, но и, возможно, из различных магматических источников. Получена петрохимическая, геохимическая (малые и редкоземельные элементы) и минералогическая характеристика главных петрографических типов пород массива. Вместе с тем, по данным распределения РЗЭ, устанавливается полная аналогия II фазы Ондомозерского массива и хромитоносных и сульфидоносных расслоенных интрузий Кольского региона: Мончеплутон (Вурэйчуайвенч), Мончетундровский массив, Умбареченский и Имандровский массивы. Наличие четкой положительной Eu-аномалии в породах II фазы свидетельствует о высокой степени фракционирования плагиоклаза, что является благоприятным фактором концентрирования редких элементов. РТ-параметры формирования габброноритов определены по дупироксеновому парагенезису по программе TRF и показали $T = 994–1029$ °С, $P = 5–7$ кбар. Для габброамфиболитов данные T вычислялись по Р1-Nb термометру и дали существенный разброс значений от 600 до 800 °С.

Вкрапленность сульфидов, магнетита, титаномагнетита, ильменита, а также тонких (до 1–5 мм) прожилков сульфидов, прослеживающихся на

10–25 см, отмечаются во всех типах пород массива. Пространственно сульфиды приурочены к интенсивно амфиболизированным разностям габброидов, к габбро-амфиболитам и особенно к габбродолеритам как в северном, так и в южном контактах массива. Все образцы интенсивно амфиболизированных габбродолеритов содержат сульфиды. Кроме того, в меньшей степени сульфиды характерны для метасоматически измененных габброидов, находящихся в зонах разрывных нарушений (в восточной части массива).

Среди сульфидов преобладают пирротин, халькопирит и пирит, локально встречается пентландит и миллерит. В образце габброамфиболита из северной приконтактной части массива (№ 173-2) установлены выделения мелких зерен миллерита и платиносодержащего пентландита размером 0,018–0,032 мм в ассоциации с халькопиритом. В целом набор рудных минералов соответствует минерализации, характерной для месторождений, относимых к малосульфидной платиновометалльной формации. Предпочтительная локализация проявлений сульфидной минерализации в интенсивно амфиболизированных породах в краевых частях массива свидетельствует о связи сульфидизации главным образом с поздними стадиями становления массива и с наложенными метасоматическими процессами, что обуславливает большую вероятность глубокого проявления геохимической дифференциации, в том числе в аспекте концентрирования рудных компонентов в пределах массива.

По возрасту, геологическому положению, соотношениям определенных разновидностей пород, трендам изменчивости составов породобразующих фемических минералов, отсутствию структурно-петрографической и скрытой расслоенности, характеру распространения рудных минералов Ондомозерский массив контрастно отличается от типичных интрузивов малосульфидного платинометалльного типа Имандра-Варзугской зоны. Вместе с тем, четкая приуроченность проявлений сульфидной минерализации к метасоматически измененным породам является признаком развития вторичных процессов концентрации рудных компонентов.

Калевийское время

Пялочноозерский норит-габброноритовый комплекс (vKR₂po). Пялочноозерский массив расположен в юго-восточной части Кольского полуострова в верховьях рек Пялица и Пулоньга (Стрельнинская ПЗ). Массив характеризуется дифференцированным и зональным внутренним строением. Преобладают габбронориты, амфиболизированные габбро и амфиболиты, локально развиты оливиниты и перидотиты. Северная и центральная части интрузии сложены преимущественно массивными габброноритами, хотя среди них и встречаются в различной степени тектонизированные габброиды. Резко преобладающие габбронориты слагают участки линзовидной формы шириной до 700–1200 м, чередующиеся с тектонитами по ним, которые представлены мелкозернистыми кристаллосланцами: двупироксен-плагиоклазовыми, клинопироксен-амфиболовыми и амфиболовыми. Породы южной периферии массива испытали интенсивную тектоническую проработку. Здесь преобладают разгнейсованные габ-

бронориты, переходящие в основные кристаллосланцы. В габброноритах и габбро часто и интенсивно проявлены рассланцевание, катаклаз и милонитизация, которые сопровождаются не только структурно-текстурной перестройкой магматических пород, но и появлением в них новообразованного граната, клинопироксена, плагиоклаза, амфибола, кварца. Эти новообразования наблюдаются как в виде отдельных минералов, так и в виде секущих жил, прожилков, линз и пятен неправильной формы. К жильной фазе интрузии относятся пегматоидные габбронориты и роговообманковые микрогаббро, образующие жилы мощностью до 1,5 м. В тектонитах часто, а в габброноритах изредка наблюдается мелкая равномерная вкрапленность магнетита, титаномагнетита, сульфидов — халькопирита, пирротина, пирита. Ондомозерский и Пялочноозерский массивы являются сходными по составу и строению объектами, но последний из них отличается высокой степенью тектонической и метасоматической переработки.

Определенный U-Pb конкордантный возраст Пялочноозерского массива составляет 1875 ± 12 млн лет [228]. Таким образом, обнаруживаются значительные различия в составе и возрасте Панско-Мончегорского комплекса в сравнении с Ондомозерским и Пялочноозерским массивами.

Вепсийское время

Стрельнинский пегматоидных гранитов и пегматитов комплекс (γR_3^s) образует массивы в центральной и западной частях Стрельнинской ПЗ. Наиболее крупным из них (площадью около 250 км²) является Стрельнинский интрузив, имеющий удлиненную неправильную форму, приуроченный к Стрельнинско-Святоносскому разлому северо-восточного простирания. По отношению к вмещающим породам он расположен резко discordантно. Непосредственно в зоне контакта гранитоиды образуют жилобразные тела и апофизы, инъецирующие вмещающие гнейсы. С интрузиями пространственно и генетически связаны слюдоносные эпигенетические пегматиты с колумбитом, молибденитом, бериллом, минералами висмута и др. [30]. Массивы сложены микроклин-плагиоклазовыми породами, среди которых по структурно-текстурным признакам выделены гранит-аплиты, лейкократовые граниты, гранит-пегматиты и сингенетические пегматиты. Последние приурочены, как правило, к центральным частям тел и по мере приближения к контактам сменяются лейкократовыми гранитами и гранит-аплитами. Направление плоско-параллельных текстур в гранит-аплитах параллельно линии контакта с вмещающими породами, что определяет конформность внутренней структуры с контактной поверхностью массивов. Преобладающие структуры гранитов гипидиоморфнозернистая и аплитовая, пегматитов — ортотектитовая, графическая, пегматоидная, апографическая, неяснографическая. Породообразующие минералы гранитов и пегматитов представлены плагиоклазом (альбит, альбит-олигоклаз), кварцем, микроклином, мусковитом и биотитом; аксессуарные — гранатом, цирконом, магнетитом, апатитом, монацитом, ксенотимом, турмалином.

Особенностью химического состава гранитоидов является высокое содержание кремнезема и щелочей с преобладанием натрия над калием, по-

вышенная железистость ($F = 0,67-0,80$), низкое содержание железа, кальция, магния и титана. Степень окисления железа растет от центральных частей к периферическим частям массивов, что определяет увеличение содержания магнетита и гематита в породах эндоконтактных фаций. Гранитоиды в целом содержат пониженные или близкие к кларковому концентрации большинства редких и рассеянных элементов. Для некоторых элементов-примесей (Pb, Be, REE, Sn, Nb) установлено увеличение их содержания от гранитов к гранит-пегматитам и пегматитам, что сопровождается появлением в пегматитах минералов-концентраторов этих элементов (берилл, колумбит, ильменорутил).

Становление массивов интрузивов происходило на глубине не менее 5–7 км с незначительными амплитудами перемещения анатектических расплавов от места зарождения. Породообразующие минералы гранитоидов кристаллизовались в существенном интервале температур от 700 до 340 °С, обусловленным высокой водонасыщенностью расплавов. Имеющиеся Pb-Pb датировки циркона из гранитов Стрельнинского массива близки к 1830 млн лет [165].

Кулийокский щелочных пегматитов комплекс (EрKR₃k) располагается в северо-западной части Кейвской структуры (Кейвская ПЗ). По направлению от щелочных гранитов к вмещающим гнейсам и сланцам выявлено зональное расположение пегматитов и гидротермалитов от безрудных микроклиновых пегматитов с арфведсонитом и эгирином к амазонитовым, альбит-амазонитовым, микроклиновым, альбит-микроклиновым пегматитам и альбит-кварцевым гидротермальным жилам [94]. Жилы амазонитовых пегматитов имеют отчетливое зональное строение с кварцевым ядром, сменяемым по простиранию зоной блокового амазонита, и по направлению к контактам тел – альбит-амазонитовой и кварц-альбитовой зонами. Протяженность тел от 4–30 до 70–250 м при мощности от 0,5–5 до 13–20 м. Изотопный возраст пегматитов, полученный Rb-Sr методом, равен 1665 ± 5 млн лет [110], а U-Pb методом по цирконам – $1682 \pm \pm 35$ млн лет (Bayanova, Voloshin, 1999).

ПАЛЕОЗОЙ

Ненокский мелилититовый комплекс (MD₃n). В юго-западной части Архангельской кимберлитовой области (Архангельская ПЗ) в начале 1970-х годов скважинами были вскрыты трубочные тела фельдшпатоидных оливиновых мелилититов, туффизитов, туфов, туффитов. Редко встречаются породы эффузивного облика. К настоящему времени здесь выявлены 19 трубок и ряд аномалий. Размеры трубок от 75 × 75 до 500 × 675 м. У некоторых трубок сохранились кратерные части.

Трубки образуют линейные группы тел, состоящие из 2–5 тел. Простирание удлиненных осей трубок субмеридиональное или северо-восточное. Трубки прорывают отложения венда и перекрыты четвертичными образованиями мощностью от 1 м (трубка Болванцы) до 85 м. Возраст трубок определен как позднедевонский–раннекарбонный по находкам в них ксенолитов с растительными остатками.

Большинство трубок Ненокского поля сложены взрывными фазами пород — туфо- и ксенотуфобрекчиями. Отдельные трубки сложены автолитовыми брекчиями. Ксенотуфобрекчии сложены автолитами, обломками оливиновых мелилититов и мелилититов ранних фаз, ксенолитами пород фундамента, осадочного чехла. Глубинные включения мантийного происхождения встречаются крайне редко.

Вулканокластические породы неноксы не содержат интрателлурических вкрапленников оливина-1. Во вкрапленниках присутствует в переменных количествах идиоморфный оливин-2 и клинопироксен, в основной массе — мелилит, клинопироксен, фельдшпатоиды (прежде всего нефелин) и рудный минерал. По соотношению вкрапленников оливина и клинопироксена породы образуют ряд: беспироксеновые оливиновые мелилититы—оливиновые мелилититы—мелилититы [173].

Минералы-спутники алмаза отмечаются в незначительном количестве: присутствуют редкие зерна высокоглиноземистого хромдиопсида и хромшпинелида; пикроильменит отсутствует. Среди редких пиропов встречаются единичные зерна высокохромистых разновидностей.

Породы района неалмазоносны. Первоначально из трубок Болванцы, Карахта, Куртяево было извлечено около 20 кристаллов алмаза крупностью менее 0,5 мм, однако дальнейшими работами находки алмазов в трубках не были повторены.

Зимнебережный мелилитит-кимберлитовый комплекс ($M_1D_3-C_1zb$) — Золотицкая ПЗ. В Юго-Восточном Беломорье выявлены многочисленные и разнообразные проявления взрывного щелочно-ультраосновного магматизма. На Онежском полуострове известны трубки взрыва мелилититов, на Зимнем берегу — трубки кимберлитов, мелилититов и силлы кимберлитов. Широкое развитие последних, пространственно связанных с трубками и образующих самостоятельные тела, является характерной особенностью данного региона.

Кимберлиты развиты в пределах выступов, а трубки мелилититов приурочены преимущественно к погруженным блокам кристаллического фундамента. По особенностям вещественного состава выделяются Архангельская и Золотицкая ПЗ северо-восточного и субмеридионального простираний соответственно [3, 27].

В магнитном поле трубки и силлы выражены аномалиями различной контрастности и интенсивности. Для Зимнебережного района характерны слабоконтрастные аномалии интенсивностью от 2—5 до 50 нТл, для трубок Ненокского поля — более четкие и контрастные аномалии интенсивностью до 1700 нТл. Все трубки прорывают слаболитифицированные отложения рифея и венда. Проницаемые рифейские песчаники существенно преобразованы под воздействием флюидов, сопровождающих кимберлитовый магматизм, нередко среди них встречены туффзиты. Воздействие трубок на вендские породы выражается повышенной трещиноватостью последних в околотрубочном пространстве с образованием зон брекчирования мощностью до 20—50 м, в основном на участках с более пологими контактами. Вокруг некоторых диатрем отмечаются задиры пластов вмещающих пород с амплитудой до 20 м. Для хорошо изученных трубок Золотицкого поля установлены своеобразные структуры-мульды проседания, размеры которых

в 6–8 раз превышают размеры трубок. Контактные изменения вмещающих пород выражены слабо и проявляются в их ороговикании и сапонитизации, часто отмечаются прожилки кварца, кальцита, польгорскита.

В разрезе трубки представляют собой конусовидные суживающиеся к низу тела, часто осложненные в верхних частях широким (до грибообразного) раструбом. Наиболее четко выраженные раструбы наблюдаются у трубок Золотицкого поля. По форме в плане преобладают изометричные, часто округлые тела, вытянутые, иногда гантелеобразные, тела. Направление длинных осей большинства трубок северо-восточное. У некоторых трубок длинные оси ориентированы в субширотном и северо-западном направлениях. Для большинства хорошо изученных бурением диатрем характерно северо-западное падение под углами от 75° до 85° . Контакты с вмещающими породами пологие ($10\text{--}30^\circ$), на глубине становятся более крутыми – с углами $75\text{--}90^\circ$.

Большинство трубок характеризуется сложным внутренним строением, которое зависит от количества разновидностей выполняющих их пород, и мощностью пород кратерной фации. В большинстве однофазных трубок жерла выполнены одной из разновидностей туффизитовых брекчий – ксенотуфобрекчий, реже автолитовой брекчий (тр. Архангельская) или порфириновым мелилититом (трубки Ижма, Весенняя). В многофазных трубках жерла сложены, как правило, двумя разновидностями туффизитовых брекчий, представляющих различные фазы формирования жерла: первая фаза – ксенотуфобрекчий, вторая – автолитовые брекчий. В трубке им. В. Гриба вторая фаза представлена массивными кимберлитами, а в ряде трубок Ненокского поля оливиновыми мелилититами. Реже встречаются трубки, в которых первые две фазы представлены разновидностями туффизитовых брекчий, а третья, наиболее поздняя, порфириновым кимберлитом (тр. Пионерская). Контакты между разновидностями пород жерловой фации в одних случаях четкие, резкие, в других с образованием в приконтактных зонах гибридных пород. Мощность переходных зон – до 5 м.

Среди пород, выполняющих трубки и слагающих силлы, выделяются три фации: кратерная, жерловая и гипабиссальная – корневые части трубок и, реже, их жерла.

Образования кратерной фации, выполняющие верхние части трубок, представлены туфами, туффитами, туфопесчаниками, реже туфоалевролитами и брекчиями вмещающих пород. Окраска пестрая, пятнистая с преобладанием коричневых тонов. Для туфов характерна брекчиевая и параллельно-слоистая текстура, для туффитов – брекчиевая. Туфы и туффиты сложены псевдоморфозами сапонита по оливину, автолитами и обломками вмещающих пород. Содержание ксеногенного материала вмещающих пород (обломки, кристаллокласты кварца) в туффитах $10\text{--}50\%$, туфах – менее 10% , туфопесчаники, туфоалевролиты существенно кварцевого состава, часто слоистые, содержание магматического материала – до 10% . Мощность отложений кратерной фации изменяется от первых метров до 300 м (тр. Суксома). Более широко развиты в диатремах Зимнебережного района, в Ненокском поле установлены в двух трубках.

Породы жерловой фации представлены в основном туффизитовыми брекчиями. Реже (трубки Ижма, Весенняя, им. В. Гриба, Усть-Сюзьма) в

жерлах развиты массивные породы, аналогичные породам гипабиссальной фации. Выделяются лито-кристаллокластические (туфо-ксенотуфобрекчии) и автолитовые брекчии. Туфо- и ксенотуфобрекчии сложены вкрапленниками оливина двух генераций, замещенного сапонитом, а на глубоких горизонтах серпентином, автолитами, ксенолитами вмещающих пород. Содержание магматического материала в ксенотуфобрекчиях 20–30 %, в туфобрекчиях ~ 40–70 %. Большинство трубок Кепинского поля содержат многочисленные обломки и глыбы терригенно-карбонатных пород ордовика. В меньших количествах встречаются вкрапленники хлоритизированного флогопита, ксенолиты фундамента и глубинных пород, мегакристы пироба, пикроильменита, а в оливиновых мелилититах трубок Ижмозерского и Ненокского полей вкрапленники клинопироксена. Пикроильменит установлен лишь в ряде трубок Кепинского поля и в трубке имени В. Гриба. Структура основной массы (матрицы) криптозернистая и мелкочешуйчатая. В составе ее в различных соотношениях присутствуют сапонит, гидрослюда, карбонат, хлорит, гидроокислы железа.

Автолитовые брекчии состоят из мегакристаллов измененного оливина и автолитов. В резко подчиненных количествах присутствуют мелкие ксенолиты мантийных пород, пород фундамента и венда. Содержание основных составных частей автолитовых брекчий изменяется в широком диапазоне от 20–60 % для псевдоморфоз по оливину до 5–40 % для автолитов. Содержание ксенолитов вмещающих пород не превышает 5 %, кристаллического фундамента – 1 %. Связующая масса представляет собой криптозернистый серпентин-сапонит-хлорит-кальцитовый агрегат.

Породы гипабиссальной фации выполняют корневые части диатрем, силлы, а также жерла некоторых трубок. Они представлены двумя разновидностями: порфировой макрокристаллической и порфировой афанитовой.

Главными породообразующими минералами кимберлитов являются оливин, флогопит и кальцит; типичными акцессорными – хромшпинелиды, перовскит, ильменит и рутил. В трубках Золотицкого поля отмечается мелилит (до 10 %). Кимберлиты Мельского и Золотицкого полей, большинства тел Кепинского поля и тр. Верхнетовская (Верхотинское поле) характеризуются относительно низкими содержаниями минералов тяжелой фракции и низкой концентрацией в ней минералов-спутников алмаза (хромшпинелид, хромдиопсид, пироп). Преобладают хромшпинелиды, пикроильменит практически отсутствует. Содержание ксенолитов глубинных пород низкое. Кимберлиты из трубок 688, 751, 748, 734 Кепинского поля и трубки им. В. Гриба Верхотинского поля характеризуются более высокими содержаниями минералов-спутников алмаза, преобладают пироп и пикроильменит, меньше развит хромдиопсид, редко отмечается хромшпинелид.

Главные типоморфные минералы оливиновых мелилититов – оливин, мелилит и клинопироксен, в некоторых разностях флогопит. Акцессорные – нефелин, ильменит, магнетит, титаномагнетит, хромшпинелиды. Содержание последних значительно ниже, чем в кимберлитах. В оливиновых мелилититах Ненокского поля отмечаются фельдшпатоиды группы содалита. Минералы-спутники алмаза представлены хромшпинелидами, пиропом, хромдиопсидом, содержание крайне низкое. Ксенолиты магнитных

пород единичные. Выделяются беспироксеновые оливиновые, оливин-пироксеновые и оливин-флогопитовые мелилититы. Трубки Ненокского поля относятся к оливин-пироксеновым разностям. По петрохимическим показателям кимберлиты отличаются от оливиновых мелилититов более низкими содержаниями SiO_2 (26–42 %), Al_2O_3 (1,8–4,7 %) и наибольшими MgO (22–35 %). В оливиновых мелилититах более высокие содержания CaO (4–11 %), Al_2O_3 (4–9 %) и меньшие MgO (10–23 %).

На основании изучения ископаемых остатков флоры и фауны в кратерных и жерловых частях диатрем, с учетом возраста перекрывающих отложений, время формирования ультрамафитов определяется как поздний девон–средний карбон. Датирование К-Аг методом кимберлита в тр. им. Ломоносова дает приблизительную оценку возраста 355 млн лет.

Туффизиты в Золотицком кимберлитовом поле распространены среди рифейских песчаников. Механизм их формирования приведен в работе [93]. По этой модели часть щелочно-ультраосновного флюида-расплава, с которым связан кимберлитовый магматизм, реализуется не в трубках взрыва, а, проникая в слаболитофицированные рифейские песчаники или пески, образует в результате реакции с ними новую породу – туффизит.

Туффизиты чередуются с породами, не затронутыми наложенными процессами. Характер этого чередования изучен по керну скважин 770, 772 и 1000. Результаты изучения даны в работе [93] и здесь подробно не приводятся. В образцах керна установлены различные стадии превращения осадочной породы в туффизиты. Среди последних установлено присутствие минералов-спутников алмаза.

Ковдорский ультрамафит-фоидолит-карбонатитовый комплекс (γ - δD_1 – C_1kv). К данному комплексу относится большинство щелочных ультрамафитовых интрузий Кольского полуострова, в том числе и Песчаноозерский массив (Песчаноозерская ПЗ). Петротипическим объектом этого комплекса является Ковдорский массив, расположенный на территории листа Q-36.

Преобладающая часть массивов сложена породами оливинит-мелилитолит-ультраосновной фоидолит-карбонатитовой серии [129]. Интрузии, как правило, многофазные. Количество фаз варьирует, часть их может быть редуцирована. Полный набор фаз включает в себя гипербазитовую (ультрамафитовую – оливиниты), мафитовую (пироксениты), мелилититовую (турьяиты), фоидолитовую (породы ряда якупирангит-уртит) и фоскорит-карбонатитовую фазы. Помимо пород перечисленных фаз, для интрузий ковдорского типа, в связи с их многофазностью, характерно широкое развитие метасоматически измененных и контактово-реакционных пород, включая метасоматиты экзоконтактовых зон. Вмещающие породы на контакте со щелочно-ультраосновными интрузиями превращены в эгирин-полевошпатовые или нефелин-эгирин-полевошпатовые породы – фенинты. Мощность ореолов фенинизации зависит от характера интрузивов, тектонического строения зон контактов, состава и текстурных особенностей вмещающих пород. При этом анализ внутренней тектоники отдельных массивов показывает, что в ряде них (Песочный) оливиниты первоначально слагали трещинные тела, преобразованные при внедрении последующих фаз [120].

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ

К метаморфическим образованиям отнесены породы, лишенные первичных текстурно-структурных признаков, в результате чего их природа дискуссионна. Наблюдаемая в них стратификация может быть вызвана разными причинами и не является доказательством их первичного осадочного или вулканогенного происхождения. Таким образом, построенные разрезы не отражают нормальную стратиграфическую последовательность пород. Возраст пород рассматривается как время проявления метаморфизма; для полиметаморфических образований – раннего метаморфизма. В пределах листа распространены метаморфические образования среднелопийского возраста.

Комплексы метаморфических гнейсов широко распространены в Беломорской (Беломорский комплекс) и Кольской (Южно-Кольский, Восточно-Кольский и Баренцевоморский комплексы) СФО. Они занимают обширные площади, обладают характерными ассоциациями пород, разделены полями гранитоидов или ЗКП. Их непосредственные соотношения остаются неопределенными. Имеющиеся изотопные датировки не превышают 2900 млн лет, что позволяет отнести указанные метаморфические комплексы к среднему лопию.

Беломорский метаморфический комплекс распространен в пределах ПМЗ Карельского Беломорья. На исследуемой площади представлен хетоламбинский подкомплекс, состоящий из толщ метаморфических пород, которые, при отсутствии надежных данных об их возрастных соотношениях и положении в разрезе, различаются по составу.

Биотит-амфиболовые, амфиболовые гнейсы ($agLP_2b$). Эта наиболее представительная по площади группа пород – хетоламбинский метаморфический подкомплекс в составе беломорского комплекса, включает пестрое сочетание разнообразных по петрографическим, петрохимическим и генетическим особенностям амфиболсодержащих гнейсов, не менее распространенных биотитовых гнейсов, а также амфиболитов и глиноземистых гнейсов.

Большое место среди пород этой группы занимают амфиболсодержащие гнейсы, образованные за счет мигматизации и ультраметаморфизма пород основного состава, представленных главным образом амфиболитами. В качестве примеров, где такое происхождение амфиболсодержащих гнейсов устанавливается достаточно определенно, можно привести район побережья Белого моря на отрезке о-ва Ивановы Луды–дер. Гридино–Великая губа и район губы Поньгома на Белом море (территория листа Q-36). Обширные поля мигматитов сформировались здесь в условиях метаморфизма гранулитовой высокотемпературной амфиболитовой фации. Субстрат мигматитов представлен разнообразными базитами – гранат-диопсидовыми амфиболитами, эклогитоподобными породами, в том числе кианитовыми эклогитоподобными породами, эклогитами, габбро-анортозитами.

Жильный материал мигматитов, составляющий до 70–80 % общей массы, представлен контаминированными породами варьирующего биотит-амфиболового и амфибол-биотитового состава с постоянно присутствующим гранатом. В качестве пороодообразующего минерала часто присутствует

моноклинный пироксен, значительно реже — ромбический. Другими минеральными компонентами могут быть скаполит и эпидот.

Следующая генетическая разновидность амфиболсодержащих гнейсов представлена метаморфизованными интрузивными породами среднего состава — диоритами и кварцевыми диоритами до тоналитов. При мигматизации амфиболсодержащих гнейсов этой разновидности плагиомиоклиновым и микроклиновым материалом образуются микроклинсодержащие биотит-амфиболовые и амфибол-биотитовые гнейсы. В наиболее сохранившемся виде это средне-крупнозернистые слабогнейсовидные или массивные равномернoзернистые или порфиоровидные породы с пятнистым гломеробластовым распределением темноцветных минералов — амфибола и биотита, реже граната. Более обычный их вид — интенсивно разгнейсованные разности с полосчатыми, прерывисто-полосчатыми, линзовидными и очковыми проявлениями плагиомиоклинового жильного материала среди тонких полос амфибол-биотит-кварц-плагиоклазового состава. Они состоят из кварца, плагиоклаза (олигоклаза—андезина), микроклина, грязно- и зеленовато-бурого биотита и характерного для этой разновидности густоокрашенного голубовато-зеленого амфибола, соответствующего по составу гастингситу. В небольшом количестве содержатся гранат, эпидот, сфен, ортит и магнетит, образующий нередко кристаллы размером до 3—4 мм.

В этой толще также большой объем занимают биотитовые гнейсы. Это серые равномернoзернистые или порфиоровидные биотитовые или амфибол-биотитовые породы с гнейсовой или массивной текстурой. Породы имеют плагиоклазовый состав, редкий микроклин имеет более позднее происхождение (район дер. Нюхчи—ст. Вирандозеро—ст. Маленьга).

Гранатовые, гранат-диопсидовые, полевошпатовые и эпидотсодержащие амфиболиты являются непременным компонентом этой группы. Более того, в ряде районов они явились субстратом, по которому при процессах мигматизации и ультраметаморфизма сформировалась одна из разновидностей амфиболсодержащих гнейсов.

Возраст метавулканитов (метаандезитов и метадацитов) рассматриваемого подкомплекса («хетолампинского покрова» Беломорского подвижного пояса) датирован в 2880—2850 млн лет (U-Pb, циркон) [15]. Близкий возраст (2850 ± 10 млн лет) имеют и ассоциирующие с метавулканитами метадiorиты [209].

Биотит-амфиболовые, амфиболовые гнейсы, амфиболиты (ag + aLP₂b). Нерасчлененная толща метаморфических пород, объединяющая в своем составе охарактеризованную выше группу биотит-амфиболовых, амфиболовых гнейсов а также группу амфиболовых гнейсов и амфиболитов, показана на карте в акватории Белого моря, где эти группы пород невозможно разделить.

Основу последней группы составляют амфиболиты, ассоциирующие с амфиболовыми, глиноземистыми и биотитовыми гнейсами. Подчиненную роль играют магнетитсодержащие и карбонатные породы. В большей своей массе амфиболиты являются метаморфизованными толеитовыми, реже Fe-толеитовыми базальтами. По базитам возникают гранатовые и гранат-диопсидовые амфиболиты. Последние при уменьшении содержания амфибола переходят в породы гранат-диопсид-плагиоклазового состава.

В целом для амфиболитов характерна полосчатость за счет первичных вариаций состава, структурно-метаморфических преобразований, мигматизации, метасоматоза и других факторов.

Мигматизация в основном сказывается проявлением стадийной гранитизации с образованием амфиболсодержащих гнейсов среднего–кислого состава. Породообразующие Fe-Mg минералы гранатовых амфиболитов – амфиболы, гранаты, клинопироксены имеют варьирующий состав, но парагенетический анализ устанавливает закономерность в его изменении и его соответствие определенным P-T-условиям метаморфизма [36, 37].

Ассоциирующие с амфиболитами амфиболсодержащие гнейсы являются вероятными метаморфическими аналогами андезитов, диоритов и кварцевых диоритов, образовавшихся в результате мигматизации, гранитизации и деформаций по амфиболитам. Биотитовые гнейсы в основном, вероятно, образовались по плагиогранитам и гранитам. Весьма характерным является сообщество амфиболитов с глиноземистыми гнейсами.

Южно-Кольский метаморфический комплекс (gLP_{2uk}). Рассматриваемый комплекс занимает основную часть площади Южно-Кольской ПМЗ, протягиваясь от р. Пулонга к западу вдоль южной границы Имандра-Варзугской структуры. Комплекс включает в свой состав две толщи метаморфических пород – амфиболито-гнейсовую и амфиболито-сланцевую, которые на карте не могут быть разделены. Породы комплекса по своему составу и породным ассоциациям имеют явные отличия от типичных «беломорид».

Амфиболито-гнейсовая толща расчленяется по составу на два подразделения с постепенными переходами [77, 102]. Первое из них характеризуется значительной пестротой видимого разреза с преобладанием в нижней его половине амфибол-биотитовых, гранат-амфибол-биотитовых и эпидот-амфибол-биотитовых (\pm гранат) гнейсов и амфиболитов, подчиненным развитием слюдяных и гранат-слюдяных, нередко с силлиманитом или кианитом, гнейсов. Специфическими породами толщи являются обогащенные сульфидами (пирротин + пирит) биотитовые гнейсы и известково-силикатные породы («кальцифиры»), сложенные клинопироксеном, плагиоклазом, клиноцоизитом, скаполитом и карбонатом. Верхи разреза толщи представлены переслаиванием биотитовых, гранат-биотитовых (\pm силлиманит) гнейсов и амфиболитов (полевошпатовых, гранатовых и клинопироксеновых); количество последних может достигать первых десятков процентов объема. Второе подразделение более однородно по составу и сложено в основном биотитовыми, двуслюдяными и гранат-слюдяными гнейсами с резко подчиненным развитием амфиболитов и гранат-амфиболитовых гнейсов. В слюдяных гнейсах нередко отмечаются элементы ритмичной слоистости [201]. Однако первичные структуры и текстуры в породах, как правило, отсутствуют. Sm-Nd модельный возраст пород составляет 2,70 млрд лет [215].

Амфиболито-сланцевая толща в основании видимого разреза сложена однородными и неяснополосчатыми биотитовыми сланцами (гнейсо-сланцы, метаграувакки(?), реже двуслюдяными и гранатсодержащими (\pm ставролит, кианит) сланцами с редкими прослоями мусковит-кварцевых и амфибол-биотитовых сланцев, слюдяных кварцитов, амфиболитов. Выше

обнажаются амфиболиты и мелкозернистые биотит-амфиболовые сланцы с прослоями и линзами слюдяных и гранат-слюдяных сланцев, субмономинеральных актинолитовых сланцев. Амфиболиты слагают горизонты мощностью до 100 м или прослои мощностью от 1–2 до 10–15 м. Отмечены единичные прослои метасилицитов и доломитовых мраморов. Амфиболиты сменяются амфибол-биотитовыми, эпидот-биотитовыми и биотитовыми сланцами. Для отдельных горизонтов слюдяных сланцев типичны ритмичнослоистые текстуры, для других порфиоровые структуры. В амфиболитах из крупных покровов отмечены реликтовые офитовая и миндалякаменная структуры.

Время проявления метаморфизма, как и возраст пород подкомплекса (осадконакопления и вулканизма), дискуссионны – от позднего архея до раннего протерозоя. К настоящему моменту имеется лишь два Sm-Nd модельных возраста протолита терригенного метаосадка и метадацита – 2685 и 2904 млн лет соответственно [79, 215].

Восточно-Кольский метаморфический комплекс (gLP_2vk). Образования Восточно-Кольского метаморфического комплекса обнажаются на северо-западном побережье Горла Белого моря, к югу от нижнего течения р. Поной, протягиваясь клиновидной полосой в юго-западном направлении в верховья рек Сосновка и Бабья. Комплекс представлен однородными или грубопереслаивающимися лейко- и мезократовыми биотитовыми, эпидот-биотитовыми и амфибол-биотитовыми гнейсами и гранитогнейсами с прослоями амфиболитов [14, 139]. Разновидности гнейсов часто образуют между собой постепенные переходы с мощностью отдельных слоев до 0,5 м, реже слагают слои с довольно четкими границами. Соотношение лейкократовых и темноцветных минералов в гнейсах сильно варьирует, как и количественные соотношения между биотитом, эпидотом и амфиболом. Гнейсы, как правило, мелко- и среднезернистого сложения, гранито- (и тоналито)-гнейсы средне- и крупнозернистого сложения и нередко массивной текстуры. Амфиболиты образуют линзы и прослои мощностью от нескольких сантиметров до первых метров. Контакты их с вмещающими гнейсами четкие, резкие. В целом объемная доля амфиболитов не превышает 10–15 %, но в отдельных горизонтах может достигать 50 %. По составу среди амфиболитов преобладают полевошпатовые разновидности, реже отмечены клинопироксен или биотитсодержащие и эпизодически – гранатсодержащие. Среди гранито-гнейсов преобладают аналоги трондjemитов и тоналитов.

Состав парагенезисов и слагающих их минералов отвечает условиям амфиболитовой фации метаморфизма с режимом умеренно низких давлений [201]. В комплексе довольно широко проявлены процессы мигматизации. Преобладают последние мигматиты, отмечены агматиты и полевошпатовый порфиробластез.

Sm-Nd модельный возраст протолита метатоналитов, развитых в районе нижнего течения р. Бабья и идентичных таковым рассматриваемого комплекса, определен в 2835 млн лет [215]; Rb-Sr изохронный возраст магматизма для них же – в 2870 ± 29 млн лет [208].

Баренцевоморский комплекс (gLP_2bm , $apLP_2bm$). На территории листа породы комплекса образуют разномасштабные выходы среди

мигматит-диоритового и анатектит-гранитового комплексов (Мурманская ПМЗ). В его строении можно выделить два подкомплекса.

В составе первого из них (gLP_2bm) в среднем течении р. Иоканьга и к востоку от нее в гранитоидах зафиксировано большое количество ксенолитов и останцов, представленных двупироксеновыми и клинопироксеновыми амфиболитами (кристаллосланцами), клинопироксен-биотитовыми, амфибол-биотитовыми, эпидот-биотитовыми и биотитовыми гнейсами [133, 136]. Эти породы слагают ксенолиты различной формы и размера (от нескольких сантиметров до первых десятков метров в поперечнике), линзы и пачки мощностью до 300–400 м. Среди гнейсов преобладают амфибол-биотитовые, эпидот-биотитовые и биотитовые разновидности, среди амфиболитов – полевошпатовые, пространственно связанные с пироксен-содержащими разновидностями.

К юго-востоку от мыса Святой Нос породы подкомплекса выполняют широкую (до 16–22 км) дугообразную полосу, в пределах которой простирается порода меняется с севера на юг от северо-западного через субмеридионального до северо-восточного [29]. Породы этой полосы по составу разделены на две толщи. Нижняя толща (в видимом разрезе) мощностью 1,5–2,0 км сложена биотитовыми гнейсами с прослоями амфибол-биотитовых гнейсов. Неизменные их разновидности резко подчинены в той или иной степени гранитизированным гнейсам, количество которых резко возрастает в направлении ядерных частей антиклинальных складок. Верхняя толща мощностью 1,0–1,5 км сложена амфибол-биотитовыми гнейсами с прослоями биотитовых гнейсов и амфиболитов.

Среди гнейсов преобладают мелко- и среднезернистые разновидности. Практически все гнейсы содержат эпидот в количестве от долей процента до первых процентов; появляется он, как правило, при замещении амфибола биотитом. В кристаллосланцах отмечена нечеткая полосчатость, обусловленная наличием прослоек биминерального (клинопироксен + амфибол) состава мощностью от 1–2 до 15–20 см. Реликтовых структур и текстур осадочных или магматических пород ни в гнейсах, ни в амфиболитах не обнаружено. Некоторые исследователи в качестве протопород комплекса рассматривают мелкозернистые двупироксен-плагиоклазовые кристаллические сланцы, дающие начало ряду последовательных преобразований в условиях гранулитовой фации: двупироксеновые кристаллосланцы–габбродиориты–диориты–гиперстеновые тоналиты. Более поздние наложенные метаморфические и ультраметаморфические (калиевого уклона) процессы амфиболитовой фации, отделенные от эндербитизации (плагиогранитизации) внедрением даек оливиновых габбро и габбро-диабазов, преобразуют их до амфиболитов, амфибол-биотитовых, эпидот-биотитовых, биотитовых гнейсов и плагиомикроклиновых гранитоидов [69]. Другие исследователи в качестве протолита комплекса рассматривают расслоенную, генетически единую серию пород, включающую весь спектр составов от пироксенитов до гиперстеновых диоритов и тоналитов [74].

Некоторые исследователи склонны рассматривать описываемый гнейсовый комплекс как более молодой относительно эндербитов и чарнокитов, датированных в 2820 ± 50 млн лет (U-Pb, циркон) [166]; Sm-Nd модельный возраст протолита эндербитов отвечает 2937–2958 млн лет [215].

Pb-Pb изохронный возраст гнейсов баренцевоморского комплекса определен в 2500 ± 160 млн лет. Они прорываются гранитами, датированными тем же методом соответственно в 2370 ± 130 и 2420 ± 160 млн лет [145]. В то же время отмечалась гранитизация гнейсов и амфиболитов комплекса плагио-микроклиновыми гранитами с возрастом 2600 ± 130 млн лет (Pb-Pb, циркон) [166].

Породы второго подкомплекса (арLP₂bm) установлены в восточной части Мурманской ПМЗ, в междуречье Иоканьга—Лумбовка, где наблюдаются в виде реликтовых полей среди более молодых гранитоидов плагио- и плагио-микроклинового состава. Они представлены ассоциацией амфиболитов, двупироксеновых и амфиболовых кристаллических сланцев, а также эндербитов и чарнокитов.

Главным структурным элементом этой части Мурманского блока является его купольно-блоковое строение. Периферические части куполов сложены гранитоидами гранодиорит-плагиогранитного состава и их микроклинизированными разновидностями, тогда как в центральных частях этих структур преобладают теньевые мигматиты, мигматит-граниты и плагио-микроклиновые граниты, время образования которых оценивается в 2,8–2,7 млрд лет [145]. Гранитоиды и мигматиты содержат скиалиты и останцы микроклинизированных двупироксеновых кристаллосланцев, пироксеновых амфиболитов, эндербитов и чарнокитов, представляющих собой, по-видимому, реликты магматического комплекса, по составу варьирующего от основных пород (габбро, габбронориты) до преобладающих гранитоидов [31, 74]. Для рассматриваемых пород характерны минеральные ассоциации, определяющие их принадлежность к породам гранулитовой фации метаморфизма [201]. Аналогичные породы выделялись А. А. Полкановым (1935 г.) в западной части Кольского полуострова как комплекс гиперстеновых диоритов, для которых на примере Вежетундровского массива время магматической кристаллизации определено в 2830 ± 70 млн лет, а возраст метаморфизма гранулитовой фации оценивается в 2760 ± 10 млн лет [16]. Модельный возраст диорита установлен Sm-Nd методом в 2937–2958 млн лет [215].

МЕТАМОРФИЗМ И МЕТАСОМАТОЗ

Докембрийские регионально-метаморфические и метасоматические породы являются эффективными индикаторами важнейших геологических процессов в наиболее древнем (архей—протерозой) периоде истории региона. В их составе отражены условия формирования пород этого времени, а также они маркируют главные тектонические зоны, синхронные этим преобразованиям.

На Схеме регионального метаморфизма и метасоматоза масштаба 1 : 2 500 000 цветом и штриховкой показаны условия регионального метаморфизма позднеархейского, раннепротерозойского и рифейского времени. Цветом показаны метаморфические фации и фациальные серии разновозрастных тектоно-метаморфических циклов, преобладающие на данной территории. Штриховкой и внemasштабными знаками также изображены наложенные или реликтовые метаморфические процессы. Внemasштабные черные точки (280 объектов) отвечают известным к настоящему времени проявлениям докембрийских метасоматитов, для которых известны точное местонахождение, минеральный состав и рудоносность.

Главными особенностями данной схематической карты являются расчленение указанных процессов по возрасту и комплексный подход к метаморфическим и метасоматическим образованиям в раннем докембрии региона. Совместное рассмотрение метаморфизма и метасоматоза обусловлено генетической или парагенетической, а также возрастной близостью проявления данных процессов. Во многих случаях метасоматоз происходит в условиях регрессивной стадии метаморфизма, когда крупные потоки метаморфогенных флюидов вовлекаются в миграцию в зонах складчато-разрывных деформаций.

Докембрийские метаморфические и метасоматические породы на территории листа слабо охарактеризованы геохронологическими определениями. Например, до недавнего времени не было получено ни одной корректной датировки U-Pb методом по зональным метасоматическим цирконам. Поэтому определение возраста метасоматитов ранее полностью основывалось на структурно-геологических, петрологических или стратиграфических корреляциях. Результаты проведенных изотопно-геохимических и геохронологических исследований позволили определить возраст важнейших метаморфических событий и связанных с ними процессов метасоматоза для Терского зеленокаменного пояса, одной из крупнейших структур на территории листа (Астафьев и др., 2010).

Региональная метаморфическая и структурно-тектоническая зональность докембрийских пород на территории листа положена в основу райо-

нирования метасоматитов. Тектонические флюидопроницаемые зоны с повышенным содержанием метасоматитов в свою очередь принимались во внимание при выделении металлогенических зон. В связи с этим, Схема метаморфизма и метасоматоза масштаба 1 : 2 500 000 как приложение к геологической карте и карте полезных ископаемых существенно дополняет их.

Все новые геохронологические данные, изложенные в данном разделе, были получены авторами (Карта минеральных фаций..., 1991; Воинова, Астафьев, 1999ф; Астафьев, Воинова, и др., 2003ф) в ЦИИ ВСЕГЕИ Th-U-Pb методом по цирконам на вторично-ионном микрозонде SHRIMP-II. Данная методика позволяет корректно разделять и датировать реликтовые (детритовые, магматические, метаморфические и метасоматические зоны в кристаллах цирконов). Полученные в 2005 г. результаты [228] позволяют уточнить последовательность эндогенных процессов на территории листа.

РЕГИОНАЛЬНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ

Региональный метаморфизм является одним из ведущих геологических процессов в докембрии. На территории листа он проявлялся неоднократно в рамках нескольких тектоно-метаморфических циклов. Под ними понимается [141] закономерная совокупность тектонических, магматических, метаморфических и метасоматических процессов, присущих однократному проявлению регионального метаморфизма. Выделяют полнопроявленные (региональные) и редуцированные циклы, которые обычно распространены локально или не в полном объеме. К полнопроявленным циклам относятся позднеархейский (2,6–2,8 млрд лет), раннепротерозойский (1,7–1,9 млрд лет) и рифейский (около 0,9–1,2 млрд лет) [56]. Каждый из этих периодов метаморфических преобразований состоит из нескольких обособленных этапов. Они обусловлены импульсным характером флюидной насыщенности главных тектонических зон, что способствовало масштабной перекристаллизации пород, нередко аллохимического характера.

Позднеархейский тектоно-метаморфический цикл

Позднеархейский метаморфизм неопределенных давлений в условиях нерасчлененных эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций проявлен на обширной территории Кольской гранит-зеленокаменной области. Вероятно, это обусловлено слабой петрологической изученностью данного труднодоступного района. По-видимому, региональный раннепротерозойский метаморфизм во многом «затушевал» состав архейских минеральных парагенезисов. Однако сохранившиеся реликты гранулитового метаморфизма [97, 195] позволяют считать эти комплексы полиметаморфическими.

Умеренные и высокие давления. Позднеархейский метаморфизм в докембрии северо-восточной части Балтийского щита рассматривается как важнейший геологический процесс, в ходе которого формировалась континентальная кора. На территории листа Q-37 проявлены два различных фрагмента Беломорского метаморфического пояса, соответствующих

складчато-метаморфическим зонам: Беломорской и Южно-Кольской. Небольшой фрагмент первой из них расположен в юго-западной части площади листа возле побережья Белого моря. Он слабо исследован и может быть охарактеризован только по данным более детально изученной территории смежного листа Q-36. В составе этого фрагмента преобладают мигматизированные плагиогнейсы, огнейсованные тоналиты и гранодиориты. Условия регионального метаморфизма соответствуют высокотемпературной части амфиболитовой фации повышенных давлений.

Наиболее ранний (раннеребольский) этап метаморфизма проявлен в реликтовых мелкозернистых гнейсах (в так называемых «сухарях»). Дальнейшие тектонические деформации и минеральные преобразования сопряжены с умереннобарическим метаморфизмом, условия которого увеличивались в южном направлении от высокотемпературной амфиболитовой фации с параметрами около 620–680 °С и 7,6–8,8 кбар [14] до гранулитовой фации (760–800 °С и 6–9 кбар) [38]. Возраст кульминации раннего метаморфизма оценивается в 2855 ± 5 млн лет [19]. Sm-Nd модельный возраст протолита мелкозернистого гранат-биотитового гнейса из района Ковдозера ранее был определен примерно как 2929 млн лет [217].

В ходе второго, главного этапа, карельская часть Беломорского пояса была интенсивно метаморфизована в условиях амфиболитовой фации высоких давлений. Метаморфизм этого этапа проходил в условиях примерно 665–700 °С и 7–10 кбар, а его возраст оценивается в интервале 2720–2780 млн лет [36, 14].

Низкие и умеренные давления. Южно-Кольская зона Беломорского пояса ориентирована в субширотном направлении вдоль южного побережья Кольского полуострова. Породы метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации гораздо более низких, умеренных давлений – около 4–5 кбар, андалузит-силлиманитовый тип метаморфизма [97] при практически том же возрасте формирования этих пород – около 2780–2730 млн лет [149]. Завершение метаморфических процессов датировано Rb-Sr методом по биотиту и составляет около 2760 млн лет [149]. Позднеархейский метаморфизм этого района завершается формированием среднетемпературных гранат-амфиболовых метасоматитов, по которым была известна единственная для данной территории радиологическая датировка 2698 ± 1 млн лет U-Pb методом по циркону [149], которая может интерпретироваться как возраст позднеребольского метасоматизма.

В Кейвском синклинии и Колмозеро-Вороньинском ЗКП предполагается наличие позднеархейского регионального метаморфизма в условиях амфиболитовой фации умеренных давлений.

В Кейвском синклинии на это указывает широкое распространение псевдоморфоз кианита по андалузиту в параморфических сланцах при сохранении реликтовых структур андалузитового габитуса [12]. Появление силлиманита в северо-западной части Кейвского блока, вероятно, связано с контактовым воздействием щелочных гранитов кейвского комплекса на гнейсы и сланцы понойской серии. Позднеархейский возраст щелочных гранитов, определенный Т. Б. Баяновой [7], подтверждает это предположение. Определенный авторами (Астафьев, 2010) возраст щелочных гранитов среди супракрустальных пород в южном обрамлении Имандра-Варзугской

структуры (2666 ± 12 и 2702 ± 37 млн лет, локальный U-Pb метод по циркону) также этому периоду соответствует.

В Колмозеро-Вороньинском ЗКП возраст амфиболитового метаморфизма умеренных давлений (андалузитовый тип метаморфизма) был определен [228] как 2826 ± 11 млн лет (U-Pb метод по циркону). Данные получены по порфиробластическому андалузит-кварцевому сланцу, отобранному в районе хр. Олений.

Терский ЗКП преимущественно метаморфизован в условиях эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций регионального метаморфизма умеренных давлений [97, 195]. Это выражается в формировании биотит-амфиболовых, кварц-полевошпатовых и других сланцев. В результате датирования метаморфизованных сланцев в верхнем течении р. Стрельна U-Pb методом по цирконам были получены группы корректных дискордантных и конкордантных определений в интервале 2640–2575 млн лет, которые соответствуют позднепротерозойскому региональному метаморфизму [228].

По современным геохронологическим и термобарометрическим данным можно уверенно предполагать, что в позднеархейских геологических структурах региона были проявлены условия как андалузитового, так и кианитового типа (более позднего этапа) регионального метаморфизма. В дальнейшем позднеархейские процессы на территории листа в значительной степени были интенсивно затушеваны метаморфическими и метасоматическими преобразованиями раннепротерозойского времени в условиях значительно более высоких давлений (кианитовый тип метаморфизма).

Раннепротерозойский тектоно-метаморфический цикл

Умеренные и высокие давления. Нижнепротерозойские осадочно-вулканогенные породы метаморфизованы преимущественно в условиях от зеленосланцевой до амфиболитовой фации умеренных или повышенных давлений (кианит-силлиманитовая фациальная серия). Кроме того, раннепротерозойские метаморфические процессы интенсивно проявлены и по породам архейского возраста.

В Кейвской структуре и ее обрамлении в раннем протерозое формировались парагенезисы амфиболитовой фации повышенных давлений (преобладает кианит-ставролит-двуслюдяная субфация при температуре 550–600 °C и давлении 4,5–6 кбар). Для метаморфических пород этого района характерно формирование параморфоз кианита по андалузиту и порфиробластических гранат-амфиболовых, мусковит-ставролитовых и других пород. Так, например, возраст глиноземистых сланцев (вероятно, кианитовых метасоматитов) кейвской серии U-Pb методом по циркону ранее был определен как 1758 ± 48 млн лет [7].

Это предположение подтверждается нашими аналитическими данными (Карта минеральных фаций..., 1991; Воинова, Астафьев, 1999ф; Астафьев, Воинова и др., 2003ф). Определения возраста по ядрам цирконов (реликты субстрата) дают разброс в интервале 2700–2000 млн лет, тогда как метасоматические обрастания кристаллов цирконов имеют корректный дискордантный возраст 1767 ± 15 млн лет.

Имандра-Варзугская раннепротерозойская структура характеризуется зональным метаморфизмом от зеленосланцевой фации до низкотемпературных субфаций амфиболитовой фации умеренных–повышенных давлений. В Усть-Понойской структуре проявлены условия преимущественно эпидот-амфиболитовой фации той же фациальной серии [97].

Важной особенностью раннепротерозойского регионального метаморфизма в главных структурно-тектонических зонах на территории листа является его аллохимический характер, обусловленный высокой флюидонасыщенностью. Наиболее отчетливо это проявлено в Терском и Колмозерско-Вороньинском ЗКП, а также в Кейвском синклинии. Это выражается в полной метаморфической перекристаллизации исходных пород, «залечивании» ранних структурных элементов, интенсивном порфиробластезе контрастного состава (гранатовый, карбонатный, амфиболовый, слюдистый, глиноземистый и пр.) с признаками быстрого роста бласт (скелетные, сдвойникованные и другие формы ростовых автодеформаций). Нередко наблюдаются постепенные переходы от аллохимического метаморфизма к собственно метасоматической зональности регрессивного этапа того же тектоно-метаморфического цикла [216].

Проявления ранне- и поздне Svecofennic этапов метаморфизма (с возрастом около 1,97–1,90 и 1,83–1,75 млрд лет соответственно) ранее были подтверждены изучением U-Pb изотопных систем по титанитам и рутилам [18, 212], а также новыми данными по цирконам (Карта минеральных фаций..., 1991; Воинова, Астафьев, 1999ф; Астафьев, Воинова и др., 2003ф). На территории листа преимущественно проявлен раннесвекофеннский этап регионального метаморфизма. Время его формирования исследовано локальным U-Pb методом по цирконам в среднем течении р. Варзуга и в верховьях р. Стрельна по четырем пробам и определяется интервалом 1962 ± 12 – 1973 ± 17 млн лет [228].

Это согласуется с новыми данными для метаморфизма Лапландского гранулитового пояса – 1972 ± 10 млн лет [125], что в целом соответствует людииковийскому времени. Осадочно-вулканогенные породы панской серии людииковия повсеместно метаморфизованы в условиях от амфиболитовой до зеленосланцевой фаций умеренных или повышенных давлений. Эти данные указывают на существование второго раннепротерозойского (поздне Svecofennic, около 1,75–1,62 млрд лет) регионального метаморфизма, что позволяет предполагать тектоническое сближение блоков с различной геологической историей. Это хорошо согласуется с возрастом даек пегматоидных гранитов из этого района 1965 ± 17 млн лет (Карта минеральных фаций..., 1991; Воинова, Астафьев, 1999ф; Астафьев, Воинова и др., 2003ф).

На всей докембрийской территории листа раннепротерозойский метаморфизм завершается формированием метасоматических комплексов, описанных далее.

Рифейский тектоно-метаморфический цикл

Региональный метаморфизм рифейского возраста на территории листа достигает лишь условий низкотемпературных ступеней (пумпеллит-

пренитовая и, возможно, зеленосланцевая фации неопределенных давлений) и в настоящее время остается недостаточно изученным. По аналогии с западной частью Балтийского щита [214], возраст рифейского метаморфизма на территории листа примерно определяется в интервале 1,225–1,117 млрд лет. Однако условия метаморфизма в Южной Норвегии значительно выше и достигают 600–750 °С при повышенных давлениях (около 6–8 кбар) [213].

Таким образом, эволюция докембрийских метаморфических образований на территории листа отличается большой сложностью, обусловленной полиметаморфизмом, региональной зональностью, а также полистадийностью главных тектоно-метаморфических циклов. Каждый из описанных циклов может быть разделен на несколько отдельных эпизодов, однако на современном уровне геологической и геохронологической изученности их более детальное подразделение в масштабе карты остается дискуссионным.

МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ

На схеме регионального метаморфизма и метасоматоза зонами и линиями показаны различные докембрийские метасоматические комплексы. Черными кружками отмечены наиболее изученные проявления метасоматоза. Метасоматиты группируются в три комплекса, существенно различающихся по составу, возрасту, структурно-геологической позиции, последовательности образования метасоматических фаций и рудоносности. В настоящее время выделяются четыре периода интенсивной метасоматической активности: позднеархейский (позднеребольский, 2,8–2,6 млрд лет), два раннепротерозойских (ранне- и позднесвекофеннские, около 1,90 и 1,76 млрд лет соответственно), а также позднепротерозойский (1,2–1,05 млрд лет). Среднесвекофеннские возрасты метасоматитов в интервале 1,815–1,825 млн лет необходимо уточнить. Данные датировки были получены в ходе комплексных исследований в ЦИИ ВСЕГЕИ и ИГГД РАН по методикам U-Pb (SHRIMP-II (циркон), ID-TIMS (монацит, гранат), Pb-LS (гранат, апатит), Sm-Nd (гранат) и Rb-Sr (биотит).

Фанерозойские метасоматиты проявлены локально, преимущественно в области палеозойской тектоно-магматической активизации. Регионально распространенные метасоматиты обладают признаками метаморфогенного происхождения (Карта минеральных фаций..., 1991; Воинова, Астафьев, 1999ф; Астафьев, Воинова и др., 2003ф). Их геологическая позиция определяется заключительными регрессивными этапами тектоно-метаморфических циклов, когда по системам разломов мигрировали крупные объемы высокоминерализованных флюидов [49]. На карте метаморфизма и метасоматоза показаны флюидонасыщенные зоны. В пределах этих зон содержание метасоматитов возрастает на 1–2 порядка и они образуют многочисленные линейные или кулисообразные тела, густой сетью «пропитывающие» вмещающие их породы. Нередко к этим же зонам приурочен интенсивный порфиробластез, разнообразный по своему минеральному составу (амфибол, гранат, ставролит, слюды, карбонаты и др.).

Результаты определения возраста метасоматитов и сопоставление изотопно-геохронологических данных, полученных различными методами,

позволяют уточнить время закрытия изотопных систем в данных метасоматических комплексах. Это дает возможность проводить их корреляцию. Метасоматиты выделенных комплексов подразделяются на низко-, средне- и высокотемпературные. В пределах листа наиболее распространены низко- и среднетемпературные фации. Высокотемпературные метасоматиты, характерные для зон гранулитового метаморфизма, проявлены локально [195]. В гнейсо-гранитных ареалах известны редкие проявления высокотемпературных метасоматитов ортоклаз-кварцевой и микроклин-ортоклаз-кварцевой фаций, которые, возможно, являются реликтовыми.

К среднетемпературным отнесены метасоматиты, сформировавшиеся в условиях эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма до начала процессов ультраметаморфизма и гранитизации (т. е. не более 620–650 °С). В условиях амфиболитовой фации повышенных давлений широко распространены среднетемпературные метасоматиты повышенных давлений состава $q + ku + gr + st + hbl^*$, для которых было предложено обобщающее название «хизовариты» [26].

На территории листа такие породы широко распространены во всех областях метаморфизма повышенных давлений (Беломорская и Южно-Кольская складчатые зоны, Кейвский синклиорий и др.). При метаморфизме пониженных и умеренных давлений, характерных для Карельской и Кольской гранит-зеленокаменной областей, в условиях средних температур образовывались метасоматиты состава $q + ad + co + cum + anp$ (скели). Скели (sköl, старинный шведский горный термин) – это кварцитовидные рудоносные или рудосопровождающие породы с гранатом, кордиеритом, ромбическими амфиболами, андалузитом, ставролитом и другими минералами. Скели широко проявлены на многих медноколчеданных, полиметаллических и золоторудных месторождениях Финляндии и Швеции (Турченко, 2007).

На территории листа выделяют скели как основного (ставролит-кордиерит-амфиболового), так и среднего, и кислого (гранат-андалузит-кварцевого) составов [97].

В среднетемпературную группу также входят гранатовые, амфиболовые и другие метасоматиты, которые могут формироваться при различных режимах давлений. Частично они включают в свой состав фации, переходные к низкотемпературным образованиям (например, хлоритсодержащие). Особо следует отметить группу скарноподобных метасоматитов (скарноидов), в состав которой входят различные средне-низкотемпературные породы, включая карбонатные фации ($srx-sa$, $dp-pl$, $gr-srx$, $scr-sa$ и др.).

Среднетемпературные кварц-полевошпатовые метасоматиты преобладают в гнейсо-гранитных ареалах и характерны для субстрата, бедного основаниями (Fe, Mg, Ca). На территории листа они пользуются широким распространением. Известны такие породы как позднеархейского, так и

* Здесь и далее сокращенные обозначения минералов приведены в соответствии с типовыми условными обозначениями: ac – актинолит, ad – андалузит, anp – антофиллит, bt – биотит, sa – кальцит, cl – хлорит, srx – клинопироксен, co – кордиерит, dp – диопсид, ep – эпидот, gr – гранат, hbl – роговая обманка, ku – кианит, pl – плагиоклаз, scr – скаполит, si – силлиманит, st – ставролит, tu – турмалин, q – кварц.

раннепротерозойского возраста (Воинова, Астафьев, 1999ф; Астафьев, Воинова и др., 2003ф). В данную группу входят сравнительно однообразные по минеральному составу среднетемпературные метасоматические породы, сложенные в различной пропорции микроклином, олигоклазом (альбитом) и кварцем. В подчиненных количествах могут присутствовать щелочные амфиболы и турмалин. Отмечаются переходы к более низкотемпературным мусковитовым или хлоритовым метасоматитам.

К низкотемпературным отнесены метасоматиты, сформировавшиеся в условиях, не превышающих верхнюю температурную границу зеленосланцевой фации (не более 450–470 °С). При этом из состава метасоматитов полностью исчезают гранат и глиноземистые амфиболы, главным темновым минералом становится хлорит. Для низкотемпературных метасоматитов типично присутствие карбонатов, хотя бы в небольших количествах. Среди данных пород наиболее широко распространены пропициты (хлоритовые, тальковые, актинолитовые и пр.), березиты, листовениты, альбититы (иногда со щелочными амфиболами) и серпентиниты. Реже проявлены турмалиниты, хлоритоидные и некоторые другие низкотемпературные метасоматические породы.

Позднеархейские метасоматические комплексы

Оленинский метасоматический комплекс. Данные метасоматиты распространены в пределах Кольской ГЗО. Их выделение в отдельный комплекс обусловлено геологическим положением и особенностями состава. Метасоматиты этого комплекса развиты по супракристалльным образованиям и наиболее распространены на территории смежных листов R-36 и R-37 в Титовско-Поросозерском ЗКП, где с ними связаны рудопроявления золота (Пеллапахк, Оленинское и др.). На территории листа Q-37 образования оленинского комплекса распространены в северной части в районе оз. Поросозеро (Колмозеро-Вороньинский ЗКП). Метасоматические образования неоднократно описывались в литературе (Астафьев, Воинова и др., 2003ф). В составе петротипа выделяются ранние кислые (мусковит-андалузит-кварцевые), основные (ставролит-кордиеритовые, кордиерит-жидритовые, плагиоклаз-куммингтонитовые, гранат-амфиболовые, клиноцоизит-диопсидовые и др.) и щелочные (карбонат-полевошпатовые, кордиерит-альбитовые) и другие породы. Метасоматиты позднего этапа в основном представлены мусковит-кианит-кварцевыми породами. Метасоматические кислые породы сравнительно однородны по составу. Обычно они представлены мелко-среднезернистыми гранобластовыми или лепидо-гранобластовыми андалузит-кварцевыми и мусковит-кварцевыми метасоматитами, реже порфириобластическими крупно- или даже гигантозернистыми (до 5–10 см в поперечнике порфириобласт).

Среднетемпературные метасоматиты основного состава обладают постепенными переходами между минеральными фациями и значительным разнообразием минерального состава. Наиболее отчетливо при картировании и петрографических наблюдениях разделяются следующие главные минеральные типы — клиноцоизит-диопсидовые, гранат-роговообманко-

вые, плагиоклаз-куммингтонитовые, ставролит-кордиеритовые, гранат-альбит-жедритовые метасоматиты. Метасоматиты позднего этапа преимущественно представлены мелкозернистыми кианит-кварцевыми породами, в которых бесцветные кристаллы кианита достигают 4–6 мм по удлинению. Они имеют гранобластовую, реже лепидо-гранобластовую структуру, сравнительно сильно рассланцованы. Содержание кианита варьирует от единичных зерен до 30–40 %. Эти метасоматиты, по-видимому, маркируют узкие тектонические зоны субсогласного залегания, вдоль которых и происходила поздняя перекристаллизация.

Возраст формирования метасоматитов составляет около 2720 млн лет для андалузитового типа, и 2629 ± 64 млн лет (Астафьев и др., 2010) для более поздних, кианитовых условий формирования этих пород.

Раннепротерозойские метасоматические комплексы

К раннепротерозойским метасоматическим комплексам относятся Варзугский и Шууртуртинский. Далее приводится их характеристика.

Шууртуртинский метасоматический комплекс распространен на территории листа Q-37 в пределах Кейвского синклинория и синклинали Больших Кейв. Метасоматические образования этого района неоднократно описывались в литературе [97]. Среди метасоматитов комплекса широко распространены разнообразные кианитовые, гранат-амфиболовые, ставролитовые и кварц-полевошпатовые образования. В подчиненных количествах проявлены мусковит-кварцевые, гранат-роговообманковые и хлоритоид-содержащие породы. Среди высокоуглеродистых кианитовых сланцев встречаются субсогласные линзовидные и пластообразные тела массивных крупно- и гигантозернистых кианит-ставролитовых и гранат-ставролитовых метасоматитов с мусковитом, биотитом, иногда амфиболом. Нередко метасоматиты сопровождаются зонами интенсивного метаморфического порфиробластеза и связаны с ними постепенными переходами. Устанавливается отчетливая связь неоднократно проявленного метасоматоза с узкими, протяженными на многие десятки километров, зонами сдвиговых деформаций. Субстратом метасоматитов являются ставролитовые, кианит-ставролитовые, графит-кианитовые, слюдисто-кварцевые с гранатом сланцы и кварцитовидные породы кейвской серии и биотитовые, гранат-биотитовые, биотит-амфиболовые гнейсы по метавулканитам лебяжинской свиты понойской серии. Наблюдения, полученные при детальном картировании опорных участков, свидетельствуют об интенсивно проявленном кислотном выщелачивании, сопряженном с переотложением базификатов. Наиболее характерными разновидностями метасоматитов являются кианитовые породы с переменным количеством кварца, плагиоклаза, ставролита, биотита и мусковита. С ними ассоциируют кианит-кварцевые жилы, а также участки плагиоклазитов и плагиосланцев.

Петротип комплекса расположен в центральной части Кейвского синклинория в районе горы Шууртурта (гряда Большие Кейвы). Наиболее высокотемпературными и ранними являются гранат-амфиболовые, кианит-ставролитовые и гранатовые метасоматиты, широко распространенные по

породам кейвской серии. Они обрамляют пластообразное тело существенно кианитовых пород по углеродистым глиноземистым сланцам длиной 3 км, шириной 500 м (в ядре складки), 100 м на крыльях при мощности 90–100 м. В северо-восточной части тела параморфозы кианита достигают размера 20 × 5 см. В тектонических зонах широко проявлен гранат-амфиболовый порфиробластез. Эти зоны имеют мощность от нескольких метров до 30–50 м и протяженность в первые десятки километров. Метасоматические гранатиты с биотитом и кварцем широко развиты в виде линзовидных тел по тектоническим контактам кейвской и понойской серий (Петров, Богданов и др., 2007).

Для определения возраста метасоматитов были выделены цирконы из среднезернистой плагиоклаз-кварц-кианитовой породы и проанализованы локальным U-Pb методом. Метасоматические обрастания кристаллов цирконов имеют дискордантный возраст 1767 ± 15 млн лет.

Варзугский метасоматический комплекс. Раннепротерозойские метасоматиты состава хизовариты–пропилиты–березиты распространены на всей территории Имандра-Варзугской структуры и смежного с ней Терского зеленокаменного пояса. Протяженные зоны их локализации прослеживаются на десятки километров при ширине до первых сотен метров. Метасоматоз проявлен в зонах складчато-разрывных деформаций, имеющих преимущественно субширотное и северо-западное простирание. Метасоматиты этого комплекса были изучены в верхнем и среднем течении р. Варзуга, нижнем течении р. Пана, на возвышенности «тригопункт р. Индель», в районе руч. Пурумвай.

В верхнем и среднем течении р. Варзуга метасоматические образования приурочены к зонам сочленения Терского ЗКП с Имандра-Варзугской грабен-синклиналью на севере и Южно-Кольской складчатой зоной на юге, а также локализованы в центральной его части. Петротипом комплекса является Кривецко-Япомская зона, разрез которой вскрыт по берегам р. Варзуга выше и ниже по течению устья руч. Кривец. Здесь наблюдались наиболее дифференцированные зональные метасоматические тела сложного строения (рис. 17). Выделяются метасоматиты преимущественно основного состава (силлиманит-гранат-биотитовые, гранат-жедритовые, гранат-роговообманковые, полевошпатовые), кислые (кварцевые, диопсид-кварцевые, мусковит-кварцевые с графитом, пиритом, арсенопиритом, пирротином) и карбонатные с диопсидом. Зона прослеживается на 16 км в северо-западном направлении на территории листов Q-36 и Q-37. Видимая мощность метасоматических тел Кривецко-Япомской зоны достигает 40 м.

Метасоматиты развиты по биотитовым, биотит-мусковитовым, реже амфибол-биотитовым сланцам и гнейсам (часто гранат-, ставролит- и фибролитсодержащим) имандровской серии верхнего лопия. Эти породы метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации андалузит-силлиманитовой и позднее кианит-силлиманитовой фациальных серий. Возраст кварц-полевошпатовых и гранат-кварцевых метасоматитов, определенный методом SHRIMP-II по циркону и U-Pb методом (ID-TIMS) по монациту и гранату, составляет 1904 ± 10 млн лет и 1894 ± 9 млн лет соответственно (Астафьев и др., 2010).

В верхнем течении р. Варзуга и в устье р. Пана распространены основные и средние метавулканиты панской серии раннего протерозоя и амфи-

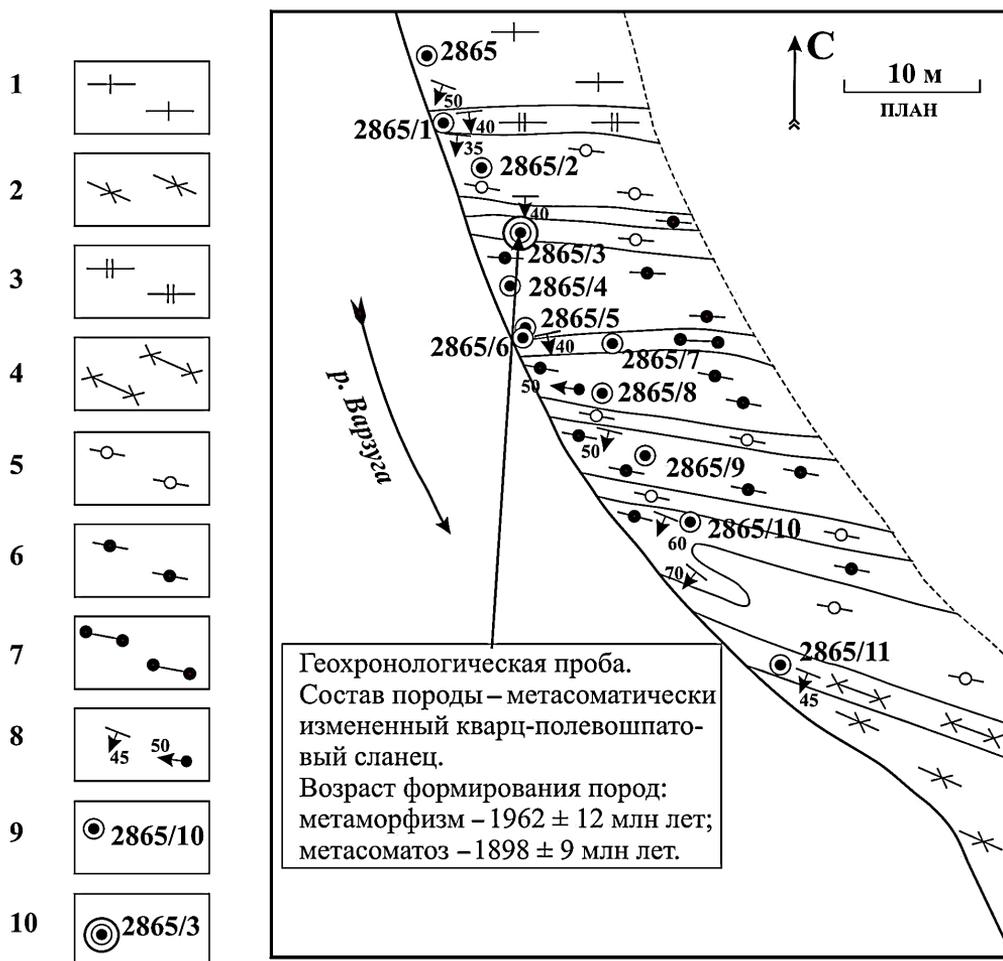


Рис. 17. Схема геологического строения разреза метасоматической зональности в районе устья руч. Кривец (разрез 2865).

1 – гранат-биотитовые гнейсы; 2 – биотитовые сланцы; 3 – окварцованные гранат-биотитовые гнейсы; 4 – окварцованные биотитовые сланцы; 5 – мусковит-кварцевые метасоматиты; 6 – гранат-роговообманковые метасоматиты; 7 – гранат-жедритовые метасоматиты; 8 – элементы залегания сланцеватости и шарниров складок; 9 – места отбора проб и их номера; 10 – место отбора геохронологической пробы и ее номер.

боловые и слюдистые сланцы по ним, а также биотит-амфиболовые сланцы имандровской серии. В результате проведенных исследований субширотная Панареченская метасоматическая зона была прослежена от р. Пана в западном направлении на 10 км при ширине от 500 м до 2–3 км. Таким образом, Панареченская зона прослеживается от рудопоявления Ворговый на востоке (лист Q-37) до центральной части бассейна р. Индель на западе (лист Q-36) на расстояние до 50 км. Особенностью этой зоны, по сравнению с Кривецко-Япомской, является преобладание в составе метасоматических тел графитистых мусковит-кварцевых разновидностей с пиритовой минерализацией. Содержание графита достигает 25 % (в среднем – 10–15 %), сульфидов – 10 % (в среднем – 3–5 %).

Сосновецкая зона приурочена к центральной части Терского ЗКП. В ее пределах по слюдистым и амфиболовым сланцам сергозерской толщи развиты средне-температурные метасоматиты (гранат-кварцевые, гранат-ставролит-биотитовые и др.), а также низкотемпературные (кварцевые, полевошпатовые, актинолитовые). При геологической съемке [246] в этой зоне были вскрыты многочисленные тела графитистых метасоматитов с сульфидной минерализацией.

Субмеридиональными и северо-западными разломами сдвигового характера Панареченская зона расчленяется на отдельные фрагменты, протяженность которых измеряется первыми километрами. Здесь широко распространены среднетемпературные метасоматиты (гранат-кварцевые, гранат-биотитовые), а также низкотемпературные (мусковит-кварцевые, альбитовые, альбит-карбонатные, хлорит-актинолитовые). Весьма интенсивно проявлена графитизация. Местами наблюдаются линзообразные залежи анхимономинеральных черных сажистых пород мощностью до 3 м. Формирование графитизированных пород обычно сопровождается развитием сульфидной минерализации. В результате этого процесса возникают тела густовкрапленных углеродисто-сульфидных руд мощностью до 10 м. Обычно с поверхности руды кавернозны, обохрены, охры лимонно-желтого и красновато-кирпичного цвета, повсеместно проявлено прожилковое, гнездовое и жильное окварцевание.

Зоны метасоматитов по образованиям карелия в Имандра-Варзугской грабен-синклинали прослеживаются на десятки километров в северо-западном направлении и тяготеют к Имандровскому и Вилмуайскому разломам. Полнопроявленные тела метасоматитов приурочены к узлам пересечения разломов. Наиболее хорошо они изучены на рудопоявлении Ворговый (Астафьев и др., 2010).

В районе рудопоявления развиты метаосадочно-вулканогенные породы карелия. Здесь интенсивно проявлены низкотемпературные метасоматиты – карбонатные, альбитовые, кварцевые, хлоритовые, сопровождающие сульфидные руды.

В верхнем течении р. Стрельна метасоматиты преимущественно развиты по метавулканикам пачольской толщи имандровской серии верхнего лопия, обрамляющим Верхнестрельнинский куполовидный массив щелочных гранитов и в меньшей степени по породам стрельнинской серии сумия.

Во время тектонического растяжения структуры внедрились многочисленные дайки и силлы габброамфиболитов. Условия регионального мета-

морфизма примерно соответствуют границе эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций повышенных давлений (температура 570–450 °С, давление около 4,5–3,5 кбар), что проявляется в ассоциациях гранат–биотит–мусковит–плагноклаз–кварц, клиноцоизит–роговая обманка–биотит–плагноклаз среднего состава и др.

Главной петрологической особенностью формирования пород в южном фланге Имандра-Варзугской структуры является их повышенная флюидонасыщенность, проявленная практически на протяжении всего раннего протерозоя. Это проявляется в формировании миндалекаменных (до 40–50 % миндалин в составе пород) вулканитов сумийско-сариолийского времени, в дальнейшем – в разнообразном по составу порфиробластезе, метасоматозе и широком развитии кварцевых жил и штокверков. Большая часть метасоматических тел линзовидной формы и мощностью 1–80 м (до 120 м) локализована вблизи контакта огнейсованных щелочных гранитов Верхнестрельнинского купола, а также вдоль висячих контактов и по простирацию даек метагбброамфиболитов.

Наиболее распространенные биотит-амфиболовые, кварц-слюдистые, биотит-мусковитовые, хлорит-гранат-слюдистые метасоматиты обладают отчетливыми признаками постметаморфического происхождения. На это указывает наличие наложенных на метаморфическую сланцеватость недеформированных порфиробласт карбоната, мусковита, биотита, амфибола, силлиманита (или фибролита) и граната, наложение новообразованных парагенезисов на более раннюю сланцеватость, общее снижение Р-Т параметров формирования метасоматитов по сравнению с вмещающими их метаморфическими породами (появление актинолита, хлорита, эпидота, карбоната).

С целью датирования метаморфических и метасоматических процессов в ЦИИ ВСЕГЕИ были проведены детальные исследования цирконов из хлорит-гранат-слюдистого метасоматита по позднеархейским биотитовым сланцам [228]. Катодолюминесцентные исследования показали наличие трех генераций цирконов: 1 – светлые резко зональные реликтовые цирконы, 2 – темно-коричневые, плохоограненные, неоднородные по составу («пятнистые») кристаллы, часто трещиноватые, и 3 – бесформенные бугристые обрастания вокруг ранних реликтов мощностью 5–15 микрон. Точечное датирование различных генераций цирконов с использованием вторично-ионного микрозонда SHRIMP-II U-Pb методом позволило выявить серию конкордантных и дискордантных геохронологических определений по зональным кристаллам. Общие результаты измерений показаны на рис. 18. Разброс полученных определений интерпретируется следующим образом.

1. Группа конкордантных точек в области 2,67 млрд лет, по-видимому, отражает состав реликтов вулканического циркона в метаандезитах пяточной толщи позднего архея.

2. Дискордии с возрастом около 2637 ± 14 млн лет и 2574 ± 14 млн лет соответствуют позднеархейскому (позднеребольскому) региональному метаморфизму по осадочно-вулканогенным породам позднего архея.

3. Конкордантные точки в интервале 2,10–1,75 млрд лет представляют наибольший интерес, поскольку именно эти процессы и являлись основ-

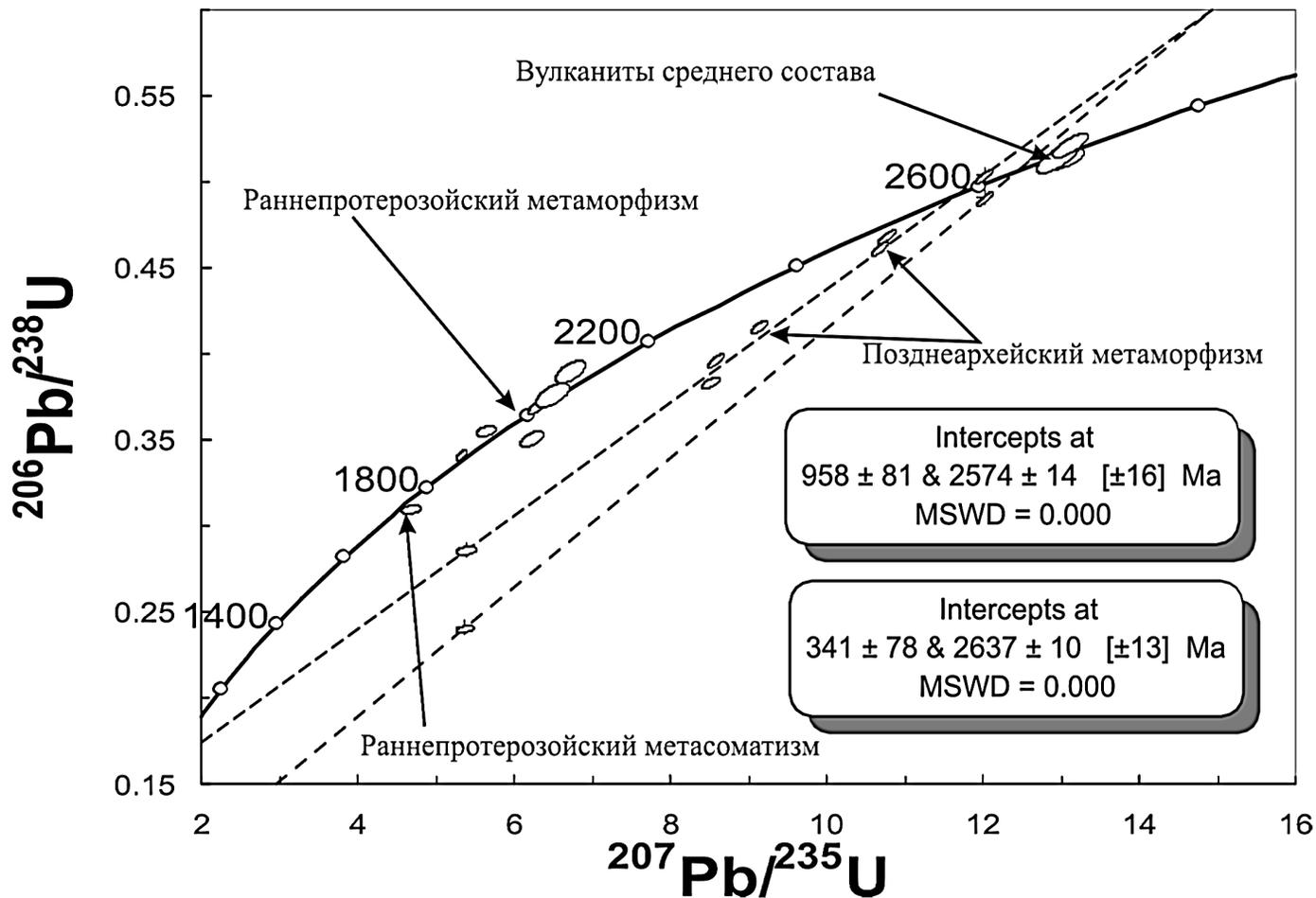


Рис. 18. Возраст метаморфизма и метасоматоза в восточной части Терского ЗКП (район р. Стрельна).

ным объектом исследования. Обнаруживается отчетливый, практически конкордантный тренд проанализированных точек на протяжении длительного периода раннепротерозойского метаморфизма и заключительного метасоматоза (Астафьев и др., 2010).

Эти данные согласуются с петрологическими и геологическими наблюдениями, указывающими на многократную аллохимическую и, отчасти, метасоматическую перекристаллизацию исходных пород. Результаты проведенных работ позволяют подтвердить термодинамически открытый характер геологической системы на протяжении более чем 250 млн лет в зоне регионального разлома глубокого заложения в южном фланге Имандра-Варзугской рифтогенной структуры. В этих геологических условиях импульсный характер флюидного воздействия (неоднократные притоки минералообразующих флюидов) проявлялся на протяжении 1,85–2,10 млрд лет и завершился формированием комплекса метаморфогенных метасоматических пород с возрастом около 1,80–1,75 млрд лет.

Таким образом, серия конкордантных U-Pb датировок в столь сложной изотопно-геохимической системе является свидетельством долгоживущей открытой петрологической системы. Длительное преобразование пород в зоне разлома глубокого заложения характерно для региональных флюидопроницаемых зон Кольского региона и обусловлено многократными импульсами флюиднонасыщенной перекристаллизации даже столь химически устойчивого минерала, как циркон. В методическом отношении на данном примере показана возможность датирования раннедокембрийских метаморфических и метасоматических пород на основе технологии SHRIMP-II U-Pb методом по цирконам в условиях средних–низких температур (не более 450–550 °C) и при неоднократных дополнительных флюидонасыщенных эндогенных проявлениях.

В верхнем течении р. Пулоньга были выделены четыре субмеридиональные зоны интенсивного метасоматического преобразования по породам пачочной толщи протяженностью не менее 4–5 км при мощности 20–120 м. Форма метасоматических тел линзовидная, реже неправильная. Геологическая позиция метасоматитов определяется осевой частью межкупольного прогиба, в которой породы интенсивно расланцованы и смяты в складки. В обрамлении метасоматических тел вмещающие породы также значительно изменены, наблюдается окварцевание, полевошпатизация, ослюденение, сохраняется большое количество реликтов исходных пород. Метасоматиты образуют систему субпараллельных ветвящихся тел. В их осевых частях расположены золоторудные кварцевожильные зоны, а краевые зоны представлены амфибол-плагиоклазовыми разновидностями. Метасоматиты в последовательности образования представлены следующими фациями: амфибол-плагиоклазовые, биотит-амфиболовые, эпидот-гранат-кварцевые и другие кислые метасоматиты, а также сопряженные с ними жилы полевошпатового, полевошпат-кварцевого и кварцевого состава. Возраст кварц-биотит-полевошпатовых метасоматитов в районе р. Пулоньга составляет 1913 ± 18 млн лет [228], что вполне соответствует данным по кварц-полевошпатовым метасоматитам среднего течения р. Варзуга.

ТЕКТОНИКА

Территория листа Q-37 – Архангельск расположена в северо-западной части Восточно-Европейской платформы и охватывает фрагменты Балтийского щита, областей перикратонного (интракратонного) опускания и Русской плиты, отраженные на схеме тектонического районирования. Граница Русской плиты проводится в акватории Белого моря по контуру распространения вендских отложений. Фрагмент Балтийского щита подразделяется на две тектонические области – Карельскую и Кольскую, каждая из которых характеризуется своими особенностями геологического строения и развития в докембрии и фанерозое.

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Предполагается, что континентальная кора в рассматриваемом регионе была сформирована в архее, и структура докембрийских блоков сохранилась до настоящего времени. Позднее земная кора подверглась существенным преобразованиям лишь в ареалах тектоно-магматической активизации рифтогенной или плюмовой природы [198, 159, 187].

Структурно-вещественные особенности блоков проявляются в геофизических полях, а наиболее крупные прослеживаются на большую глубину. Линейные аномалии потенциальных полей протяженностью сотни километров подтверждают делимость коры на крупные блоки. Геолого-геофизические данные, результаты определения возраста и степени метаморфизма пород, слагающих вещественные комплексы, свидетельствуют о том, что блоки сформировались в различных геодинамических условиях.

Сложное строение региона требует комплексного подхода и привлечения геолого-геофизических данных не только по изучаемой территории листа, но и его обрамлению.

С целью изучения глубинного строения земной коры были привлечены результаты гравиметрических и магнитных съемок, представленные в виде карт геофизической основы масштаба 1 : 1 000 000 и 1 : 2 500 000, сейсморазведочных работ МОГТ-ГСЗ, выполненных в Белом море в 2003–2008 гг. [240, 256]. При обобщении и интерпретации сейсмических данных использованы опубликованные и фондовые результаты сухопутных исследований, полученные под руководством: С. А. Анкудинова, Р. Г. Берзина, В. В. Бронгулеева, Н. К. Булина, М. Г. Губайдуллина, В. С. Дружинина, А. В. Егоркина, Э. В. Исаниной, Н. А. Караева, И. П. Косминской,

С. Л. Костюченко, Г. В. Краснопевцевой, В. Д. Крюкова, Т. М. Линьковой, И. В. Литвиненко, Ю. И. Матвеева, Н. И. Павленковой, И. В. Померанцевой, Л. Н. Солодилова, А. А. Смыслова, Н. И. Халевина, Н. В. Шарова, Ю. К. Щукина, М. С. Эренбурга.

Сейсмогеологическая модель земной коры построена по данным интерпретации сейсмических материалов разных лет из региональной базы данных по сейсмическим моделям региона [48, 52, 51, 80, 175, 186, 187].

Использованные материалы содержат различной степени детальности описания глубин сейсмических границ и распределения скоростей в коре и верхней мантии. Среди этих данных – результаты профильных работ последних 20–25 лет, которые проверены решением прямых сейсмических задач, что позволяет считать их наиболее достоверными материалами для последующих обобщенных комплексных построений. Для описания моделей среды полезными оказались результаты сейсмической томографии [256, 175].

Обширный сейсмический материал, освещающий глубинное строение Севера Восточно-Европейской платформы показал, что поверхность Мохововичича (М) представляет собой наиболее выдержанную сейсмическую границу, которая создает устойчивые отраженные, преломленные и обменные волны. Это обстоятельство дает возможность рассматривать данную поверхность в качестве опорного сейсмического репера.

Однако М не является постоянной непрерывной границей даже в разрезе одного профиля ГСЗ, и ее рельеф зависит от многих факторов, характерных для того или иного геоструктурного элемента. В одних случаях (северо-западная часть Кольского полуострова, Онежско-Ладожская площадь) в поле отраженных волн раздел М динамически выразителен, в других (профиль Кировск–Дальние Зеленцы) на сейсмограммах отсутствуют характерные группы волн $P_{отр.}^m$.

В южной части Кольского полуострова и в Северной Карелии волны, отраженные от поверхности Мохо, часто регистрируются в виде двух-трех групп осей синфазности. Эти группы отражений, близкие по интенсивности и форме колебаний, разделены интервалом времени 0,2–0,5 с. В этом случае в переходной зоне от коры к мантии выделяются не одна, а две-три сейсмические границы, располагающиеся друг над другом с разницей по глубине до 5–8 км. Отмеченные явления сложного перехода от коры к мантии на Европейском Севере делают затруднительным составление единой схемы изолиний глубин М.

При создании схемы рельефа раздела М проанализированы значения глубин залегания поверхности М с точки зрения выявления невязок в местах пересечения профилей. При этом предпочтение получили данные более детальных систем наблюдений. По всем профилям ГСЗ построены и сравнивались редуцированные (со скоростью редукции 8,0 км/с) годографы опорных продольных преломленных и отраженных на границе М волн. Проанализированы дополнительные экспериментальные данные о временах пробега первых вступлений продольных коровых и мантийных волн, возбужденных крупными промышленными или сейсмическими взрывами и зарегистрированные на профилях ГСЗ или сетью сейсмологических станций. Обобщены значения средних скоростей в земной коре. Исследования показали, что средняя скорость до границы М претерпевает изменения от

6,4 до 6,7 км/с, составляя в среднем 6,5 км/с. Изолинии мощности земной коры и сеть профилей глубинных сейсмических исследований, использованных при построении рельефа границы М, показана на схеме глубинного строения. Сечение изогипс рельефа поверхности М принято равным 2 км.

Обобщенная сейсмическая модель и результаты моделирования по профилю 3–АР (ГСЗ–МОГТ) послужили основой для построения глубинных границ. Схемы глубинных коровых границ строились путем интерполяции и экстраполяции исходных данных по системе опорных точек. В результате построен трехслойный разрез земной коры, где выделены осадочный чехол, верхняя кора и средняя кора (см. тектоническую схему и схему глубинного строения земной коры).

Подошва осадочного чехла, показанная на тектонической схеме в виде изогипс поверхности дорифейского фундамента, выделена не везде с одинаковой достоверностью. Сейсморазведкой она прослеживается уверенно в Бассейне Белого моря и на Зимнем Берегу Архангельской области, где подтверждена бурением. В Воронке Белого моря мощность осадочного чехла определена менее надежно, что связано с дислоцированностью и, вероятно, метаморфизмом рифейских образований.

Граница К1, выделяемая по данным сейсмических наблюдений и связываемая ранее с подошвой гранитно-метаморфического слоя [186], чаще всего является условной границей, отделяющая этажи со скоростью продольных и поперечных волн 5,8–6,4 и 3,5–3,8 км/с (верхняя кора), 6,3–6,8 и 3,6–3,9 км/с (средняя кора). Но чаще эта граница отделяет верхний слой коры с резко меняющейся скоростью по латерали от ослабленного промежуточного, где скорость меняется в более узких пределах (6,2–6,4 км/с). Наиболее надежно граница К1 выявлена по интенсивным обменным волнам. В ГСЗ и МОВ ей иногда отвечает серия отражающих площадок на глубине 10–20 км. Рельеф кровли средней коры прослежен на глубинах от 10 до 18 км и показан в зарамочном оформлении схемы глубинного строения. Изогипсы поверхности К1 в основном совпадают с простираем главных тектонических элементов на тектонической схеме. Подъем границы К1 и дискордантное простираем изогипс этой поверхности – северо-западное на юго-востоке листа и северо-восточное в районе Зимнего Берега и Горла Белого моря – могут быть связаны с разнонаправленностью основных процессов тектонической активизации и переработки коры, проявившихся на этой территории в раннем протерозое и среднем палеозое соответственно.

Приведенные схемы рельефа границ М и К1 отражают их строение лишь в самых общих чертах, что обусловлено слабой сейсмической изученностью. Фактически структура этих поверхностей может быть гораздо сложнее.

С целью детализации, проверки и увязки разнородных данных сейсмической модели построен модельный разрез земной коры вдоль профиля МОГТ–ГСЗ 3–АР с использованием комплекса геолого-геофизических данных.

При параметризации модели использованы результаты МОВ ОГТ, скоростные зависимости, представленные в виде сейсмотомографического разреза [256], сведения о плотности и намагниченности, полученные по данным ГИС и петрофизических исследований в регионе [157, 131, 103, 104, 99, 187]. Для нижней части коры и мантии приняты наиболее вероятные значения этих параметров [116, 158].

Моделирование производилось с постоянной плотностью и намагниченностью в заданных слоях и блоках. Направление вектора намагничения пород принято совпадающим с современным полем Земли. На построенном геолого-геофизическом разрезе показаны границы, полученные по результатам сейсморазведки и моделирования. Сравнение основных границ, построенных по данным ГСЗ [256] и моделирования, свидетельствует о хорошей их сходимости в верхней части разреза. Расхождение для нижней части — до 4 км — находится в пределах разрешенности метода глубинной сейсморазведки. Кроме границ на разрез вынесены параметры подобранной модели: значения плотности, намагниченности пород и граничной скорости по данным МПВ. Над разрезом на графиках для сравнения показаны наблюдаемое поле и поле модели.

Данные ГСЗ и плотностного моделирования разреза послужили основой для построения колонок, отражающих строение земной коры. Место-положение колонок показано на схеме глубинного строения, а сами колонки помещены в ее зарамочном пространстве.

Для тектонического районирования исследуемой площади выполнен статистический (кластерный) анализ аномального магнитного и гравитационного полей. В основу этого метода положено различие петрофизических характеристик пород, отраженное в наблюдаемых аномалиях физических полей [240]. Для классификации использованы значения аномалий, представленные в виде двух матриц (мГал, нТл). Результаты анализа приведены на схеме районирования гравитационного и магнитного полей масштаба 1 : 5 000 000, отражающие в первую очередь структурные и петрофизические особенности верхней части коры (см. схему глубинного строения). Раскраска кластеров на схеме соответствует шкале раскраски аномалий гравитационного поля (теплые тона — положительные значения аномалий, холодные — отрицательные значения). Насыщенность цвета отражает интенсивность аномалий магнитного поля.

Из кластерного анализа следует, что источники магнитных и гравитационных аномалий совпадают в плане, за исключением крайней северо-восточной части листа. На 87 % площади распространены породы с относительно повышенной и высокой плотностью, но намагниченность пород слабо варьирует по классам — породы с высокой плотностью часто являются слабомагнитными и наоборот. Высокая плотность и низкая намагниченность пород характерна для крупных линейных областей в центральной и юго-западной частях территории листа, что может быть связано с подъемом к поверхности вещественных комплексов из более глубоких горизонтов земной коры.

Глубина залегания и мощность геологических тел с известными или предполагаемыми петрофизическими характеристиками (параметрами) определялась подбором согласованных по этим параметрам геолого-геофизических моделей или оценивалась с помощью трансформаций потенциальных полей методом частотной фильтрации.

Комплексный анализ геолого-геофизических материалов позволил построить глубинную модель земной коры, на которой выделены тектонические области (геоблоки): Мурманская, Кольская и Карельская, и ряд блоков (см. схему глубинного строения).

Мурманский геоблок выделяется на северо-востоке площади листа Q-37. Он сложен гранитогнейсами и гранитоидами с включениями супракrustальных пород и характеризуется как позднеархейский (2,7–2,8 млрд лет) кратон [178]. Лист захватывает юго-восточную, наименее изученную часть кратона. Глубинное строение кратона изучено сейсморазведкой только на северо-западе и севере – на Кольско-Канинской моноклинали, где поверхность М выделена на глубине 38–40 км, а мощность верхней коры составляет 16–20 км [187, 228]. Судя по геофизическим данным, его структуры на востоке слагают фундамент Понойского перикратонного прогиба, выделенного в Воронке Белого моря и, возможно, служат основанием складчатых сооружений Лудоватомысского и Канинского валов.

Кольский геоблок состоит из сложного ансамбля блоков с различным строением и геологической историей. Он рассматривается как гранит-зеленокаменная (гранулит-зеленокаменная) область, претерпевшая структурно-метаморфические преобразования в архее и раннем протерозое [4, 77, 148, 178]. Лист Q-37 захватывает юго-восточную половину этой области: Восточно-Кольский, Терско-Зимнегорский, Южно-Кольский блоки и Имандра-Варзугскую шовную зону.

Область характеризуется пониженной мощностью земной коры 36–38 км. И только в восточной части мощность коры увеличивается до 40 км. Мощность верхней коры минимальна в Восточно-Кольском блоке и в районе Горла Белого моря (10–12 км). Такая характеристика глубинного строения в значительной мере условна, поскольку в восточной части Кольского полуострова надежные данные глубинной сейсморазведки имеются только по профилю ГСЗ «Кварц» (Мурманск–Кызыл) [80].

О неоднозначности оценок свидетельствуют и аномалии потенциальных полей. Особо контрастной в аномальном гравитационном и магнитном поле выглядит *структура Кейвского синклинория в Восточно-Кольском блоке*. Структура сложена неоднократно метаморфизованными и деформированными образованиями энсиалического архейского бассейна. Ее основу составляют кислые и средние метавулканы, высокоглиноземистые и углеродистые сланцы, кварциты. В раннем протерозое Кейвская структура была прорвана щелочными гранитами, интрузиями основных пород и метаморфизована в условиях амфиболитовой фации повышенного давления (Баянова и др., 2002). Насыщенность разреза породами базитового состава и региональный метаморфизм повышенного давления должны отразиться на общем повышении плотности пород Кейвской структуры. Однако к структуре приурочен крупный минимум силы тяжести. Уровень гравитационного поля здесь ниже, чем в соседних блоках, примерно на 40 мГал. Это говорит о том, что в районе Кейвского синклинория земная кора и/или ее менее плотный верхний «гранито-гнейсовый» слой должны быть значительно (на 5–10 км) мощнее, чем среднее значение в пределах Кольского геоблока. На сейсмогеологическом разрезе по профилю, пересекающему структуры Кейвского синклинория, граница М предполагается на глубине 30 км (рис. 19), что противоречит данным гравиметрии и петрофизической характеристике пород района. Разрез, построенный по данным МОВ, не решает данную проблему из-за малой глубинности исследований. Мощность верхней коры для Кейвской структурной зоны оценивалась ме-



Рис. 19. Сейсмогеологический разрез по профилю Кейвы (по материалам: И. В. Литвиненко и др.)

Сейсмические границы: 1 – отражающие, а) соответствующие интенсивным волнам, б) волнам с малой амплитудой записи; 2 – а) возможно, преломляющие со значениями граничной скорости для них (км/с), б) преломляющие; 3 – предполагаемая поверхность М; 4 – предполагаемые глубинные разломы; 5 – щелочные граниты; 6 – гнейсы, сланцы кейвской серии; 7 – гнейсы, граниты, гранито-гнейсы кольской серии; 8 – слой со скоростью упругих волн около 6,3 км/с, а в верхней части – 6,50–6,65 км/с; 9 – слой со скоростью упругих волн более 6,6 км/с.

тодом трехмерного сейсмоплотностного моделирования и составляет 5–7 км [186]. В этом случае поверхность Мохоровичича должна находиться на глубине не менее 40 км.

Юго-восточная часть Восточно-Кольского блока, представленная на Кольском полуострове гранитами и гранитогнейсами нижней части архейской коры (Пурначский блок 3-го порядка [228] или Сосновский террейн (по А. И. Слабунову, 2008), характеризуется в целом невысокими положительными значениями аномалий и нормальной мощностью коры 40 км. Судя по результатам кластерного анализа потенциальных полей, структуры этого блока прослеживаются через Горло Белого моря и на Зимнем Берегу представлены Кулойским выступом и служат фундаментом северо-западного замыкания Лешуконского грабена.

Имандра-Варзугская межблоковая грабен-синклиналь (вулканотектоническая рифтогенная депрессия, по А. Ф. Грачеву, 1987) выделяется линейными интенсивными положительными аномалиями потенциальных полей северо-западного простирания, представлена вулканогенно-осадочным типом разреза. Судя по характеру аномальных полей, распространение вещественных комплексов этой структуры ограничивается Кольским полуостровом.

Имандра-Варзугская грабен-синклиналь (рифтогенная депрессия) отделяет Восточно-Кольский блок от Терско-Зимнегорского и Южно-Кольского блоков. В результате интерпретации данных электроразведки установлено падение в южном направлении на глубину до 10 км пород северо-западной части Имандра-Варзугской структуры [126, 187]. Общее юго-западное падение пород подтверждается и для юго-восточной ее периклинали: по результатам выполненных нами трансформаций гравитационного поля, центр масс структуры смещается с глубиной к юго-западу. Зона высоких градиентов гравитационного поля, резко ограничивающих структуру на северо-востоке, и относительно слабоградиентное поле на юге свидетельствуют об асимметричной форме Имандра-Варзугского рифта. Глубинный разлом, приуроченный к его северной границе, прослеживается на профиле ГСЗ «Кварц» до мантии и образует уступ на уровне нижнекоровых границ. Проторифтовая зона характеризуется утоненной корой (36 км). В центральной части рифта выделена зона повышенной электропроводности, предположительно связанная с присутствием графитовых сланцев и сульфидной минерализацией [186, 187].

Юго-восточнее Имандра-Варзугского рифта в потенциальных полях отчетливо выделяется *Терско-Зимнегорский блок*, сложенный на Кольском полуострове архейскими гранитогнейсами, мигматитами, сланцами Южно-Кольской складчатой зоны и вулканогенно-осадочными образованиями Краевого Терского ЗКП (см. тектоническую схему). К блоку приурочена крупная положительная гравитационная и отрицательная магнитная аномалии. Такое соотношение аномальных полей, не характерное для рассматриваемой области, является отличительной чертой этого блока. Он, видимо, сложен более плотными, чем Пурначский блок 3-го порядка, породами нижней части гранитогнейсового основания, возможно, выведенными к поверхности по системе надвигов (тектонический коллаж, по А. И. Слабунову, 2008). Характер аномальных полей и результаты бурения говорят о

том, что вещественные комплексы этого блока прослеживаются в юго-восточном направлении через Горло Белого моря на Зимний Берег, где слагают выступы фундамента и, возможно, северный борт Керецкого грабена. Следует отметить, что в пределах блока на Терском и Зимнем Берегах выявлены трубки мелилититов, а также алмазонасных кимберлитов и лампроитов. Мощность земной коры в пределах Терско-Зимнегорского блока увеличивается в восточном направлении от 36 км на Кольском полуострове до 40 км на Зимнем Берегу. Результаты работ на профиле 3-АР в Горле Белого моря говорят о том, что верхняя часть коры блока утонена (мощность менее 10 км) и отличается высокой скоростью сейсмических волн (6,34 км/с). Возможно, что «аномальность коры» здесь связана с предполагаемой зоной среднепалеозойской активизации, прослеживаемой с Онежского полуострова через Горло и Зимний Берег в сторону Чешской губы (лист Q-38). Зона активизации проявляется полями даек и трубок взрыва [220, 39, 192, 193].

Линейными отрицательными аномалиями гравитационного и магнитного полей выделяется *Южно-Кольский блок*, прослеживающийся вдоль юго-восточного побережья Кольского полуострова на Зимний Берег и далее на юго-восток. В пределах площади листа Q-37 он представлен структурами Терской ступени и Керецко-Пинежского грабена, выполненных породами рифея. Фундамент сложен мигматит-анатектит-гранитами и гранитогнейсами архея, частично переработанными в раннем протерозое [228, 174].

В структуре кластеров потенциальных полей в юго-западной части Южно-Кольского блока (лист Q-36) выделяются раннепротерозойские эндербит-чарнокитовый и метаморфические комплексы: Умбинский и Порьей губы, а также Колвицкий габброанортозитовый комплекс. По мнению ряда авторов, эти комплексы представляют юго-восточное продолжение крупного раннепротерозойского коллизионного шва (1,95–1,90 млрд лет) Лапландско-Кольского орогена, расположенного между Карельским и Кольским архейскими кратонами [4, 178, 210]. Зимнебережная зона Южно-Кольского блока, приуроченная к Керецкому грабену, сопоставляется с Умбинским комплексом, маркирующим осевую шовную часть орогена [174]. На палеопротерозойский возраст кристаллического фундамента и нижней коры этой зоны указывает возраст коровых ксенолитов из алмазонасных кимберлитовых трубок и результаты петрографических, геохимических и изотопных исследований из керна скважин [174].

Граница между Карельским и Кольским геоблоками была прослежена на акватории Белого моря в результате морских геофизических исследований [240]. Она отчетливо проявляется локальными положительными аномалиями на картах потенциальных полей высокой скоростью сейсмических волн (7 км/с) и названа *Беломорской шовной зоной*. На модельном разрезе по профилю 3-АР в шовной зоне выделяется высокомагнитное плотное высокоскоростное тело, вероятно, интрузия основного состава, корни которой уходят в нижнюю кору (см. схему глубинного строения). Предполагается, что эта интрузия представлена породами Колвицкого габброанортозитового комплекса [84], сформировавшегося в начале раннего карелия (2,5–2,4 млрд лет) в условиях рифтогенеза архейской коры [4]. На модельном разрезе в верхней коре Южно-Кольского блока (кристаллическое основа-

ние Керецко-Пинежского грабена) выявлены крупные слабомагнитные низкой плотности комплексы пород, нижние кромки которых расположены на глубинах 12–13 км. По характерным отрицательным аномалиям потенциальных полей эти комплексы прослеживаются из акватории на Терское побережье, где в плане совпадают с зоной развития позднеархейских мигматит- и анатектит-гранитов. Полученные в результате моделирования значения плотности и намагниченности соответствуют петрофизической характеристике этих пород.

На построенном модельном разрезе видно, что Карельский геоблок обладает тонкой консолидированной верхней корой и более однородный по структуре, чем Кольский. В отличие от него Кольский геоблок в верхней части коры (до глубин 12–13 км) сложен породами пониженной плотности, намагниченности и характеризуется пониженной скоростью преломленных волн. Отметим также, что границы модельных объектов вблизи Беломорской шовной зоны наклонены в северо-восточном направлении и выполаживаются с глубиной, что соответствует геодинамической характеристике этой зоны. В целом построенная модель не противоречит концепции [4], по которой шовная зона характеризуется как *Лапландско-Колвицкий гранулитовый пояс*, представляющий собой пластину, надвинутую на зеленокаменные образования и архейские гранитогнейсы (на модельном разрезе – комплексы основания Кандалакшского грабена) Карельского геоблока. Вполне вероятно также, что пояс частично перекрыт взброшенными архейскими и раннепротерозойскими породами Южно-Кольского блока (на разрезе – комплексы основания Керецкого грабена). Этот шов можно рассматривать как осевую часть долгоживущей, сложнопостроенной рифтогенно-коллизонной зоны в пределах Беломорского подвижно-го пояса [174].

Структура Керецко-Пинежского грабена уверенно прослеживается на площади листов Q-37 и Q-38 линейным минимумом силы тяжести. К Двинско-Зимнебережной части Керецкого грабена приурочена крупная положительная аномалия магнитного поля. Вероятно, здесь при заложении грабена в зоне влияния Беломорского шва, проявился активный магматизм.

Мощность земной коры в пределах Южно-Кольского блока оценивается в 38–40 км. Наибольшая мощность позднепротерозойских осадочных образований в Керецком грабене на территории листа Q-37 составляет 4 км. Мощностью верхней части консолидированной коры 10–15 км.

Карельский геоблок в пределах листа представлен *Беломорским блоком*. Кандалакшско-Онежским разломом блок разделен на две части. Восточная часть характеризуется структурами Кандалакшско-Онежского грабена и Архангельского выступа. Западная – гранит-зеленокаменными образованиями Беломорского блока.

Кандалакшско-Онежский разлом представляет собой тектонический контакт между кристаллическими породами Беломорского блока и позднепротерозойскими осадочными образованиями Кандалакшского грабена. На модельном разрезе зона контакта в верхней коре выделяется повышенной плотностью, что может быть связано с динамометаморфизмом при взаимодействии перемещающихся друг относительно друга блоков. С глубиной разлом выполаживается и, вероятно, уходит в нижнюю кору.

Юго-восточный край Кандалакшского грабена, выраженный высокоамплитудным сбросом, уверенно прослеживается по зоне высоких градиентов гравитационного поля. Оценки глубины залегания верхних кромок магнитоактивных тел показывают, что в центральной части грабена они расположены на глубинах 3–3,5 км. Расчеты верхних кромок послужили основанием для первоначального представления о глубине самого прогиба [243]. Как показали результаты сейсморазведочных работ ОАО «МАГЭ», глубина Кандалакшского грабена 8–9 км в два-три раза превышает эти оценки. Следовательно, магнитные тела располагаются внутри рифейской осадочной толщи и могут свидетельствовать о проявлениях магматизма в зоне влияния Беломорского шва. Это подтверждается данными сейсморазведки [82].

Западная часть Беломорского блока, по результатам сейсморазведки и моделирования, характеризуется повышенной плотностью, намагниченностью и малой мощностью верхней коры, сложенной архейскими складчато-метаморфическими образованиями Беломорского комплекса. Здесь широко развиты архейские метаморфизованные вулканогенные и осадочные породы. Беломорский блок в целом характеризуется нормальной мощностью коры – 39–41 км.

Следует отметить, что Беломорский блок вместе с Южно-Кольским блоком многими авторами представляется в составе *Беломорского подвижного пояса* – позднеархейской коллизионной структуры, переработанной раннепротерозойскими процессами рифтогенеза и орогении [4, 100, 144, 178, 187]. По данным петрогеохимических и изотопных исследований, Беломорский подвижный пояс сложен архейскими структурно-вещественными комплексами пород, неоднократно метаморфизованными как в архее, так и в раннем протерозое (1,92–1,75 млрд лет). Среди архейских комплексов широко развиты зеленокаменные пояса, наиболее вероятный возраст которых оценивается в 2,7 млрд лет [17, 178]. Совокупность имеющихся данных позволяет ряду геологов интерпретировать структуру Беломорского подвижного пояса как сложный тектонический коллаж, состоящих из отдельных пластин, сложенных разновозрастными породами [178].

Анализ результатов, полученных в ходе геолого-геофизических исследований, моделирования и картопостроения, показал определенную закономерность в пространственном распределении скоростей, которые коррелируют с аномалиями потенциальных полей и согласуются с геологической ситуацией в регионе. Скорость продольных волн изменяется от 2 км/с в верхней части осадочного чехла до 5,1–5,7 км/с в нижней. Характерная скорость в верхней коре (до глубин 10–12 км) – 6,1–6,2 км/с, при вариациях от 5,7 до 6,6 км/с. В гранулит-базитовом слое (средняя кора) на глубинах 15–30 км скорость составляет 6,4–6,8 км/с. В подошве коры местами выделяются линзы со скоростями 7,2–7,4 км/с [48, 175, 187].

Мощность земной коры на востоке Кольского полуострова составляет 35–40 км, в Белом море – 36–41 км.

В юго-восточной части Кольского полуострова и в районе Беломорско-Кулойского плато на всех сейсмических профилях выделяется зона пониженных скоростей (волновод) на глубинах 10–20 км. Мощность волновода 5–9 км. Уменьшение скорости продольных волн, как правило, составляет 0,1–0,2 км/с, но может быть и более интенсивным. Скорость поперечных

волн не подчиняется этой закономерности и часто даже растет, что свидетельствует о неоднородности состава пород и строения волновода. Возможно, на этом уровне в земной коре происходят структурно-вещественные преобразования и релаксация тектонических напряжений. К этому району приурочены все известные поля алмазоносных кимберлитов Архангельской области.

Результаты сейсмических и электромагнитных исследований на Балтийском щите показывают отчетливую зависимость мощности литосферы от возраста коры. В архейской части щита отмечена наиболее мощная и наиболее дифференцированная нижняя литосфера. Архейские кратоны (Мурманский и Карельский) характеризуются наименьшей электропроводностью. Зеленокаменные пояса и зоны тектонических швов обладают наименьшим сопротивлением, что объясняется развитием здесь электронно-проводящих пород [186, 187].

Для большей части территории листа характерен низкий тепловой поток (25–35 мВт/м²), величина которого закономерно возрастает на севере до 40–45 мВт/м² при приближении к перикратонной части Балтийского щита [175].

В ходе исследований методом частотной фильтрации и кластерного анализа выявлены определенные закономерности пространственного положения источников аномалий гравитационного и магнитного полей. Расчет глубин залегания и результаты моделирования показали, что источники крупных (100 км и более) изометричных и линейных аномалий находят отражение в глубоких горизонтах земной коры и мантии. Закартированные сейсморазведкой рифейские грабен-рифтовые прогибы, выполненные мощной толщей слабо метаморфизованных субплатформенных образований, как правило, выражены отрицательными аномалиями гравитационного и положительными магнитного полей.

Созданная модель отражает глубинное положение выделенных сейсмических границ и характеризует типичные слои земной коры. Приведенные результаты дают представления о глубинном строении и геодинамических особенностях тектонического развития региона.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ФУНДАМЕНТА И ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА

На рассматриваемой территории выделяются два структурных этажа: нижний, отвечающий раннедокембрийскому кристаллическому фундаменту, и верхний, представленный осадочным чехлом. В состав нижнего структурного этажа входят три подэтажа: водлозерский, балтийский и фенноскандинавский, разделенные перерывом соответственно в 100 и 200 млн лет (ребольская эпоха складчатости). Верхний структурный этаж подразделяется на рифейский и вендско-фанерозойский подэтажи. Осадочные образования позднего докембрия (рифейя) являются ранним платформенным чехлом, отделенным от кристаллического фундамента перерывом более чем в 300 млн лет, связанным со свекофеннской эпохой складчатости. Рифейский подэтаж несогласно и с пере-

рывом (более 30 млн лет) перекрыт отложениями второго, вендско-фанерозойского подэтажа, отождествляемого с чехлом Русской плиты (см. тектоническую схему).

НИЖНИЙ СТРУКТУРНЫЙ ЭТАЖ

Этот этаж сложен породами архея и нижнего протерозоя, которые образуют Балтийский щит и фундамент Русской плиты. Тектоника раннего докембрия охарактеризована в монографии Ю.И. Сыстры «Тектоника Карельского региона» (1991 г.) и в книгах «Докембрийская тектоника северо-восточной части Балтийского щита» [77], «Ранний докембрий Балтийского щита» (2005 г.).

Водлозерский структурный подэтаж

Саамско-раннелопийское время

К этому подэтажу, выделенному условно, отнесены породы гранитоидного состава, представленные мигматитами, тоналитами, трондьемитами, гнейсоплагиогранитами, образующими структуры антиформного типа. К их ядрам часто приурочены интенсивные проявления более поздних процессов ультраметаморфизма. Падение гнейсовидности или полосчатости в них иногда пологое, до субгоризонтального.

Предполагается, что они образуют выступы древнейших пород, реоморфизованных в последующие эпохи. Как правило, они облекаются супракрустальными образованиями позднего архея. Границы между супракрустальными образованиями и гранитоидами не установлены или являются условными. Для аналогичных пород в пределах Водлозерской структуры, по имени которой назван подэтаж, имеются изотопные датировки возраста, превышающие 3100 млн лет (Государственная..., лист Р-(35)-37 – Петрозаводск, 2000).

Балтийский структурный подэтаж

Средне-позднелопийское время

Примерно на половине площади Балтийского щита распространены породы позднего архея, что и послужило основанием выделить этот подэтаж под названием Балтийский. В пределах территории листа, как и на смежной (лист Q-36), в этом подэтаже выделены Карельская и Кольская гранит-зеленокаменные области (ГЗО). Карельская ГЗО отличается образованием наиболее древних зеленокаменных комплексов пород нялмозерского времени, в то время как в Кольской ГЗО пояса, за исключением Колмозеро-Вороньинского ЗКП, не древнее рокковского времени. В строении ГЗО намечается латеральная зональность. В краевой части Карельской ГЗО

выделяется внешняя Беломорская складчатая зона. С ней сопряжена Южно-Кольская эродированная складчатая зона Кольской гранит-зеленокаменной области. Обе зоны сложены среднелопийскими метаморфическими гнейсами: первая — беломорского комплекса, вторая — южно-кольского комплекса.

В подавляющем большинстве случаев в пределах собственно ГЗО складчатые структуры представлены линейным типом синклиналей. Линейно ориентированные структуры, в строении которых преобладают зеленокаменные породы, образуют зеленокаменные пояса (ЗКП) протяженностью до 200–300 км. Базальные горизонты в ЗКП нялмозерского времени не установлены, их контакты уничтожены более молодыми гранитами или тектоникой.

Карельская гранит-зеленокаменная область. *Внешняя Беломорская складчатая зона* сложена практически целиком породами беломорского метаморфического комплекса, образующими синформу, параллельную границе собственно Карельской ГЗО. На исследуемой площади располагается только Южно-Беломорская подзона, для которой типичны крупные изометричные гнейсовые и гранитные купола. В пределах этой подзоны, большая часть которой находится в акватории Белого моря, наиболее широко распространены биотит-амфиболовые гнейсы и амфиболиты хетоламинского подкомплекса.

Кольская гранит-зеленокаменная область. В составе Кольской ГЗО выделены Внешняя Южно-Кольская складчатая зона, Внутренняя область и Северо-Кольская (Мурманская) зона.

Внешняя Южно-Кольская эродированная складчатая зона является краевой для Кольской ГЗО. В отличие от Беломорской зоны она не обладает общей синформной структурой, а представляет собой сочетание куполов, в которых обнажаются гранитоиды Водлозерского подэтажа, и гнейсовых межкупольных прогибов.

В пределах *Внутренней области* Кольской ГЗО располагаются складчатые структуры, представленные линейным типом синклиналей: Колмозеро-Вороньинский внутренний ЗКП, Кейвский реликтовый сланцевый синклинорий, Асимметричная синклиналь Больших Кейв и Краевой Терский ЗКП.

Колмозеро-Вороньинский ЗКП, унаследованно развивавшийся в течение лопийского времени, характеризуется сложным тектоническим строением. Он был сформирован в течение пяти этапов складчатых деформаций [76]. Большинство авторов форма Колмозеро-Вороньинской структуры рассматривается как асимметричная грабен-синклиналь, осложненная поперечными и продольными разломами. Лопийские супракрустальные породы смяты в сильно сжатые линейные складки, часто опрокинутые на юго-запад. К стратифицированным образованиям относятся колмозерская серия среднего и поросозерская серия позднего лопия с осадочно-вулканическим типом разреза.

Синклиналь Больших Кейв также имеет отчетливо выраженное асимметричное строение, обусловленное опрокинутым на юг крутым залеганием северного крыла и сравнительно пологим падением к северу южного крыла. Синклиналь сложена метатерригенными породами кейвской серии — глиноземистыми гранатовыми, ставролит-кианитовыми, ставролитовыми и кианитовыми сланцами гимольского времени.

Кейвский синклиорий, сложенный породами понойской серии с преобладающим сланцевым типом разреза, осложнен складками более высоких порядков и купольными структурами, возникновение которых связано с образованием кейвского комплекса щелочных гранитов.

Краевой Терский ЗКП является одним из главных структурных элементов гимольского времени, западная часть которого расположена на территории смежного листа Q-36. Метавулканы пояса принадлежат к базальт-андезит-риолитовой ассоциации. В основании разреза ЗКП также выделяется мощная толща осадочных пород с линзами конгломератов. Супракристалльные породы имандровской серии Терского ЗКП образуют мелкие синклинали и моноклинали, окаймляющие куполовидные выступы гранитогнейсов и гнейсов южно-кольского комплекса. Структура осложнена многочисленными надвигами и складчатостью более высоких порядков.

Северо-Кольская (Мурманская) зона характеризуется развитием между гранитными купольными структурами синклиналей, сложенных среднелопийскими метаморфическими толщами баренцевоморского комплекса.

Гимольское время – эпоха максимального проявления процессов тектогенеза и гранитного магматизма, известная как ребольский диастрофизм [43]. По изотопным данным, его временные границы отвечают интервалу 2700–2500 млн лет.

Для пород Беломорской складчатой зоны характерен метаморфизм амфиболитовой фации повышенных давлений. Для Южно-Кольской складчатой зоны метаморфический режим отвечает амфиболитовой фации умеренных давлений. В Терском ЗКП метаморфические процессы архейского возраста происходили в условиях эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций умеренных давлений.

В Мурманской зоне метаморфизм не превышает амфиболитовой фации умеренно низких давлений, однако известны реликты гранулитовой фации. В Кейвской структуре метаморфизм пород Балтийского подэтажа остается неопределенным.

Наиболее полный и разнообразный спектр умереннощелочного гранитоидного магматизма гимольского времени характерен для Карельской ГЗО, включая и Беломорскую зону. Кольская ГЗО (и внешняя Южно-Кольская зона) отличается проявлением субщелочного и щелочного магматизма.

Тектонические области и зоны уже были оформлены в позднем архее (лопии). Возможно, что они возникли еще раньше, при формировании Водлозерского подэтажа, что отражено в различии возраста дозеленокаменных пород. Образование ЗКП практически всеми исследователями связывается с заложением и развитием зон древних разломов.

Фенноскандинавский структурный подэтаж

Карельское время

Породы карельского зона широко развиты на Балтийском (Фенноскандинавском) щите, второе наименование которого и послужило назва-

нием для подэтажа. Формированию подэтажа предшествовал период длительной эрозии, выведшей на допротерозойскую поверхность разноглубинные породы двух нижних подэтажей. В сумийско-сариолийское время началась тектономагматическая активизация с образованием зон разломов, накоплением толщ осадков, мощных основных и кислых вулканитов и внедрением крупных расслоенных массивов базит-гипербазитового состава и гранитоидных интрузий. Можно полагать, что процессы раннекарельской тектономагматической активизации привели к формированию первого крупного проторифтогенного Имандра-Варзугского прогиба.

На уровне Фенноскандинавского структурного подэтажа обособляются Карельский и Кольский кратоны (кратонизированные области) в границах, близких к Карельской и Кольской тектоническим областям архея. В строении подэтажа выделяются два типа разрезов (осадочно-вулканогенный и терригенный) стратифицированных образований сумийского, сариолийского, ятулийского и людиковийского надгоризонтов, а также плутонические образования сумийско-сариолийского, людиковийского и вепсийского возрастов.

В области Карельского кратона толщи этого возраста располагаются западнее, за пределами листа. Там же, в Беломорской зоне, известны дайки габбродолеритов ятулия.

В пределах Кольского кратона осадочно-вулканогенные толщи образуют Имандра-Варзугскую грабен-синклиналь и Усть-Понойскую межкупольную сложную синклиналь. В Имандра-Варзугской структуре преобладают (до 90 % мощности разреза) субщелочные вулканиты среднего и основного составов.

Имандра-Варзугская структура, простирающаяся в северо-западном направлении, на расстояние 330 км от оз. Имандра на западе (в пределах площади листа Q-36) до оз. Бабы на востоке, является грабен-синклиналью, расширяющейся в центре до 50 км и выклинивающейся на флангах. Ее северная граница фиксируется краевым Панско-Бабозерским разломом. Южная граница определяется эшелонированной системой Варзугского разлома взбросо-надвигового характера (Имандра-Варзугская..., 1982).

Во внутренних частях кратона мощность, полнота разрезов и роль вулканитов в их строении резко сокращаются. Примером могут служить терригенные разрезы Кейвской структуры.

Вблизи зон разломов, ограничивающих Имандра-Варзугскую структуру, размещаются ультраосновные и основные плутонические массивы: на северо-востоке панско-мончегорского, а на юго-западе — ондомозерского и пялочноозерского комплексов. С верхним подэтажом также связано образование вепсийских гранитов и пегматитов стрельнинского и кульокского комплексов.

В Имандра-Варзугской и Усть-Понойской структурах метаморфизм в породах этого подэтажа не превышал эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций. В Кейвской структуре в породах ятулийского надгоризонта сформировались парагенезисы амфиболитовой фации повышенных давлений. Возможно, аналогичные парагенезисы в подстилающих осадках среднего подэтажа также возникли в это время. Скорее всего, движения по зоне Северокейвских разломов привели к повышению давления и запрокидыванию пород в южных румбах.

Формирование подэтажа завершается свекофеннской эпохой складчатости (1700–1650 млн лет). С ней связан региональный и зональный (от зеленосланцевой до амфиболитовой фации) метаморфизм, которому подверглись все протерозойские структуры на площади Карельского и Кольского кратонов и главная складчатость. Таким образом, к концу карельской эпохи произошло окончательное формирование нижнего раннедокембрийского структурного этажа.

ВЕРХНИЙ СТРУКТУРНЫЙ ЭТАЖ

Рифейский подэтаж

Рифейский комплекс отложений образует специфический подэтаж осадочного чехла (иногда его называют промежуточным) Мезенского осадочного бассейна, расположенного на крайнем северо-востоке Восточно-Европейской платформы [187, 42]. В свете современных данных его правильнее было бы назвать Беломорско-Мезенским, поскольку западная граница одноименной Мезенской синеклизы как структурного элемента Русской плиты проводится по распространению венд-палеозойского чехла, а рифейские отложения развиты значительно шире, обрамляя собственно Балтийский щит системами интракратонных и перикратонных прогибов.

Формирование Мезенского бассейна в целом было предопределено рифтогенезом, которому в раннем и среднем рифее подверглась территория Восточно-Европейской платформы. В результате древнейший рифейский чехол имеет сложную структуру и образует ряд крупных грабенов, ориентированных в направлении юго-восток–северо-запад, чередующихся с горстами.

Большинство исследователей небезосновательно относили эти депрессии к классу континентальных рифтов или авлакогенов [115, 187]. Эта палеорифтовая система в основании Мезенского бассейна известна в литературе как Кольско-Двинская система рифтогенных структур [203, 202] или Мезенская рифтовая система [111].

С. В. Аплонов с соавторами (2006 г.) выделяют два крупных этапа в развитии бассейна: рифтовый и пострифтовый, разделенные перерывом в среднем рифее. По всей вероятности, заложение грабенов Мезенской системы происходило поступательно с юго-запада на северо-восток вследствие растяжения края платформы, при этом неоднократные этапы грабенообразования сменялись периодами площадной седиментации. В этом же направлении происходит последовательное омоложение рифейских толщ и увеличение доли в разрезе морских (гармоничных, по С. В. Аплонову, 2006 г.) формаций. В этом заключается своеобразие Мезенского бассейна и его главное отличие от преобладающей части Восточно-Европейской платформы, где рифейские образования приурочены к линейно-вытянутым автономным прогибам. Он представляет собой часть единой обширной области рифейской седиментации, раскрывающейся на северо-западе в Баренцево море.

Современная структура рифейского подэтажа была окончательно сформирована постседиментационными тектоническими блоковыми движениями.

ями допоздневендского времени, вследствие которых часть сбросов была инвертирована, а отложения в пределах вершин горстов срезаны процессами продолжительной денудации.

В качестве основы для тектонического районирования были построены сводные структурные карты поверхностей, ограничивающих рифейский комплекс в подошве и кровле. На акваторию Белого моря карты поверхности фундамента и подошвы венда построены по сейсморазведочным материалам, полученным МАГЭ в 2003–2007 гг.

По особенностям структуры, литолого-фациального состава и по возрасту стратиграфических подразделений рифейского комплекса в пределах рассматриваемого региона выделяются две резко различные тектонические области: внешняя (Северокольско-Мезенская) перикратонная область и внутренняя (Беломорская) зона интракратонных прогибов (см. тектоническую схему). Эти области структурно разделены Терско-Полтинским порогом.

Северокольско-Мезенская перикратонная область. В рамках территории листа Q-37 расположена небольшая часть этой области, простирающейся в основном северо-восточнее. Основными тектоническими элементами являются Сафоновско-Понойский и Лешуконский грабены северо-западного простирания, сопряженные с Кильдинско-Святоносской ступенью.

Сафоновско-Понойский грабен, занимающий осевое положение среди грабенов перикратонной области, представлен небольшим фрагментом. Как на востоке, так и на северо-западе он выходит за рамки площади листа и протягивается на 400 км. Его отрезок, расположенный в акватории Белого моря, был выделен ранее по результатам работ МОГТ как Понойская впадина [83]. В Понойской части грабена на территории листа Q-37 фундамент погружается до 8 км, а мощность рифейского подэтажа достигает 6,0–6,5 км. По характеру сейсмического разреза в Понойской части прогиба предполагается распространение терригенно-карбонатных и карбонатных отложений рифея.

Кильдинско-Святоноская ступень, окраинная часть области рифейского перикратонного опускания, обрамляющая с северо-востока структуры Балтийского щита, расположена также большей частью за пределами листа. На границе с соседней территорией – листом Q-38 она представляет собой по сути седловину, в пределах которой сочленяются Терско-Зимнебережный и Кулойский (последний – на листе Q-38) выступы фундамента, морская часть Сафоновско-Понойского и северо-западное замыкание Лешуконского грабенов. Мощность рифейского подэтажа ступени увеличивается к востоку от 1–1,5 до 3 км.

Лешуконский грабен замыкается на площади листа, образуя два апофиза в виде «ласточкина хвоста». Глубина залегания фундамента в грабене достигает 3–4 км. На западе грабен ограничивает Терско-Зимнебережный выступ, переходящий в Полтинско-Елькибский горст.

Терско-Полтинский порог. Эта структурная зона (Зимнебережно-Полтинский эскарп, по В. В. Третьяченко, 2008 г.) служит разделом двух областей Беломорско-Мезенской палеорифтовой системы: рассмотренной выше перикратонной области и Беломорской зоны интракратонных прогибов. В целом порог (эскарп) включает Терско-Зимнебережный выступ фунда-

мента, лишенный рифейских отложений. Выступ целиком расположен на площади листа Q-37, протягиваясь от Терского берега Кольского полуострова через Горло Белого моря и охватывая значительную часть Зимнебережного района. К юго-востоку этот выступ наращивается Полтинско-Елькибским горстом, который является составной частью порога и представляет его также на территории листа Q-38.

Беломорская зона интракратонных прогибов. Беломорская (Кандалакшско-Двинская) зона объединяет две наиболее протяженные отрицательные структуры Беломорско-Мезенской системы рифтов: Керецко-Пинежский и Кандалакшско-Северодвинский грабены. Они простираются на многие сотни километров от Котласского грабена (Среднерусского авлакогена), глубоко вдаваясь в массивы Балтийского щита на Терском Берегу и в Кандалакшском заливе Белого моря. Грабены разделены Архангельским горстом (выступом). Между Керецко-Пинежским грабеном и Терско-Полтинским порогом расположена сложнопостроенная Чапомско-Золотицкая горст-грабеновая зона, которая на западе сопрягается с Терской ступенью.

Чапомско-Золотицкая горст-грабеновая зона представляет систему опущенных и приподнятых блоков как основного (северо-западного) так и ортогонального простирания. В грабенах мощность осадочного чехла достигает 3–3,5 км.

Терская ступень объединяет грабенообразные погружения в районе Терского Берега, которые представляют собой фрагменты краевых частей Беломорской зоны прогибов.

Керецко-Пинежский грабен на исследуемой площади разделяется на три сегмента системой поперечных разломов. Юго-восточный и северо-западный отрезки отличаются простым строением, имея форму односторонних полуграбенов: первый ограничен сбросом с юго-запада, второй — с северо-востока. Мощность осадочного чехла в обеих этих частях грабена немногим больше 3 км. Средний участок грабена осложнен серией ступеней, по которым фундамент погружается до отметок более 4 км. Ширина грабена составляет на юго-востоке 25–30 км, в средней части увеличивается до 50 км, а на северо-западе происходит клиновидное схождение его бортов.

Исходя из данных бурения скважин 770 Чидвия и 774 Золотица, основной объем рифея здесь представлен толщей пестроцветно-красноцветных аркозовых и субаркозовых, слюдистых мелко-крупнозернистых (до грубозернистых и гравелитистых) песчаников с маломощными прослоями алевролитов и аргиллитов. Формирование отложений чидвийской свиты, вероятнее всего, происходило в условиях аллювиальных фаций рифтовой долины на фоне высокой тектонической активности, свидетельством чего являются постоянно встречающиеся оползневые текстуры, микросбросы, а также следы перемыва ранее образовавшихся осадков.

Архангельский горст (выступ) является наиболее крупной положительной структурой, которая разделяет две ветви грабенов Беломорской интракратонной зоны. На юго-востоке площади листа расположен собственно Архангельский выступ кристаллического фундамента, залегающего непосредственно под отложениями верхнего венда. В северо-западном направлении от него простирается отрог, перекрытый отложениями рифея; в его пределах по фундаменту обособляется ряд замкнутых поднятий. Юго-

восточная часть Архангельского выступа осложнена узким грабенем, заполненным рифейскими отложениями мощностью немногим более 0,5 км.

Кандалакшско-Онежский грабен в рамках листа представлен системой впадин, разделенных перемычками и смещенных поперечными разломами. Мощность рифейского чехла в западной части прогиба превышает 8,5 км. На склоне Архангельского поднятия и его северо-западной периклинали, отделяющей Керецко-Пинежский грабен, мощность осадочных толщ, представленных, предположительно, средне-верхнерифейскими отложениями оленецкого сейсмокомплекса, аналогичными оленецкой серии, составляет 1500–2500 м.

Пологий склон северо-западной части Кандалакшско-Онежского grabena в структурном отношении представляет по сути моноклираль, которая осложнена тектоническими нарушениями, а слагающие его средне-верхнерифейские образования очень глубоко денудированы.

Главные различия в строении рифейского структурного подэтажа Беломорской зоны интракратонных прогибов от внешней Северококольско-Мезенской перикратонной области заключаются в следующем. В пределах Беломорской зоны доминирует груботерригенный состав красноцветных верхнерифейских толщ, сформированных на фоне высокой тектонической активности в условиях крупных аллювиальных долин, а в перикратонной области наблюдается в основном тонкотерригенный (карбонатно-терригенный) характер пестроцветно-сероцветных толщ, образование которых происходило главным образом в более спокойных обстановках морского мелководья и, возможно, прибрежных аллювиальных равнин. В прогибах интракратонной зоны проявлены позднерифейская (Солозерский долерит-базальтовый комплекс) и поздневендская (Войзерский базальтовый комплекс) фазы основного вулканизма [192].

Вендско-фанерозойский подэтаж

Данный структурный подэтаж образует чехол Русской плиты [56]. Юго-восток территории листа представляет собой краевую часть этого чехла. Породы платформенного чехла образуют верхний структурный подэтаж Восточно-Европейской платформы, на рассматриваемой территории включающий осадки верхнего венда (валдайский надгоризонт)—палеозоя. Они лежат моноклиально, полого погружаясь (около 3 м на 1 км) к востоку—юго-востоку. Как видно на геологической карте дочетвертичных образований, породы верхнего подэтажа структурно несогласно и с крупным перерывом перекрывают подстилающие породы.

В составе структурного подэтажа выделяются верхневендский и палеозойский структурные ярусы.

Верхневендский структурный ярус на площади листа Q-37 образует основание сплошного платформенного чехла и залегает на эродированной поверхности древнего фундамента и рифейских толщ; под углом в доли градуса отложения погружаются на восток. Минимальные мощности верхневендского структурного яруса (100–150 м) установлены на Онежском полуострове, максимальные мощности — на востоке территории, в скв. Усть-

Пинега (783 м) и в Золотицком кимберлитовом поле в скв. 775 (941 м). К северо-западу в акватории Белого моря мощность структурного яруса быстро сокращается, он выклинивается, и на Кольском полуострове его отложения уже не установлены.

Дислоцирован верхневендский структурный ярус слабо. На Кулойском полуострове известны небольшие складчатые нарушения слоев венда, а в акватории Белого моря установлены флексуры северо-западного простирания. Смещения по ним редко превышают 25 м. Наиболее мощная северо-восточная зона разломов и флексур с амплитудами по кровле вайицких слоев (до 70 м) для отдельных сбросов выявлена в Двинском заливе в 60 км от Архангельска.

Верхневендский структурный ярус отвечает крупному трансгрессивно-регрессивному седиментационному циклу, для которого характерно преобладание глинистых пород в нижней части (усть-пинежская свита), алевролитов в средней и песчаников в верхней части разреза. Лишь в некоторых разрезах основание цикла сложено маломощной тамецкой подсвитой песчаников и гравелитов.

Палеозойский структурный ярус распространен на юго-востоке территории, с большим перерывом залегает на верхневендском ярусе, но в целом наследует основные особенности структуры верхнего венда. Представлен он отложениями девона, карбона и нижней перми. В южной части территории породы структурного яруса образуют сплошной чехол, а вдоль восточной рамки листа ярус в результате более поздней эрозии представлен отдельными фрагментами. Породы палеозойского яруса, так же, как и подстилающего его верхневендского яруса, полого погружаются на юго-восток. В качестве самостоятельного структурного подразделения он выделяется на основе общего анализа строения чехла Русской плиты. Максимальная мощность структурного яруса в зоне его сплошного распространения на юго-востоке территории не превышает 250 м.

Локализованные области распространения осадочных пород палеозоя на Балтийском щите, по-видимому, представляют собой останцы сплошного покрова.

СТРУКТУРЫ ПАЛЕОЗОЙСКОЙ ТЕКТОНОМАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ

На территории листа Q-37 широко проявились процессы палеозойской тектономагматической активизации. В этот период произошло внедрение разнообразных по составу мантийных интрузий щелочно-ультраосновного Золотицкого комплекса кимберлитов, мелилититов и базальтоидов. Важность этого этапа определяется тем, что с ним связан разнообразный комплекс месторождений полезных ископаемых. Все магматиты можно сгруппировать в зоны различного простирания, обычно наследующие древние зоны разломов. Главным направлением зон активизации является северо-восточное. На территории листа выделяются Архангельская и Золотицкая плутонические зоны (ПЗ) палеозойского времени. На Зимнем Берегу по

комплексу геолого-геофизических данных выделяется субмеридиональная Золотицкая зона, вдоль которой расположены кимберлит-мелилититовые поля.

В Зимнебережной области тектономагматической активизации развития исключительно кимберлит-мелилититовая ассоциация пород, приуроченная к системе скрытых зон разломов субмеридионального и северо-восточного направления. Область ограничена Архангельской плутонической зоной. Характер зональности в распределении магматитов различного состава в Зимнебережной области проявлен неотчетливо. В пределах одного кимберлитового поля могут встречаться тела кимберлитов, пикритов, мелилититов, пород промежуточного состава: кимберлитов-пикритов и кимберлитов-мелилититов, а также толеитовых и субщелочных базальтов. Необходимо системный анализ закономерностей размещения кимберлитовой ассоциации пород для уточнения критериев алмазоносности и выявления ее связи с глубинными неоднородностями земной коры и мантии.

НЕОТЕКТОНИКА

Преобладание процессов сноса в кайнозойское—четвертичное время привело к тому, что в целом для Балтийского щита характерна прерывистость плаща рыхлых отложений при средней мощности до 10 м; лишь в юго-западных районах территории на Русской плите мощность четвертичных образований достигает 200 м.

Анализ новейшего структурного плана и суммарных амплитуд деформаций палеогеновой поверхности выветривания за неоген-четвертичное время позволяет выделить области с разной интенсивностью и направленностью тектонических движений. В целом новейшие тектонические движения в пределах территории рассматриваемого листа характеризуется преимущественно положительной направленностью движений. Почти все дифференцированные движения происходят на блоках, имеющих общую тенденцию к поднятию.

По Б. И. Кошечкину (Голоценовая тектоника..., 1979) выделяется несколько фаз (циклов) новейших тектонических движений на Кольском полуострове. Первая фаза — олигоцен—начало миоцена (господство поднятий мегаблока Кольского полуострова, дифференциация рельефа с амплитудами в 300—400 м); вторая фаза — миоцен, фиксируемая педиментами «среднего уровня» (уменьшение интенсивности движений, тектоническая стабилизация и формирование гидрослюдистых кор выветривания); третья фаза — плиоцен—плейстоцен (активизация движений, подъем территории, образование новых разрывных нарушений, усиление вреза рек, амплитуды движений максимальные (до 300—500 м) дифференциация рельефа близка к современной). На протяжении квартала земная кора Балтийского щита испытывала также ряд сменявших друг друга циклов тектонических движений: погружений (периоды ледниковий) и поднятий (межледниковья). Такая цикличность тектонических движений в течение неотектонического этапа, очевидно, характерна для всей территории.

Области поднятий разделены по амплитудам на умеренные и слабые. Области умеренных поднятий с амплитудами 150 — 300 м отвечают Кейвской возвышенности, к юго-западу от Кейв выделяется локальное горстовое поднятие Панских Тундр.

Области слабых поднятий занимают значительную площадь в восточной части Кольского полуострова.

Области интенсивных дифференцированных движений с амплитудой 0–100 м распределяются в пределах южного побережья Кольского полуострова (Терский Берег) и Южного Беломорья, где развит палеозойский осадочный чехол (Онежский полуостров и Зимний Берег). Они в свою очередь разделяются на области интенсивных дифференцированных движений с преобладанием поднятий и на области с преобладанием опусканий. На участках Онежского полуострова и Зимнего Берега амплитуды новейших поднятий иногда достигают 100–150 м. В то же время эти области характеризуются значительными (в основном неравномерными) мощностями четвертичных отложений.

Области опусканий в пределах территории листа приурочены к акватории Кандалакшского залива — Кандалакшский грабен, юго-западному берегу Онежской губы и юго-восточной окраине Двинской губы Белого моря.

Основной чертой новейшего структурного плана изученной территории является блоковое строение и широкое развитие дизъюнктивных нарушений разного порядка. Большинство разломов являются долгоживущими или обновленными на неотектоническом этапе, многие из них затронуты современной активизацией. По степени воздействия разрывных нарушений на новейшую структуру они разделены на глубинные и разной глубины заложения — обновленные или заложенные в неоген-четвертичное время. Разрывные нарушения образуют блоки разного порядка и различной морфологии.

Прибрежные районы Кольского полуострова (Терский Берег) от устья р. Варзуга до устья р. Поной испытывают погружение. Здесь зафиксированы скорости от $-0,8$ до $-2,5$ мм/год. Побережье Зимнего Берега испытывает опускание со скоростью -4 мм/год. На территории Онежского полуострова отмечается асимметричное поднятие. Северо-восточная часть полуострова поднимается со скоростью $+1,1$ мм/год, а юго-западный берег полуострова опускается со скоростью $-1,8$ мм/год.

По данным сейсмологической лаборатории КЦН РАН и наблюдательной станции Оулу (Финляндия), в пределах изученной территории отмечается большое количество землетрясений. Их эпицентры группируются в виде линейных зон на оси Кандалакшского и Двинского заливов. Единичные эпицентры с $M = 2,5; 3,00-3,99$ наблюдаются на Терском Берегу и в акватории Белого моря в районе устья рек Чапома и Стрельна.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

По особенностям геологического строения на описываемой территории выделяются два крупных континентальных региона (Кольский полуостров и Онежский полуостров с восточной частью Беломорско-Кулойского плато), а также акваториальная часть, занятая в настоящее время Белым морем. Каждый такой регион характеризуется специфическими чертами происхождения, развития и морфологии рельефа. Континентальные регионы территориально расположены в пределах Мурманской и северо-запада Архангельской областей.

Лист Q-37 в пределах суши включает (частично) восточную часть Кольской, западную часть Беломорско-Кулойской, северные части Онежской и Двинской морфоструктур (рис. 20). В пределах шельфа Беломорская морфоструктура подразделяется на три части: первая – Онежский залив (его восточная часть), вторая – центральная впадина Белого моря, третья – Двинская губа и Горло Белого моря.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЧАСТИ

На протяжении плейстоцена сформировавшийся рельеф щита был несколько изменен в основном процессами ледниковой, водно-ледниковой и водной аккумуляции, экзарации, абразии и эрозии. В районах современных интенсивных и умеренных неотектонических движений рельеф продолжает свое развитие.

Степень мобильности разных районов предопределила некоторую разновысотность равнин. Максимальная абсолютная отметка в пределах листа на Кольском полуострове – 384 м (гора Вюнцпахк в пределах возвышенности Кейвы), на Онежском полуострове – 202 м (на северо-западе полуострова), в пределах Беломорско-Кулойского плато – 216 м (в верховьях р. Золотица).

Современный рельеф щита формировался на докембрийских образованиях архея и протерозоя (в пределах Кольского полуострова). Поверхность преобладающей площади щита развивалась в условиях длительного континентального режима, во время которого господствовали денудационные процессы. Близкое к современному гипсометрическое положение равнины приобрели скорее всего с началом активизации восходящих движений на границе палеогена и неогена, когда наблюдалось усиление тектонической деятельности и в других районах Русской платформы [2, 185].

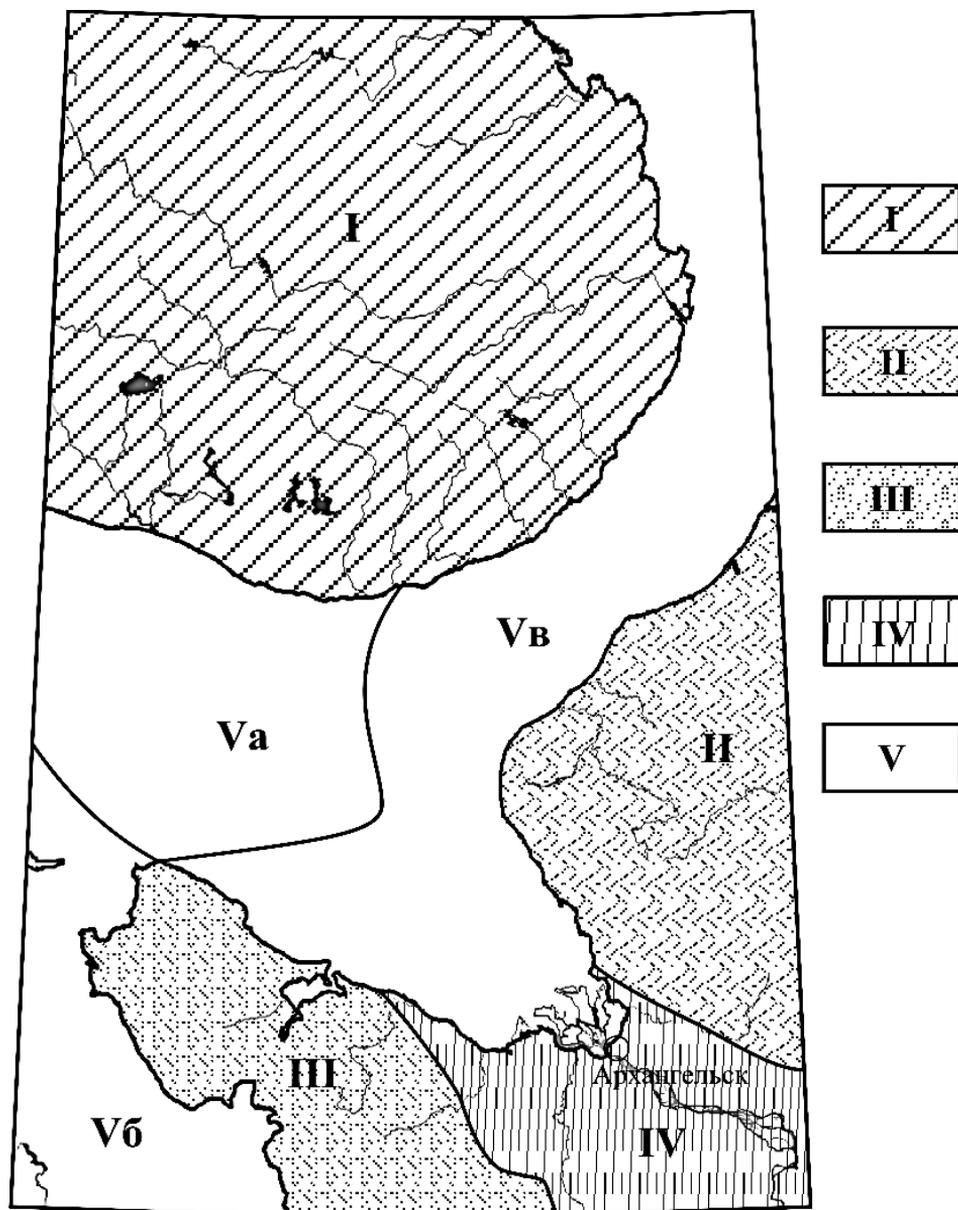


Рис. 20. Схема геоморфологического районирования (масштаб 1 : 5 000 000).

Условные обозначения: морфоструктуры на суше *I* – Кольская, *II* – Беломорско-Кулойская, *III* – Онежская, *IV* – Северо-Двинская. Морфоструктуры на море: *V* – Беломорская: *Va* – центральная впадина Белого моря (прибрежная часть Кольского Берега), *Vb* – Онежский залив, *V6* – Двинская губа и Горло Белого моря.

В меньшей степени подверглись тектонической активизации на границе палеогена и неогена равнины (плато) восточной части Кольского полуострова, где сохранились палеогеновые денудационные поверхности.

На территории Архангельской области (Онежский полуостров и восточная часть Беломорско-Кулойского плато) наиболее крупной впадиной дочетвертичного рельефа является Северо-Двинская, выполненная отложениями плейстоцена и голоцена. Ее сравнительно плоское дно располагается на абс. выс. от 35 до 76 м. Крутизна склонов составляет 2–3° [59–64]. Существенной чертой дочетвертичного рельефа являются древние речные долины, которые нередко использовались тальми ледниковыми водами и в настоящее время образуют погребенные формы. В целом равнинная поверхность плиты с рядом сравнительно невысоких возвышенностей и плато представляет собой пластовую равнину, преобразованную гетерогенными плейстоценовыми процессами.

Речные долины на участках, разделенных коленообразными изгибами, обычно в плане имеют прямолинейные очертания, иногда, в соответствии со структурным планом – дугообразные. В поперечном разрезе долины нередко имеют V-образную форму. На Кольском полуострове план гидро-сети подчинен простиранию крупных, линейно-вытянутых в северо-западном направлении геологических структур. В пределах Онежского полуострова и Беломорско-Кулойского плато гидросеть отражает план неотектонических движений, рисунок ее либо центробежный, либо прямоугольный с участками дендрической речной сети. Озерные котловины в подавляющем большинстве также отчетливо линейны, в крупных понижениях рельефа они имеют неправильные, близкие к изометричным, очертания.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ КАТЕГОРИИ И ТИПЫ РЕЛЬЕФА

По степени влияния на поверхность территории перечисленных рельефообразующих факторов выделены две основные генетические категории рельефа: выработанный и аккумулятивный рельеф. Выработанный рельеф создан в результате частичной препарировки денудацией древних геологических структур и экзарационного моделирования рельефа. Время начала формирования выработанного рельефа, с учетом сохранившихся местами мезозойско-палеогеновых поверхностей выравнивания, условно определено палеогеном. Активно идущие до настоящего времени процессы рельефообразования (неотектонические, денудационные) позволяют определить длительность формирования рельефа интервалом от палеогена до настоящего времени.

Выработанный рельеф включает структурно-денудационный и денудационный типы рельефа. На Кольском полуострове преобладает денудационный тип рельефа, в пределах Архангельской области – структурно-денудационный. Различие в морфологических особенностях структурно-денудационных равнин, плато и возвышенностей обусловлено различными соотношениями главных рельефообразующих факторов: составом пород субстрата, интенсивностью селективной денудации и направленностью неотектонических движений. Структурно-денудационный рельеф включает два вида, отличающиеся

ся гипсометрическими параметрами, формами рельефа и геологическим строением. Первый вид структурно-денудационного рельефа, сформированный на магматических, метаморфических породах архея, нижнего протерозоя, осадочных породах верхнего докембрия и магматических породах палеозоя, объединяет четыре разновидности равнин.

К первой разновидности отнесен рельеф, созданный под влиянием селективной денудации на фоне дифференцированных неотектонических движений, сопровождавшихся дизъюнктивными дислокациями. В формировании второй, третьей и четвертой разновидностей решающим фактором были дизъюнктивные дислокации.

Первая разновидность структурно-денудационного рельефа включает грядово- и грядово-увалистые равнины (1) на востоке Кольского полуострова. Относительная высота гряд и увалов 20–130 м, протяженность гряд изменяется от нескольких сот метров до 3–5 км, ориентировка гряд подчинена направлению геологических структур.

Вторая разновидность структурно-денудационного рельефа включает грядовые равнины (2), они приурочены к возвышенности Кейвы в центральной части Кольского полуострова. Система параллельных гряд ориентирована в северо-западном направлении. Гряды расчленены глубокими депрессиями (до 200–250 м), имеющими ту же ориентировку. Крутизна склонов зависит от состава слагающих пород: крутые склоны сложены кианитовыми и кианит-ставролитовыми сланцами, пологие – мусковитовыми кварцитами.

Холмисто-грядовая равнина (3) – третья разновидность структурно-денудационного рельефа – создана дифференцированными неотектоническими поднятиями. Они занимают небольшую часть северного побережья Кольского полуострова. Холмы и гряды с плоскими вершинами и нередко крутыми склонами воздымаются над разделяющими их впадинами на высоту 20–50 м. Поверхность равнин расчленена глубокими (до 30–40 м и более) прямолинейными каньонами, приуроченными к разломам. Относительная высота мелких гряд и холмов не превышает 5–60 м, крутизна их склонов не более 5–10°.

Грядово-холмистые равнины с «блоковой» поверхностью фундамента (4) – четвертая разновидность – сформировавшиеся на магматических и метаморфических породах докембрия, узкой полосой протягиваются вдоль южного берега Кольского полуострова. Холмы чередуются с грядами, ориентированными согласно геолого-структурному плану. Разделяющие их понижения приурочены к тектоническим депрессиям. Склоны холмов и гряд имеют различную крутизну; чаще они крутые, обрывистые.

Ко второму типу структурно-денудационного рельефа относятся платовые равнины, сформировавшиеся на горизонтально или пологомоноклинально залегающих осадочных породах протерозоя или палеозоя (5). Это плоско-волнистые субгоризонтальные или пологонаклонные равнины и плато или пологосклонные возвышенности, расчлененные эрозией (Терский Берег Кольского полуострова, Беломорско-Кулойское плато и др.). Среди них выделяются низменные (до 200 м) и возвышенные (более 200 м) равнины. Относительные высоты холмов и гряд в пределах этого типа равнин изменяются чаще всего в пределах 20–150 м [123].

Денудационный рельеф сформирован процессами комплексной денудации, сnivelировавшей складчатые структуры архея и нижнего протерозоя до поверхности выравнивания с абс. выс. до 300 м. Выделены три морфогенетических вида поверхностей выравнивания. Первый — плоские цокольные равнины (плато) древнего пенеплена (6) на складчатых структурах архея и протерозоя — приурочен к бассейну р. Поной и верховьям среднего течения рек Стрельна, Варзуга и др. Относительные высоты обычно не превышают 50–60 м на 1 км расстояния; лишь в долинах рек высота скульптурных террас и коренных берегов достигает 80 м.

Второй вид — плоско-волнистые равнины (плато) (7) на складчатых структурах архея расположен в бассейне правых притоков р. Пурнач (бассейн р. Пурнач) и севернее возвышенности Кейвы. Колебания относительных высот обычно не более 50–60 м, возвышенности пологосклонные, большая часть площади занята озерами и болотами. Третий вид — полого-волнистые равнины (плато) (8) древнего пенеплена на складчатых структурах протерозоя занимает площадь между возвышенностью Кейвы, средним течением р. Поной и ее притоком — р. Пурнач. Колебания относительных высот на заболоченных пониженных участках обычно не более 2–4 м на 1 км, а на возвышенных достигают 40–60 м. Дизъюнктивная тектоника на поверхности равнин проявилась преимущественно в конфигурации речных долин, нередко имеющих прямолинейные очертания. Однообразие поверхности равнин местами нарушается мерзлотными формами — буграми пучения высотой 3–4 м, формами ледниковой и водно-ледниковой аккумуляции и эрозионными уступами.

Аккумулятивный рельеф широко распространен на территории Архангельской области; занимает отдельные разрозненные площади в пределах Кольского полуострова. Необходимо отметить, что на суше в пределах листа четвертичные образования развиты повсеместно. На большей части территории они представлены плащеобразной мореной, которая лишь немного нивелирует рельеф за счет увеличения мощности в западинах, поэтому не являются рельефообразующими.

Формирование аккумулятивного рельефа обусловлено гетерогенной седиментацией в плейстоцене и голоцене, связанной с деятельностью ледников, водно-ледниковых бассейнов, потоков талых вод, рек, озер, морей, а также карстовыми, эоловыми и техногенными процессами. Субстратом для его формирования служили пологомоноклинально залегающие осадочные породы палеозоя Русской плиты и относительные понижения или поднятия структурно-денудационных или денудационных равнин Балтийского щита. В результате были сформированы морские, аллювиальные и аллювиально-морские равнины, ледниково-морские, ледниковые, флювиогляциальные и ледниково-озерные равнины, волнистые аллювиальные равнины. Возраст аккумулятивного рельефа коррелирует возрасту слагающих его образований.

Плоские морские абразионно-аккумулятивные и аккумулятивные равнины и террасы голоценового возраста (9) развиты в низовьях долины р. Северная Двина и в пределах Терского Берега, восточнее его они протягиваются узкой полосой, не отражающейся в масштабе схемы. Равнины и террасы на Кольском полуострове прослеживаются хорошо, насчитывается до пяти уровней. Голоценовые морские террасы отделены одна от дру-

гой хорошо сформированными крутыми уступами. Ширина площадок — до 1–2 км. Террасы голоценового возраста приурочены к абс. выс. 1–50 м, абсолютные отметки понижаются в восточном направлении. В районе р. Поной максимальная абсолютная отметка тылового шва абразионной террасы не превышает 12 м. Абсолютные высоты тыловых швов пляжа и отмелей достигают 4 м, в бассейне р. Поной — 1–2 м. На поверхности террас, особенно нижней, наблюдаются береговые валы, располагающиеся параллельно бровкам террас. Высота валов обычно не превышает 2–3 м. В дельте Северной Двины голоценовые морские равнины включают первую террасу с абс. отм. от 4 до 15 м, пляж и отмель с абс. отм. 0–4 м. Равнины имеют слабый уклон в сторону моря.

Плоские морские абразионно-аккумулятивные равнины позднеплейстоцен-голоценового возраста (10) на Кольском полуострове также развиты вдоль южного берега, максимальная абсолютная отметка тылового шва в районе р. Варзуга составляет около 100 м, на восток происходит плавное понижение. В районе р. Поной отмечаются аккумулятивные террасы высотой 7–8, 10 и 10–12 м. В долине р. Сосновка на абрадируемых кристаллических образованиях отмечается крупнообломочный материал, часто хорошоокатанный. Тыловые швы выражены нечетко. На Архангельской части территории листа морская абразионно-аккумулятивная равнина образует второй морской уровень. Абс. отм. — от 20 до 40 м (тыловые швы). Поверхность плоская, участками слабоволнистая, заболоченная, от ледниковой равнины отделена уступом высотой до 3,5–7,0 м.

Поверхность морских террас в Архангельской части площади листа в районах новейших тектонических опусканий преимущественно горизонтальная, встречаются участки с угнетенной растительностью, с аккумулятивным типом береговой линии. В районах новейших тектонических поднятий поверхность неровная, волнистая, с абразионным типом берегов.

Плоская аллювиально-морская равнина (11) имеет ограниченное пространство, приурочена к устьевой части р. Северная Двина в зоне влияния приливно-отливных течений. Равнина слабонаклонная, абс. отм. 1–4 м, от вышерасположенных поверхностей обычно четко отделяется крутыми склонами. Поверхность равнины сильно заболочена, расчленена V-образными долинами ручьев.

Волнистые и всхолмленные морские перлювиальные равнины (12) сформировались в результате перемива ледниковых образований морскими водами во время послеледниковой трансгрессии по берегам Белого моря ниже абс. отм. 50 м. Сформировавшийся в результате этого морской перлювий несколько сnivelировал рельеф изначально ледниковой равнины. Относительные превышения составляют 2–6 м, склоны и вершины холмов сглажены.

Волнистая аллювиальная равнина (13) развита в долине р. Северная Двина. Поверхность ее рассечена протоками, старицами, параллельно-грядистый рельеф в прирусловой части по направлению к тыловому шву становится волнистым.

Холмистые ледниковые равнины ошашковского возраста (14) развиты локально в пределах Двинской впадины. Колебания относительных высот — от 2 до 8 м. В пределах холмисто-грядового моренного рельефа, краевых

ледниковых образований холмы и гряды имеют высоту до 20–30, иногда до 50–60 м. Плоско-волнистые или всхолмленные ледниково-озерные равнины осташковского возраста (15) широко развиты в долине Северной Двины. Относительные превышения – 1–5 м, изредка – до 20 м. Волнистые флювиогляциальные равнины осташковского возраста (16) занимают понижения в пределах Беломорско-Кулойского плато. Относительные превышения достигают 5 м, редко более.

Поверхность равнин расчленена речными долинами, впадины занимают небольшие озера. Поверхность осложняют ледниковые, водно-ледниковые аккумулятивные формы рельефа, а также экзарационные, речной эрозии и морской абразии, мерзлотно-солифлюкционные, карстовые, эоловые, техногенные и болотные [22, 122, 123].

Формы рельефа в пределах суши оказывают существенное влияние на облик равнин. По генезису они могут быть разделены на тектонические, ледниковые, водно-ледниковые, флювиальные, морские, озерные, аллювиально-морские, биогенные, мерзлотно-солифлюкционные, карстовые, эоловые и техногенные.

К тектоническим формам относятся приуроченные к локальным и региональным разломам прямолинейные участки речных долин и озерных котловин. К числу скульптурных ледниковых форм, широко развитых на Кольском полуострове, относятся друмлины (высота 9–25 м, протяженность 0,2–1 км), бараньи лбы (высота 1–10 м, длина – до 100 м), ледниковые шрамы и штриховка (глубина измеряется миллиметрами, протяженность метрами).

Аккумулятивные ледниковые формы широко представлены на суше холмисто-грядовым моренным рельефом (относительные высоты холмов и гряд 5–50 м, изредка более). Наиболее крупные из конечных морен (высотой до 80 м и протяженностью от 1 до 60 км) связаны с краевыми зонами оледенений и их стадий. К ним относятся Терские Кейвы на Кольском полуострове [122, 211]. Они отличаются сложным строением, представляя собой сочетание моренных гряд, озов, камов и флювиогляциальных дельт.

Среди форм водно-ледниковой аккумуляции на суше распространены камы – холмы и группы холмов разнообразной формы высотой 2–80 м (чаще до 20 м) и озы – гряды с узким гребнем и основанием шириной до 100 м, четко ориентированные по направлению движения ледника (радиальные озы) или перпендикулярно ему (маргинальные озы). Длина озовых гряд 0,8–6 км, при относительной высоте 1–50 м.

Из эрозионных водно-ледниковых форм на суше встречаются ложбины стока талых ледниковых вод, которые чаще всего приурочены к древним речным долинам, нередко полностью заполненным флювиогляциальными отложениями. Глубина их 10–60 м и более, протяженность достигает нескольких десятков километров.

Речные долины Кольского полуострова глубоко врезаются в толщу ледниковых и межледниковых отложений и насчитывают в ряде случаев до 6–15 эрозионных террас (реки Поной, Ура и др.), чаще всего число их не превышает 2–3. На северо-западе Русской плиты в Архангельской области речные долины крупных рек (река Северная Двина с притоками и др.) хорошо разработаны и характеризуются трапецеидальным поперечным профилем

и террасированными склонами. Высота низкой поймы 0,3–0,7 м, высокой – 2,0–6,0 м, I надпойменной террасы – 10–12 м (5–8 м на малых реках), II надпойменной террасы – 12–18 м, до 20 м (на малых реках – 5–10 м).

Морские и озерные формы приурочены к побережью озер и Белого моря. К ним на суше относятся абразионные уступы высотой 15–55 м, береговые валы высотой 0,5–3,0 м, в отдельных случаях до 13 м (морские береговые валы), шириной 10–50 м, протяженностью до 3–5 км и террасы аккумулятивные и скульптурно-аккумулятивные с относительной высотой уступов озерных террас 0,2–3,0 м (реже – 5,0 м) и 5–6 м – морских террас. На Терском Берегу Кольского полуострова прослеживается до 4–6 уровней морских террас с шириной площадки до 1–2 км. В Архангельской области на побережье Белого моря наблюдаются террасы голоценового возраста на абс. выс. 1–14 м и позднеледниковые с уровнями 15–40 м. Абсолютные высоты пляжа и отмелей составляют 0–4 м. Вдоль береговых линий наиболее крупных озер наблюдаются террасы высотой до 3 м, шириной до 60 м, с ровной, частично заболоченной поверхностью. На мелких озерах террас нет, наблюдаются только небольшие участки пляжей шириной 5–15 м.

Биогенные формы обусловлены микрорельефом поверхности низинных, верховых и переходных болот. По типу микрорельефа болота территории листа относятся к плоским, кочковатым и грядово-мочажинным. Торфяные кочки округлые или овальные диаметром 0,5–1,0 м и высотой 0,2–0,5 м, гряды шириной 1–10 м, высотой 0,3–1,2 м имеют протяженность от нескольких десятков до сотен метров. Межгрядовые понижения заняты обводненными, нередко топкими мочажинами.

К мерзлотно-солифлюкционным формам относятся каменные моря и курумы, широко распространенные на Кольском полуострове. Каменные моря занимают обширные площади плоских водораздельных пространств и образуются под влиянием морозного выветривания. Они сложены преимущественно крупнообломочным неокатанным материалом, с обломками размером 0,2–2,0 м, в редких случаях до 3–4 м.

Карстовые формы приурочены к площадям развития карбонатных пород палеозоя в Архангельской области. Как правило, это карстовые воронки глубиной 1–5 м, реже 10 м и диаметром 2–20 м (до 100 м), реже – сухие русла и пещеры.

Эоловые формы представлены главным образом дюнами, реже воронками или котловинами выдувания. Наиболее значительные площади эоловые формы занимают на песчаных берегах Кольского полуострова и Зимнего Берега Беломорско-Кулойского плато. Высота холмов и гряд дюн 0,5–15 м, в отдельных случаях до 40 м, на Зимнем Берегу высота дюн обычно не превышает 8 м. Крутизна наветренных склонов – до 20°, подветренных – до 45°. Площадь дефляционных воронок и котловин до 200 м² и более.

Техногенные формы представлены терриконами, насыпями, дамбами высотой 2–30 м и более, а также карьерами площадью от нескольких до сотен квадратных метров и более.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ ШЕЛЬФА

В Белом море также можно выделить несколько геоморфологических районов: Центральная глубоководная впадина с прибрежной частью Кольского Берега, Двинская губа и Горло Белого моря, а также восточная часть Онежского залива. Для глубоководной впадины характерны глубины до 300 м и более, выработанные формы рельефа и обширные морские аккумулятивные равнины. Здесь широко развиты гравитационные процессы, а вдоль склонов самой котловины характерны геодинамические движения, которые провоцируют появление оползней. Это в целом зона устойчивого и транзитного осадконакопления. Кроме того, этот район характеризуется наиболее длительным периодом формирования рельефа: со среднего рифея до настоящего времени.

Мелководная Двинская губа также является зоной осадконакопления. Здесь несколько источников поступления обломочного материала. Это Северная Двина, Горло Белого моря, а также абразия берегов. Дно сложено преимущественно голоценовыми отложениями на отметках от минус 10 до минус 120 м. Аккумулятивные равнины голоценового возраста перемежаются участками аккумулятивного рельефа плейстоценового возраста. В этом районе выявлено большое количество затопленных долин. В Онежском заливе, где глубины в пределах территории листа Q-37 не превышают 60 м, современное осадконакопление сосредоточено только в его наиболее мелководной части, вблизи устья р. Онега. На остальной площади в настоящее время господствуют процессы денудации или транзитной аккумуляции, но формы рельефа преимущественно аккумулятивные, сложенные плейстоценовыми отложениями. Однако в береговой зоне существуют и денудационные формы рельефа. Возраст форм рельефа в обоих заливах укладывается в рамки неоплейстоцена—голоцена.

Горло Белого моря является уникальным районом, так как здесь все структуры коренного цоколя ориентированы в северо-восточном направлении в противовес господствующему северо-западному простиранию в остальной части беломорского бассейна. Соответственно и все формы рельефа ориентированы также в северо-восточном направлении. Глубины в этом районе достигают 100 м, но преобладают глубины 40–60 м. Важно, что именно в Горле происходит непосредственный контакт двух основных морфоструктур, связанных с формированием рельефа на кристаллическом и осадочном цоколях. Возраст формирования основных морфоскульптур в Горле неоплейстоцен—голоцен, однако начало формирования морфоструктуры Горла связано с позднепротерозойским—палеозойским этапом развития земной коры.

Центральный район является единственным, где получил развитие структурно-денудационный рельеф. В пределах морского дна к первому виду этого типа рельефа относятся склоны с углами наклона до 5–10°, относительно ровной поверхностью, выработанной в коренных породах или обнаженных в результате тектонических движений (17). Рифейские песчаники покрыты повсеместно маломощным покровом четвертичных отложений. Несколько более широко развиты пологонаклонные субгоризонтальные и ступенчатые равнины слабо- и интенсивно расчлененные, расположенные по периферии побережий Кольского полуострова, гипсо-

метрически ниже вышеописанных наклонных равнин, а также вдоль юго-западного склона Центральной впадины (18). В их пределах отмечаются различные поднятия, впадины и ступени, происхождение которых связано как со строением протерозойских пород, так и с характером воздействия различных экзогенных процессов. Такая морфология кровли фундамента находит свое отражение и в современном рельефе дна. Ступенчатость вызвана обычно наличием многочисленных оползней, достигающих подножия склона и формирующих присклоновый шлейф осадочных образований. У подножия склонов часто формируются депрессии, выполненные сложным комплексом осадочных образований мощностью более 100 м. Дно покрыто маломощным покровом современных осадков. Формирование глубоководной впадины происходило на протяжении всей истории формирования Белого моря, что и отражено в индексе.

Влияние экзарационных процессов в первую очередь выразилось в существенной трансформации структурно-денудационного уступа, маркирующего область распространения осадочных пород, вплоть до практически его полного исчезновения в современном рельефе, что наиболее полно проявилось в Двинской губе. В связи с этим выделена специальная категория структурно-денудационного рельефа, а именно: плосковолнистые равнины (плато), развитые на горизонтально- или пологомоноклинально залегающих осадочных породах палеозоя и протерозоя (19). Эта категория рельефа расположена на юго-восточном замыкании глубоководной впадины и разделяет две зоны развития плоских морских аккумулятивных равнин. Появление полосы денудационного рельефа между двумя аккумулятивными равнинами голоценового возраста связано, вероятно, с зоной современных поднятий северо-восточного простирания. Характерно, что эта зона находит свое отражение даже в составе поверхностных осадков, где ей соответствует поле песчано-алевритовых осадков, разделяющих две области устойчивого накопления алевропелитовых осадков [151].

С зонами развития выработанного (структурно-денудационного) рельефа пространственно связаны грядообразные формы ледникового аккумулятивного рельефа. Они являются продолжением аналогичных форм рельефа, начало которых зафиксировано на территории листа Q-36 в районе устья р. Оленица. Все они имеют северо-западную ориентировку. Их высота изменяется от 20–30 до 50–60 м при протяженности в несколько десятков километров. Форма асимметричная, с более крутым «бережным» склоном и пологим «морским», который переходит постепенно в склон самих впадин. Гряды сложены плотными глинистыми песками и песчаными глинами серого и коричневатого-серого цвета с постоянной примесью валунно-галечного материала и связаны с развитием осташковского оледенения. В настоящее время на вершинах гряд происходит размыв, и они покрыты бронирующей валунно-галечной отмосткой. На геоморфологической схеме в зоне денудационного рельефа эти формы показаны внемасштабным знаком. Далее на юго-восток они слагают уже выражающиеся в масштабе зоны всхолмленных ледниковых равнин осташковского возраста (29), где отдельные гряды теряют свою морфологическую выраженность и сменяются серией грядообразных форм рельефа высотой до 20–30 м, разделенных межгрядовыми понижениями, с поверхности сложенными ледниково-морскими отложениями.

На юго-западном склоне центральной впадины четко выраженные ледниковые гряды отсутствуют, но вдоль самой бровки развиты мелкие грядобразные формы высотой до 10 м и углами склона в 1–2°. Длина их обычно не превышает первых километров. Возможно, это боковые морены, сформировавшиеся за счет выдавливания осадочного материала из желоба при движении по нему ледника. В зоне периклинального выклинивания глубоководной впадины на денудационной поверхности плосковолнистых равнин, развитых на горизонтально- или пологомоноклинально залегающих осадочных породах протерозоя развита крупнейшая ледниковая форма рельефа в виде гряды высотой до 100 м. Вероятно, в ее составе могут быть выделены ледниковые образования нескольких стадий оледенения.

Третьим, наиболее заметным, элементом рельефа глубоководных впадин является плоская морская аккумулятивная и абразионно-аккумулятивная равнина голоценового возраста (20), сложенная морскими нефелоидными отложениями мощностью около 5–10 м, нивелирующими неровности доголоценового рельефа. Она занимает почти 30 % поверхности морского дна в пределах Центрального района. Поверхность дна абсолютно плоская, иногда слабоволнистая с относительными превышениями 1–3 м. Формируется в результате нефелоидного накопления взвешенного материала биогенно-терригенного происхождения. Мощность голоценового покрова здесь достигает 10 м.

Вдоль северного берега, а также на приподнятой поверхности внешней части Онежского залива развиты террасовидные поверхности с отметками — 60–70 м, волнистых и всхолмленных ледниково-морских аккумулятивных равнин. Превышения составляют 2–5 м, углы склона — несколько десятков минут. Характерно небольшое современное погружение этих равнин вдоль южного берега Кольского полуострова. На это указывает морфология железо-марганцевых корок на плитках терских песчаников, которые в результате вертикального роста создают подобие чаши. Время формирования — неоплейстоцен, в голоцене происходил частичный размыв сформировавшихся осадков.

Ледниковый аккумулятивный грядовый рельеф стал причиной формирования особой категории рельефа — плоских и слабонаклонных морских аккумулятивных равнин (26), развивающихся с раннего голоцена и сложенных осевшим взвешенным материалом в тыловой (бережной) части ледниковых гряд. На сейсмограммах они формируют выпуклые формы рельефа, где мощность голоценовых осадков превышает 30 м. На эхограммах в районе этой категории рельефа фиксируются типичные выровненные поверхности с легким, часто обратным (в сторону берега) наклоном. Все эти особенности позволили связать описываемые морфоскульптуры с особым «плотинным» характером накопления голоценовых морских нефелоидов, значительная часть которых поступает со стороны берега.

Вдоль Терского Берега в виде узкой полосы на глубинах 10–25 м вытянута пологонаклонная грядовая и слабовсхолмленная аккумулятивная и абразионно-аккумулятивная прибрежная равнина голоценового возраста (24). Она сформирована достаточно мощным, но прерывистым чехлом нефелоидных и нефелоидно-флювиальных отложений, сквозь которые просвечивают подстилающие ледниково-морские образования. Мощность го-

лоценовых осадков составляет от первых метров до 5–7 м. В трубках часто вскрываются сокращенные разрезы с внутриформационными перерывами, что говорит о пульсационном формировании осадочного покрова в течение позднего голоцена.

Пологонаклонная и пологоволнистая аккумулятивная морская ундулювиальная равнина (23) развита в устье р. Варзуга до глубин 10–12 м, ширина ее — несколько километров. Поверхность дна здесь выровненная, у берега полого-волнистая за счет формирования вдольбереговых валов высотой до 0,7–0,9 м. В устьях малых рек аккумулятивно-морская равнина практически отсутствует, а устьевые формы рельефа представлены устьевым песчаным баром и косами, направленными к востоку. Время формирования прибрежных равнин — средний и поздний голоцен.

Терский Берег имеет сбросовый характер, что предопределяет его линейность. Отдельные бухты с очень пологим дном связаны с устьями рек. Вдоль берега тянется серия четвертичных морских террас, свидетельствующих о поднятии берега в неоплейстоцене—голоцене. В районе р. Стрельна отмечается девять террасовых уровней. Поднятие берега продолжается и в настоящее время, о чем свидетельствует береговая надводная аккумулятивная терраса высотой 3–4 м над уровнем прилива, которая определяет аккумулятивный тип берега на большей части береговой линии от мыса Корабль до мыса Никодимский [150].

В Двинской губе развиты исключительно аккумулятивные формы рельефа, большинство из которых создано в голоцене и в неоплейстоцене—голоцене. Наибольшую площадь среди указанных образований занимают плоская аккумулятивная и абразионно-аккумулятивная равнины морские (20), развитые на глубинах 20–60 м. Обширные плоские аккумулятивные равнины развиты в северо-западной части губы, по мере приближения к устью Северной Двины равнины становятся мелкогрядовыми абразионно-аккумулятивными за счет многочисленных подводных гряд ледникового происхождения, окруженных мелкими полями ледниково-морских отложений. Высота ледниковых гряд составляет первые метры, а углы склонов — несколько десятков минут.

Особое место занимает плоская и слабонаклонная морская флювиально-нефелюидная равнина (27) в устье Горла Белого моря. Она сложена мощной толщей алевроито-пелитовых слоистых осадков, образующих подобие дельты (фана), сформировавшегося за счет тонкозернистого материала, выносящегося течениями из этого пролива. Наклон ровной поверхности (первые минуты) направлен в сторону Центральной впадины. Обращает внимание большая мощность слагающих ее осадков (более 35 м, по сейсмоакустическим данным). Формирование данной категории рельефа, вероятно, происходило с момента начала прорыва баренцевоморских вод во впадину Белого моря и продолжается с конца позднего неоплейстоцена до настоящих дней.

Другой значительной формой рельефа является слабонаклонная аккумулятивная аллювиально-морская равнина (22), располагающаяся перед устьем Северной Двины. Ее формирование связано как с деятельностью моря, так и с выносом из реки большого количества обломочного материала (аллювиально-морская аккумуляция). Углы наклона этой равнины, на-

правленные к центральной части моря, составляют первые минуты. Поверхность ее абсолютно ровная, но по мере приближения к устью появляются песчаные косы и бары, переходящие в острова, сложенные песчаным материалом. Мощность осадков составляет более 10 м. Аллювиально-морские формы прослеживаются до глубины 15 м. В настоящее время они частично нарушены проходкой искусственных каналов к портам Северодвинск (Никольское русло) и Архангельск (Маймакса). Время формирования дельты — голоцен.

С деятельностью Северной Двины связана еще одна геоморфологическая особенность — наличие довольно большого количества погребенных речных долин, которые устанавливаются по сейсмоакустическим данным. Частично они прослеживаются в современном рельефе, в частности разрезая единые поверхности ледниковых образований. Глубина вреза составляет несколько десятков метров, а ширина может достигать нескольких сот метров. Практически все эти врезы являются продолжением погребенных речных долин, прослеженных на суше и выходят на шельф не только со стороны Северной Двины, но и из Унской губы.

Третьим типом аккумулятивного рельефа голоценового возраста в Двинской губе является пологонаклонная и полого-волнистая ундальювиальная равнина (23), которая в виде узкой полосы развита вдоль северного побережья Онежского залива до глубин 10 м. Поверхность дна здесь выровненная, у берега — полого-волнистая за счет формирования вдольбереговых валов высотой до 0,5–0,6 м. Мощность песков здесь невелика и составляет первые метры. Подводные ундальювиальные тела составляют единое целое с береговыми пляжевыми образованиями, формируя классическую прибрежную линзу песков. Аккумулятивные поверхности чередуются с абразионными мелкорасчлененными поверхностями, сложенными обычно моренным материалом. Эти поверхности распространены от уреза воды до глубины 10–20 м. Ширина участков зависит от уклонов дна в прибрежной части, силы волнения, характера береговой линии и ее экспозиции по отношению к преобладающим ветрам и может достигать нескольких километров [150].

Из неоплейстоценовых аккумулятивных форм рельефа наиболее широко развиты плоско-волнистые или всхолмленные ледниковые равнины осташковского оледенения (29). Двинской залив, сам созданный в результате донной экзарации одним из языков скандинавского ледника, распространявшегося на Русскую равнину через беломорскую депрессию, является зоной развития конечных морен. Наибольшее их сосредоточение отмечается в центральной части залива, у северной оконечности Онежского полуострова в районе о-ва Жижгин, а также вдоль Зимнего Берега Двинского залива, обрывы которого послужили препятствием для дальнейшего распространения ледников невской стадии оледенения. В местах формирования конечных образований развиты типичные холмисто-грядовые поверхности, охватывающие значительные площади. Высота гряд достигает 10–20 м, склоны пологие, менее 1°. Межгрядовые пространства выполнены ледниково-морскими отложениями. Исключение составляет ледниковая равнина вблизи Зимнего Берега, которая в значительной мере подвержена абразионным процессам. Гряды здесь существенно размыты и покрыты валунно-галечными отложениями. В межгрядовых пространствах также

вскрываются преимущественно ледниковые отложения. Ориентировка гряд беспорядочная. Более упорядоченные гряды появляются уже на берегу у подножия отмершего клифа.

С ледниковыми равнинами парагенетически связаны волнистые и слабосхолмленные ледниково-морские равнины (31), которые разделяют ундальювиальные и нефелоидные морские равнины у Онежского берега, а также выступают в сторону моря от маяка Зимнегорский. Поверхность их неровная, отмечаются холмообразные выступы, сложенные ледниковыми образованиями. Относительные превышения не более 2–5 м. На эхолоте просматривается пилообразная поверхность донных отложений, указывающая на современные процессы размыва. Мощности осадков 2–8 м.

Берег Онежского полуострова выровненный, абразионно-аккумулятивный. Типично абразионными являются берега к северо-западу и юго-востоку от Сюзьмы. Далее они переходят в дельтовый аккумулятивный берег дельты Северной Двины с ее многочисленными островами. Протоки между островами врезаются в поздне-последледниковые морские отложения [150]. У Зимнего Берега абразионные участки по площади превышают аккумулятивные примерно в два раза. Обломочный материал поступает за счет разрушения четвертичных, а также протерозойских и палеозойских осадочных пород. Коренные образования слагают обычно мысы, в частности мыс Зимнегорский. Вблизи него четко выражен клиф, выработанный в породах палеозоя. Аккумулятивные участки берега в Двинском заливе приурочены преимущественно к устьям рек.

В Онежском заливе устройство поверхности морского дна сходно с Двинским. В кутовой части залива располагается внешняя часть плоской аккумулятивной аллювиально-морской равнины (22), соответствующая авандельте р. Онега. В отличие от Северной Двины данная равнина не переходит в острова, а сменяется комплексом кос и баров, которые расположены вне листа.

Расширенная кутовая часть Онежского залива в геоморфологическом отношении представляет собой плоскую морскую аккумулятивную и абразионно-аккумулятивную равнину, выполненную нефелоидными осадками (20). Мощности их невелика – в среднем составляет около 3 м, хотя и отмечаются участки, где мощность возрастает до 5 м и более. По мере приближения к островам на севере и западе равнина становится абразионно-аккумулятивной за счет появления участков, сложенных ледниково-озерными и ледниковыми образованиями. Характерна совершенно ровная поверхность, обусловленная заполнением депрессий в ледниковом ложе биогенно-терригенными взвесями с преобладанием тонкого терригенного материала со стороны р. Онега. Небольшие поля голоценовых морских аккумулятивных и абразионно-аккумулятивных морских равнин, сложенных нефелоидными отложениями, отмечаются и внутри ледниковых равнин, занимающих почти всю площадь пролива Восточная Соловецкая Салма.

Особое положение занимает плоская морская аккумулятивная и абразионно-аккумулятивная равнина раннеголоценового возраста, расположенная вдоль восточной оси Онежского залива (21). Она сложена глинистыми отложениями пребореального и бореального возраста и внешне напоминает морскую аккумулятивную равнину, представленную современными

нефелоидными илами. Однако в Онежском заливе повсеместно присутствует размыв современных отложений и раннеголоценовые осадки перекрыты тонким слоем перлювия. Это связано, вероятно, с тем, что в позднем голоцене в осевой части Онежского залива происходил транзит взвешенного материала от устья Онеги к Соловецкому архипелагу и далее в открытую часть Белого моря. Поверхность дна в данной категории рельефа выровненная, с небольшими холмообразными поднятиями, связанными с подходом к поверхности морского дна более древних образований. Высота поднятий не более 1–5 м.

Плоско-волнистая ледниково-озерная равнина осташковского оледенения (30), развитая у с. Лямцы, представляет собой приподнятое плато, сложенное ленточными глинами. С этим плато связана также полоса холмисто-грядового рельефа. Относительные превышения отдельных форм составляют 15–30 м. Склоны гряд выположены в основном за счет выравнивающего воздействия морских аккумулятивных процессов. Это краевая зона Невской стадии оледенения [171].

Полого-волнистые и всхолмленные ледниковые равнины осташковского оледенения (29), интенсивно абрадируемые современными течениями и волнением, слагают большую часть пролива Восточная Соловецкая Салма, а также развиты по периферии островов Соловецкого архипелага. Это типичные мелкогрядовые поверхности, интенсивно расчлененные, с превышениями до 3 м, на поверхности которых развиваются ракушняковые банки мидий, а также появляются локальные поля флювиальных песков с рифелями высотой до 1 м. Вдоль островов, в частности к северу от о-ва Анзерский, ледниковый рельеф представлен дугообразными грядами высотой 10–15 м, между которыми располагаются зоны накопления ледниково-морских глин и современных алевропелитовых илов.

В средней части губы развита обширная слабовсхолмленная и волнистая ледниково-морская равнина (31) с превышениями рельефа не более 2 м, а вдоль южного берега Онежского залива располагается грядово-холмистая субгоризонтальная морская аккумулятивно-денудационная равнина шхерных районов (25). Рельеф дна здесь интенсивно расчленен. Поднятия представлены банками, а также островами, сложенными кристаллическими породами. Локальные впадины глубиной до 20 м выполнены морскими илами, что связано с резкой стратификацией вод. Склоны крутые, достигают нескольких градусов, однако вертикальные стенки здесь отсутствуют. Сами шхеры развиты на границе двух морфоструктур, связанных с кристаллическими породами и осадочным чехлом Русской плиты.

Горло Белого моря характеризуется интенсивными придонными течениями, что предопределяет преобладание аккумулятивных форм рельефа неоплейстоценового возраста, интенсивно преобразованных современными абразионными процессами. Под воздействием приливно-отливных течений были сформированы довольно крупные абразионные поверхности на ледниковом субстрате, расположенные на глубинах от 30 до 50–60 м. Они характеризуются интенсивным, но мелким расчленением с превышениями отдельных форм не более 5–8 м. Здесь же отмечается наличие узких вытянутых ложбин протяженностью от 5 до 15 км и глубиной около 10 м, происхождение которых также связано с деятельностью придонных тече-

ний. В результате осевая часть Горла занята всхолмленной ледниковой равниной осташковского оледенения (29) с маломощным покровом песчаного и галечно-гравийного морского перлювия. В ложбинах, расположенных главным образом к северу и югу от ледниковой равнины, широким развитием пользуются транзитные пески, образующие аккумулятивные формы, связанные с деятельностью придонных течений. Это так называемые формы динамичной песчаной аккумуляции, перемещающиеся по морскому дну под воздействием интенсивных придонных течений. Это песчаные ленты (узкие полосы песка шириной в первые сотни метров, сложенные рифелями высотой до 0,5 м), песчаные волны (поперечные формы рельефа луноподобной формы высотой от 1 до 3–5 м), песчаные гряды (продольные по отношению к течениям формы рельефа высотой до 10–15 м). В целом они формируют субгоризонтальные морские (флювиальные) мелкогрядовые равнины (28). Эти же равнины занимают почти все пространство Воронки Белого моря, причем движение обломочного материала здесь осуществляется в сторону Баренцева моря. В Воронке меняется вещественный состав песков. Они становятся карбонатными за счет включения большого количества мелкодробленой ракуши.

Из других категорий рельефа в Горле Белого моря развиты пологонаклонные и полого-волнистые ундалювиальные равнины (23), которые в виде узкой полосы развиты вдоль Зимнего Берега до глубины 10 м и частично вдоль Терского Берега Кольского полуострова. Поверхность дна здесь выровненная, у берега полого-волнистая за счет формирования вдольбереговых валов высотой до 0,5–0,6 м. Мощность песков невелика и составляет первые метры.

Вдоль Кольского Берега наибольшим распространением пользуются мелкорасчлененные поверхности, которые распространены от уреза воды до глубин 10–20 м. Ширина участков зависит от уклонов дна в прибрежной части, силы волнения, характера береговой линии и ее экспозиции по отношению к преобладающим ветрам и может достигать нескольких километров. По мере движения на север они постепенно замещаются узкими и выровненными абразионными поверхностями. При этом на большей части побережья характерен абразионный уступ, в нижней части сложенный кристаллическими породами, перекрытыми сверху чехлом четвертичных образований. Сама же абразионная площадка покрыта хаотичным чередованием валуников, галечников и перекрывающих их песков. Глубина расчленения таких поверхностей составляет первые метры. Отдельные поднятия связаны с останцами плотных кристаллических пород (даек и пр.). Данные поверхности объединены нами на геоморфологической схеме под названием «Пологонаклонные грядовые и мелкохолмистые абразионные и абразионно-денудационные прибрежно-морские равнины позднеголоценового возраста» (24).

Берега в Горле имеют выровненный характер без четко выраженных бухт. На Зимнем Берегу абразионные клифы, частично отмершие, прослеживаются практически вдоль всей береговой линии. Единственным аккумулятивным выступом является мыс Инцы, вблизи которого было разведано месторождение строительных песков. Этот выступ длиной 12 км перекрывает размытую поверхность морены, перекрытую перлювием гравий-

но-галечного состава. Берега Кольского полуострова также большей частью абразионные [150].

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА

История развития рельефа фрагментарно восстанавливается с рифея. В рифейское время впадина Белого моря, продолжавшаяся на юго-восток, была заполнена водами континентального бассейна; на остальной части площади преобладал континентальный режим. Начиная с венда, в пределах части Белого моря и Архангельской области существовал морской бассейн, который в пермское время постепенно обмелел. В триасе континентальный режим установился на всей площади. В мезозой-палеогеновое и миоцен-нижнеплиоценовое время тектоническая стабилизация привела к формированию поверхностей выравнивания. Можно предположить, что последний цикл денудации завершился в палеогене, это подтверждается сведениями о находках нижнепалеогеновой коры выветривания [122]. В это время рельеф представлял собой полого-увалистую равнину, часть которой либо вся площадь периодически могли заливаться водами шельфового моря.

На рубеже олигоцена—миоцена начались дифференцированные блоковые движения. Одновременно в пределах современных долин рек Северная Двина, Онега и соответствующих заливов Белого моря формировались крупные речные врезы, а в пределах центральной части Белого моря начала оформляться крупная впадина.

В миоцен-нижнеплиоценовый этап произошло затухание тектонической активности, главной чертой рельефообразования было небольшое преобладание сноса.

В четвертичное время дифференциация блоков по скорости воздымания усиливалась геодинамическими процессами, вызванными гляциоизостазией. В пределах континентальной части относительно медленно воздымалось южное побережье Белого моря, наиболее отстающим блоком продолжала оставаться акватория. Неоднократное воздействие ледников на рельеф чередовалось с морскими трансгрессиями, во время которых большая часть площади оказывалась под водой. Отдельный ледниково-межледниковый цикл развития рельефа состоял из трех этапов. На первом этапе, в период развития оледенения, преобладали процессы экзарации; на втором, во время деградации ледника — аккумуляции; на третьем, в межледниковье, в пределах акватории происходило образование выровненных абразионных и абразионно-аккумулятивных поверхностей, на суше формировались континентальные формы рельефа.

Последнее оледенение, закончившееся в позднеплейстоцен-голоценовое время, оставило многообразный комплекс форм рельефа не только покровного, но и горно-долинного и карового ледников. В дальнейшем, в голоценовое время, рельеф суши усложнялся морскими, аллювиальными, озерными, склоновыми, карстовыми и техногенными процессами, а в пределах акватории ведущими стали морские седиментационные процессы, обусловленные гидродинамикой. Распределение зон аккумуляции и денудации в послеледниковое время связаны с дефицитом обломочного

материала и трансгрессивно-регрессивными циклами. По имеющимся данным, наиболее крупная регрессия произошла на границе пребореал-бореального времени голоцена, когда значительная часть дна современного Белого моря превратилась в сушу. С этим временем связан региональный размыв ледниково-морских и ледниково-озерных осадков, следствием чего стало формирование так называемых «региональных» подводных террас с бровкой на глубинах 50–60 м и покрытых морским перлювием песчано-галечного состава.

На территории Архангельской области, акватории Двинской губы и Горла Белого моря с 1967 по 1995 гг. зафиксировано 120 землетрясений, из них несколько от 3 до 5 баллов. Эпицентры этих землетрясений – у границ блоков, испытывающих тектонические движения различного знака. Эти зоны вытянуты в пространстве с северо-востока на юго-запад. По этим границам и происходит срыв поверхности фундамента в настоящее время (204).

Из современных экзогенных геологических процессов на территории следует отметить гравитационное смещение пород на склонах, проявляющееся в виде обвалов, оползней и осыпей. Смещения в виде обвалов приурочены к склонам долин крупных рек, а также к абразионным уступам. Оползни отмечаются в основном в долинах рек, где склоны сложены глинистыми осадками (Черемхина, 2008).

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

В истории геологического развития северо-запада Восточно-Европейской платформы и в частности территории листа Q-37 — Архангельск обособляется ряд самостоятельных и длительных эпох. Эти эпохи различаются особенностями процессов, происходивших в верхней части коры, и выделяются как саамско-раннелопийская — становления ранней гранитоидной коры; средне-позднелопийская — образования гранит-зеленокаменных областей; карельская — формирования кратонов и подвижных поясов; рифейская — накопления раннего чехла в локальных (рифтогенных) структурах и перикратонных прогибах древней платформы. Венд-палеозойская эпоха отражает возникновение сплошного платформенного чехла и последующую тектоно-магматическую активизацию. С кайнозоя начинается новая эпоха в развитии региона, особенно ярко проявившаяся в четверте.

Саамско-раннелопийская эпоха

С этой эпохой связано формирование сиалических ядер древней континентальной коры, которая образована ассоциацией тоналитов, трондjemитов и гранодиоритов. Фрагменты этой коры наблюдаются на месте зарождающихся Карельской и Кольской гранит-зеленокаменных областей. Обычно они сохраняются в виде реликтов среди комплекса мигматит-плагиогранитов лопия. Наиболее ранние породы особенно широко развиты в Кольской области. На месте Беломорской складчатой зоны, для которой более характерны комплексы метаморфических гнейсов, в это время также формировалась первичная, позже интенсивно переработанная, континентальная сиалическая кора.

Средне-позднелопийская эпоха

Эпоха, по-видимому, отделена от предшествующей перерывом не менее 50 млн лет. С ее началом связано формирование структур, определивших строение гранит-зеленокаменных областей и разделявших их подвижных поясов, позднее преобразованных в складчатые зоны. В геологической истории средне-позднелопийской эпохи могут быть выделены три этапа.

Первый связан с заложением ранних разломов и формированием вблизи них зеленокаменных поясов (ЗКП) на границе Мурманской зоны вдоль Севе-

рокейвского разлома (Колмозеро-Воронинский ЗКП). Для ранних ЗКП характерно присутствие среди вулканитов покровов коматиитов. Время формирования вулканитов оценивается в 2900–2850 млн лет. Возраст регионального метаморфизма в Колмозеро-Воронинском ЗКП – 2800 млн лет.

Следующий этап связан с возникновением ЗКП второй генерации, трансгрессивно и с перерывом перекрывающих породы первых ЗКП и гранитоиды среднего лопия. В Кольской гранит-зеленокаменной области, в обширном Кейвском прогибе, формируются преимущественно толщи кислых лав. Вероятно, в конце этого этапа внедряются массивы габброноритов, диоритов, тоналитов, тяготеющие к зеленокаменным поясам.

Третий этап развития территории начинается около 2800 млн лет назад и по своему содержанию резко отличается от двух предшествующих, так как в течение его происходит завершение развития зеленокаменных поясов и становление гетерогенной эпипархейской консолидированной коры.

В краевой части Кольской гранит-зеленокаменной области формировался Терский ЗКП, а в Кейвском бассейне одновременно накапливались терригенные осадки. В конце этапа произошло формирование интрузивных гранитоидов лопия. С раннегимольского времени начала развиваться Имандра-Варзугская структура.

К этому же этапу приурочено внедрение интрузий гранодиоритов, плагиомиоклиновых гранитов, щелочных гранитов, граносиенитов. Гранитоиды делятся на две крупные группы: соскладчатые и поздне- или пост-складчатые, от первых к последним возрастает щелочность пород.

В конце этого этапа проявилась региональная складчатость и метаморфизм ребольской эпохи диастрофизма. В результате коллизионных процессов произошло формирование внешних по отношению к гранит-зеленокаменным областям Беломорской и Южно-Кольской складчатых зон. Для этих структур весьма типичны явления ультраметаморфизма с образованием обширных полей автохтонных и параавтохтонных гранитоидов, мигматизированных гнейсов беломорского метаморфического комплекса. В этих структурах запечатлено наиболее интенсивное проявление эндогенных процессов и складкообразования. На территории листа процессы регионального гранитообразования, складчатости и метаморфизма завершились около 2600 млн лет назад в Терском ЗКП и Кейвской структуре и около 2750 млн лет назад в Колмозеро-Воронинском ЗКП.

Карельская эпоха

Для последних 100–150 млн лет, предшествующих протерозойскому зону, на рассматриваемой территории не установлены проявления магматизма и осадконакопления. Возможно, это связано с процессами предпротерозойской эрозии, в результате чего были уничтожены покровные образования и на поверхность были выведены породы разного возраста и глубинности. Если ранее только намечалась латеральная зональность в проявлении геологических процессов, то с начала этой эпохи она выступает более четко. С карельского зона территория листа развивается как кратонизированная область, при этом сохранились различия геологического

развития ее составных частей — Карельского и Кольского кратонов. Карельская эпоха может быть разделена на два этапа. Ранний этап объединяет сумийское, сариолийское и ятулийское время, поздний — людиковийское, калевийское и вепсийское время.

Ранний этап характеризуется в целом сокращением магматизма и возрастанием роли седиментации к концу этапа. Он начинается с формирования сумийских расслоенных интрузий перидотитов, пироксенитов и габброноритов Панско-Мончегорского комплекса в Имандра-Варзугской грабен-синклинали. В позднем сумии здесь произошло излияние лав кислого и основного состава (в том числе магнезиальных базальтов). Сумийское время завершилось закрытием палеорифтов и внедрением интрузий чарнокитов, гранодиоритов, гранитов и граносиенитов.

В сариолийское время в Имандра-Варзугской и Усть-Понойской структурах формировались терригенные грубообломочные отложения (полимиктовые конгломераты с вулканическими бомбами). Перекрывающие их вулканиты представлены пикробазальтами и андезибазальтами. На остальной территории продукты магматизма и седиментации этого времени не зафиксированы.

Завершается ранний этап развития накоплением осадков ятулийского времени. Породы ятулия несогласно залегают на эродированных толщах всех более древних образований. История развития пород ятулийского времени начинается с повсеместного развития кор химического выветривания. Далее периоды осадконакопления (кварцевые конгломераты, гравелиты, песчаники) чередовались с излияниями лав основного состава. В Кольском кратоне (в Имандра-Варзугской грабен-синклинали и Усть-Понойской синклинали) образовались толщи вулканитов, отличающихся повышенными содержаниями железа, титана и калия (базальты, трахиандезибазальты, трахиандезиты). Во внутренней части кратона (Кейвский прогиб) накапливались преимущественно толщи осадков (85 %) и субщелочные вулканиты среднего и кислого состава (15 % от мощности разреза).

Второй этап карельской эпохи начинается с накопления осадочно-вулканогенных толщ людиковийского времени. Типичным для них является широкое распространение черных сланцев и других сульфидно-углеродистых пород в сочетании с вулканитами базальт-ферропикритового состава. Такое резкое изменение характера седиментации и вулканизма в людиковий свидетельствует о трансформации геодинамического режима в связи с образованием глубоководных рифтов. В пределах Кольского кратона в Имандра-Варзугской грабен-синклинали среди вулканогенных пород всегда присутствуют горизонты пикритов и трахибазальтов. Различную степень проницаемости коры в это время и меняющийся флюидный режим в материнских магмах демонстрирует чередование массивных и шаровых лав, лавобрекчий, туфобрекчий, агломератов и туфов. Одновременно возникают гипабиссальные коагматичные тела базит-гипербазитового состава (оливиниты, клинопироксениты, лерцолиты, вебстериты, габбро), а также щелочные сиениты.

С калевийского времени магматическая активность сокращается. В этот этап Имандра-Варзугская СФЗ остается наиболее долгоживущей и активной зоной, магматизм которой отличается повышенной щелочностью.

В калевийское время происходило внедрение массивов пялочноозерского норит-габброноритового комплекса раннесвекофенский региональный метаморфизм и связанный с ним метасоматоз происходили в интервале 1,99–1,90 млн лет.

В вепсийское время происходит закрытие осадочно-вулканогенных прогибов с последующим образованием, приразломных синклиналей, грабен-синклиналей, интенсивно дислоцированных складчатых структур и синклинориев. Формируется стрельнинский комплекс гранитов в Имандра-Варзугской грабен-синклинали, в Кейвской структуре – щелочные (амазонитовые) пегматиты.

С вепсийским временем связана главная складчатость, завершение развития зон разломов. На площади Карельского и Кольского кратонов все протерозойские структуры подверглись региональному и зональному (от зеленосланцевой до амфиболитовой фации) метаморфизму. В то же время в Беломорской и Южно-Кольской складчатых зонах и Терском ЗКП метаморфизм проявился неравномерно в режиме отраженной активизации. Таким образом, к концу карельской эпохи произошло окончательное формирование нижнего раннедокембрийского структурного этажа.

Для верхнепротерозойской эры проявления магматизма на территории листа практически не установлены. Это свидетельствует о длительном перерыве в эндогенной активности между ранне- и позднепротерозойским зонами (~ 300 млн лет) и о наступившей стабилизации на всей территории листа.

Рифейская эпоха

В конце раннего–начале среднего рифея окраина Восточно-Европейской платформы испытала процессы рифтогенеза. По соседству с ней начал раскрываться океанский бассейн, пассивная окраина которого протягивалась от северного побережья Кольского полуострова вдоль современного Тиманского кряжа до Урала. От океанской окраины в сторону континента отходили апофизы – авлакогены, завершившие свое развитие в стадии материковых рифтов.

Непосредственно в пределах изучаемой территории в рифейскую эпоху в различных геодинамических обстановках – внутриконтинентального рифтинга и перикратонного погружения края платформы – происходит формирование двух систем сопряженных горст-грабеновых структур: Беломорской зоны интракратонных прогибов и Северокольско-Мезенской перикратонной области.

Предположительно в конце раннего и среднем рифее в северо-восточной части Беломорского подвижного пояса началось формирование грабенов интракратонной зоны. Судя по результатам изучения ксенолитов из трубки Чидвинская (лист Q-37-XXX), в это время в условиях рифтовых долин происходило формирование грубозернистых аркозов, а в дальнейшем кварцевых толщ. Впоследствии отложения были дислоцированы и подвержены начальной стадии метаморфизма, что фиксируется цеолитизацией аркозов и образованием кварцитов [229]. В качестве областей сноса выступали массивы Балтийского щита. Перикратонную область Мезенского бас-

сейна процессы растяжения с первичным заложением грабенов затронули позднее.

В среднем рифее, судя по результатам бурения скв. Средне-Няфтинская [42], в глубоких частях Лешуконского и Сафоновско-Понойского грабенов перикратонной области шло формирование вначале дисгармоничных, а затем гармоничных образований (пестроцветно-терригенной и карбонатно-терригенной толщ). Возможно распространение аналогичных образований (с преобладанием пестроцветных обломочных пород) и в Керецко-Пинежском прогибе. Пестроцветная терригенная толща является составной частью отложений, заключенных в разветвленной системе рифейских авлакогенов, которые протягивались на территорию будущего Мезенского бассейна из различных районов Восточно-Европейской платформы. Накопление осадков в этот период происходило прерывисто, в очень короткие, по сравнению с перерывами, интервалы времени. В целом мощности преимущественно пестроцветных толщ с аркозами значительно возрастают в западных и юго-западных прогибах интракратонной зоны Мезенского бассейна, где им соответствуют отложения оленецкой серии.

О дальнейшей (пострифтовой) истории развития района в рифейское время можно судить, начиная со второй половины среднего—начала позднего рифея (первого постгрэнвильского глобального цикла [42]). В Керецко-Пинежском прогибе формировалась мощная толща красноцветных осадков чидвийской свиты. Особенности литологического состава отложений (средне-грубозернистые, гравелитистые аркозовые и субаркозовые песчаники с маломощными прослойками слюдястых аргиллитов и алевролитов) и текстурные признаки (косая слоистость потокового типа, складки оползания, микросбросы, следы перемыва) указывают на образование их в условиях аллювиальной рифтовой долины. Климат этого периода, судя по красному цвету пород, гидрослюдистому составу глинистой составляющей и наличию участков с ангидритовым цементом, можно охарактеризовать в целом как жаркий, аридный [229].

В перикратонной области разрезы карбонатно-терригенной толщи считаются непрерывными и отвечающими гармоничному развитию [42]. Вслед за гармоничной седиментацией, определившей формирование мощных сероцветных толщ, следует длительный перерыв. В конце этого перерыва, продолжавшегося предположительно до второй половины среднего (или до позднего) рифея, в пределах Сафоновско-Понойского и Лешуконского грабенов перикратонной области, судя по разрезам скважин Усть-Няфтинская и Средне-Няфтинская, расположенным на сопредельном листе Q-38, на фоне жаркого аридного климата шло формирование преимущественно кварцевых, красноцветных песчаных осадков дорогорской свиты.

Периоды накопления красноцветов также сменялись перерывами. Средняя скорость седиментации составляла 25–35 м/млн лет. В западных прогибах интракратонной зоны можно ожидать сокращение мощности отложений — аналогов дорогорской свиты.

Рифейский этап развития исследуемой территории завершается верхним (вторым) постгрэнвильским глобальным циклом. В начале цикла (с 780 до 720–700 млн лет назад) в перикратонной области происходит накопление сероцветной толщи. На Зимнем Берегу этому периоду соответ-

ствуют тонкотерригенные, главным образом серо- и зеленоцветные отложения тучкинской свиты. Исходя из литологии пород и их текстурных особенностей, процесс осадконакопления происходил в условиях морского мелководья при относительно спокойном гидродинамическом режиме, на фоне теплого гумидного климата. Подобные отложения могли накапливаться в Кандалакшско-Онежском грабене и в восточной части Керецко-Пинежского прогиба. На большей части Беломорской интракратонной зоны в это время преобладали процессы денудации.

Следующий этап геодинамической эволюции региона связан с проявлениями катангской (байкальской) фазы диастрофизма в конце позднего рифея—начале венда. Для территории Мезенского бассейна эта фаза сжатия земной коры выразилась общим подъемом территории, инверсией движений по наклонным сбросам, ограничивающим грабены, в результате которых образовались тектонические клинья — горсты. Поднимающиеся участки горстов активно размываются. Вероятнее всего, в это же время произошла активизация северо-восточных сдвигов и, как результат, окончательное формирование современного облика рифейского структурного этажа Мезенского бассейна.

Венд-палеозойская эпоха

Вендский этап. С начала позднего венда начинается коренная перестройка структурного плана северо-запада Восточно-Европейской платформы — формирование чехла Русской плиты, в том числе ее крупного северо-восточного элемента — Мезенской синеклизы [86, 206]. Весь регион испытывает опускание, в погружение вовлекаются архейские области сноса, а также грабены, заполненные рифейскими образованиями. Формируется сплошной осадочный чехол отложений верхнего венда, мощность которого достигает 800—1200 м.

Граница современного распространения осадков венда не совпадает с палеогеографической границей вендского бассейна, о чем свидетельствует отсутствие прибрежных фаций в краевых зонах области распространения пород венда. Бассейн распространялся на значительные области современного Балтийского щита.

Источниками сноса обломочного материала, вероятно, служили внешние положительные структуры, в частности Тимано-Печорский регион, что выражается в пестроцветных вендских осадках. По характеру развития поздневендская трансгрессия разделяется на два крупных этапа — редкинский, соответствующий трансгрессивной стадии, и котлинский, в целом отвечающий регрессивной стадии. Во время редкинской трансгрессии отложилась мощная толща глин и алевролитов с базальной пачкой грубообломочных пород в основании. Обстановка седиментации довольно непостоянна: происходили колебания уровня бассейна, менялся гидродинамический режим и физико-химические условия. К наиболее крупным из внутриформационных размывов можно отнести размывы в подошве мезенской свиты и в кровле вендских отложений.

Редкинский бассейн характеризовался восстановительной средой, о чем свидетельствует зеленоцветная окраска отложений, резкое преобладание в

породах закисных форм железа над окисными, высокое содержание аутигенного пирита, и преобразованного органического вещества. В конце редкинско-начале котлинского этапа территория испытала поднятие. Преимущественное развитие приобретают прибрежно-морские, дельтовые и континентальные условия. Формируются часто чередующиеся между собой песчаники и алевролиты с линзовидно-волнистой слоистостью, происходит смена зеленой окраски на красную. Дальнейшее развитие регрессивного цикла приводит к распространению континентальных бассейнов осадконакопления озерного типа, в которых образуются красноцветные глинистые породы. Завершается регрессивный цикл осадконакопления сменой алевроито-глинистых пород, преобладающих в нижней и средней частях разреза венда, косослоистыми аллювиальными песчаниками в его верхней части [229].

Последовавший после верхнего венда подъем территории с явным доминированием процессов денудации в целом был достаточно кратковременным и продолжался только в раннем—среднем кембрии. В это время, видимо, осадконакопление могло происходить на локальных участках, сохранившихся от вендского бассейна седиментации. Накопленные осадки были размывы последующими трансгрессиями.

Палеозойский этап. Для палеозоя Восточно-Европейской платформы характерна смена трансгрессий и регрессий эпиконтинентального морского бассейна. Точных данных о том, какие именно из этих трансгрессий достигали территории листа Q-37, нет. Присутствие ксенолитов осадочных ордовикских пород в девонских кимберлитовых трубках свидетельствует о том, что воды ордовикского бассейна проникали в район Зимнего Берега. На крайнем юге территории установлено присутствие девонских (франских) отложений, что свидетельствует о трансгрессии этого возраста на Европейском Севере.

Уникальное значение для геологической истории Европейского Севера имел перерыв в осадконакоплении между девоном и средним (местами ранним) карбоном, который не привел к существенным тектоническим перестройкам, но был связан с активизацией магматизма — внедрением трубок взрыва на Онежском полуострове, а также на Зимнем и Терском Берегах Белого моря. Формирование трубок взрыва сопровождалось проникновением в рифейские породы насыщенных расплавами флюидов и образованием туффизитов. С этим же перерывом южнее рассматриваемой территории связано бокситообразование.

После длительного перерыва новая эпоха плутонизма проявлена в палеозойскую эру и связана с тектоно-магматической активизацией территории. Плутонические породы на Кольском полуострове в целом представлены близкой группой комплексов щелочно-ультраосновного (основного) состава с карбонатами и (или) щелочными сиенитами. Вторая область палеозойского кимберлит-мелилититового магматизма на территории листа связана с Онежским полуостровом и Зимним Берегом (Архангельская область). Породы этого возраста образуют плутонические зоны (ПЗ) северо-восточного и северо-западного простираний. По данным изотопного датирования, плутонические процессы начались в пределах Кандалакшской ПЗ в позднем рифее и закончились в позднем девоне—раннем карбоне.

Для зоны в целом характерно возникновение диатремово-дайковых тел. В Архангельской ПЗ северо-восточного простираения формируются преимущественно трубки мелилититового, Золотицкой ПЗ – кимберлитового составов, возраст которых оценивается как поздний девон—средний карбон.

Очередная трансгрессия эпиконтинентального бассейна, охватившая весь юго-запад территории и частично Балтийский щит, о чем свидетельствуют останцы карбона на нем, произошла в раннем—среднем карбоне. В дальнейшем масштабы трансгрессии сокращались, и в ранней перми берег бассейна проходил параллельно восточной рамке листа в непосредственной близости от нее.

Кайнозойский этап. Поздненеогеновые—ранненеоплейстоценовые осадки сохранились только в наиболее глубоких впадинах рельефа, поэтому можно говорить лишь о накоплении в конце неогена—начале неоплейстоцена в пределах суши озерных и аллювиальных отложений. Позднее площадь листа не раз подвергалась оледенениям, которые формировали морены, флювиогляциальные, ледниково-озерные и ледниково-морские отложения. Сохранились отложения четырех оледенений – вологодского, московского, подпорожского и осташковского. В пределах Кулойского плато развивался холоднобазисный покровный ледник, который при наступлении Скандинавского, скорее всего, перекрывался им. В периоды крупных потеплений, таких, как лихвинское, горкинское, микулинское, значительная часть площади оказывалась занятой морем. В микулинское время береговая линия располагалась выше современного уровня на 100–110 м в Архангельской области и на 60, предположительно, до 150 м в Кольском регионе. На суше в понижениях рельефа накапливались озерные, аллювиальные отложения, в пределах гор, возвышенностей – склоновые.

В ленинградское время осадконакопление происходило в холодноводных бассейнах. Дегляциация последнего – осташковского – ледника происходила в несколько этапов. На освобождаемом от льда пространстве с конца осташковского времени—начала голоцена накапливаются аллювиальные, озерные, аллювиально-озерные, морские, аллювиально-морские, золовые, элювиальные и элювиально-делювиальные отложения, с начала интенсивного освоения территории – техногенные образования.

Одним из дискуссионных вопросов является характер четвертичных оледенений на указанной территории. Существуют альтернативные представления о формировании ледников в Баренцевом и Карском морях и их влиянии на оледенение Кольского полуострова. Одни из исследователей справедливо полагают, что центры оледенений находились на суше и ледники спускались в море, при этом в какие-то моменты Белое море переставало существовать как водоем и полностью было заполнено льдом. В центре же Баренцева моря существовало Ледовитое море, располагающееся между ледников (Г. Г. Матишов, Г. А. Тарасов, В. Я. Евзеров и др.). Другая альтернативная точка зрения была высказана М. Г. Гроссвальдом и его сторонниками и указывает на формирование Панбаренцевоморского ледникового щита (в последнее время Панарктического), который наступал на сушу, в частности на Кольский полуостров, вплоть до Хибин. Эту точку зрения разделяют и большинство норвежских исследователей, хотя при этом именно в Норвегии прекрасно разработана схема дегляциации Скандинавского

ледника в позднем плейстоцене—голоцене. Наконец, ряд ученых вообще настаивает на отсутствии оледенения как такового.

Не вдаваясь в дискуссию, укажем, что материалы последних лет, особенно полученные при морских геологических исследованиях, позволили в кернах четко установить последовательное напластование ледниковых (континентальных) и ледниково-морских и ледниково-озерных отложений, их минералогические и гранулометрические отличия, а также получить целостную картину дегляциации Скандинавского щита с образованием остаточных морских (Балтийское и Белое моря) и озерных (Ладожское, Онежское) бассейнов. Не менее четко позволяют оценить историю геологического развития в неоплейстоцене и понять динамику ледников, в том числе и направление их движения данные о краевых комплексах на суше. Наконец, полученные датировки о появлении морских бассейнов в южной части Горла Белого моря уже в аллереде никак не способствуют пониманию всеобщего оледенения с северных широт. О миграции ледников со стороны Кольского полуострова говорит и факт наличия кольского обломочного материала в моренах вплоть до Мурманской банки, после чего он пропадает и заменяется песчаниками и сланцами с северных островов.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

В основу карты полезных ископаемых положена карта полезных ископаемых листа «Кировск» Госгеолкарты-1000/2. Проведена ее актуализация с учетом материалов ГИС-Атласа по Северо-Западному ФО, карт и монографии «Недра Северо-Запада Российской Федерации», 2003 [107], фондовых и литературных материалов, балансов запасов полезных ископаемых 2008 и 2009 гг., актуализированных паспортов ГКМ по Мурманской области. Используются также Карта минерально-сырьевой базы Северо-Западного федерального округа региона масштаба 1 : 500 000 [248], фондовые и литературные материалы, а также материалы изданных листов Госгеолкарты-200.

На карте показан 341 объект полезных ископаемых (месторождения, рудопроявления, пункты минерализации), отражены положение, размерность и освоенность месторождений, запасы, по которым утверждены ГКЗ или ТКЗ, а также показаны наиболее типичные для данной геологической обстановки рудопроявления и пункты минерализации по состоянию на 1.01.2009 г. При обобщении обширного материала по полезным ископаемым была проведена типизация рудных объектов по возрасту, геологической обстановке, генезису и ассоциациям сопутствующих элементов.

На территории листа проявлен многоэтапный и своеобразный тип мигрирующей эволюции региона – от раннего докембрия до фанерозоя. Ведущие для этой территории полезные ископаемые представлены комплексными месторождениями лития, ниобия, тантала в редкометалльных пегматититах (Колмозерское), многочисленными крупными месторождениями кианита (Червурта, Шуурурта и др.), а также месторождениями алмазов (Ломоносовское и Трубка им. В.П. Гриба). Известны также месторождения амазонита и аметиста.

ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ТОРФ

Число торфяных месторождений на территории листа очень велико, в связи с чем на карте выделены лишь наиболее крупные из них (38 месторождений), площадь промышленной продуктивности которых превышает 1000 га. В Мурманской области торфяные месторождения сосредоточены в верховьях рек Поной, Варзуга и их притоков, например, Чальмны Варра (П-2-1) площадью в промышленной границе залежи торфа более 39 тыс. га, Варзугское

(II-2-5) площадью более 45 тыс. га, Взводное (I-1-20) площадью около 70 тыс. га, Юзовское (II-1-2) площадью около 75 тыс. га. Указанные четыре месторождения с запасами торфа 540,5 млн т составляют 60 % общих запасов торфа по области. Выявленные и учетные запасы торфа относятся к категории прогнозных [263]. Торфяные залежи приурочены к болотам верхового, переходного, реже низинного, типов. Мощности залежей непостоянны. Степень разложения торфа колеблется от 10 до 65 %, преобладает торф со степенью разложения 25–30 %, зольность колеблется от 1,4 до 75,5 %. Торфяники пнистые и безпнистые, часть из них находятся в зоне вечной мерзлоты. В настоящий момент добыча торфа в Мурманской области не ведется.

В Архангельской области месторождения торфа сосредоточены в Холмогорском и (бульшая часть) Приморском районах. Из 29 крупных месторождений на балансе числится четыре резервных – Северодвинское (VI-5-14), Рикасиха (VI-5-21), Бережное (VI-6-12), Дикое (VI-6-19) и восемь перспективных для разведки, по остальным подсчитаны прогнозные ресурсы [262].

По качественно-количественным показателям торф может обеспечить практически любое направление его использования в больших объемах (удобрение, топливо, химическая переработка и др.). Особое место занимают ресурсы торфа малой степени разложения, которые могут эффективно использоваться в качестве подстилки в животноводстве и птицеводстве, сырья для получения кормовых дрожжей и сахара, парниково-тепличного грунта, торфорассадных горшочков и торфоблоков, а также других видов продукции. Торфяные месторождения, ввиду своего поверхностного залегания, являются территориями со значительным потенциальным плодородием почвенных слоев и могут быть превращены в ценные сельскохозяйственные угодья. Торфяные залежи в долине р. Северная Двина занимают большие пространства. Месторождение Патреевский Мох (V-5-4) располагается к востоку от г. Архангельск, занимает площадь 5571 га, мощность полезной толщи 2,0–6,0 м, средняя 3,42 м, запасы по категории P_1 – 28 489 тыс. т (Реестр торфа, 1990). Состав торфов сфагновый, реже осоково-сфагновый. Тип залежи верховой, степень разложения 26 %, зольность 2,5 %. Торфяники могут быть рекомендованы промышленности как низкокачественное топливо и в качестве теплоизоляционного материала и подстилки.

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ЧЕРНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Железо, титан, ванадий. На территории листа известны немногочисленные рудные объекты железа и титана титаномагнетитовой мафитовой рудной формации (10 проявлений и пунктов минерализации), связанные с интрузиями основных и ультраосновных пород позднего архея вдоль юго-восточного продолжения Колмозерского зеленокаменного пояса. Здесь к массивам метабазитов-анортозитов приурочены ильменит-титаномагнетитовые руды. Как сопутствующий элемент, ванадий входит в состав титаномагнетитовых руд рудопроявлений (Магазин-Мусюр – I-2-6, Патчервундра – II-4-6 и др.). Наиболее представительны проявления Магазин-Мусюр и Куроптевское [107].

Проявление Магазин-Мусюр объединяет девять крутопадающих рудных тел в габбро-анортозитах длиной 150–1100 м, шириной 7–30 м, средней мощностью 13 м. Глубина распространения руд – не менее 300 м. Руды вкрапленные и сплошные. Ресурсы категории P_1 до глубины 100 м состоят из TiO_2 – 3,5 млн т, V_2O_5 – 300 тыс. т при средних содержаниях Fe раств. – 28,0 %, TiO_2 – 5,83 %, V_2O_5 – 0,5 %. Пригодными для производства титана могут быть сплошные руды с запасами 18–20 % от общего объема руд.

Проявление Куроптевское (I-3-1) представлено двумя рудными зонами. Первая из них прослежена на 2,8 км при ширине 20–50 м, вторая – на 2,3 км с характерными линзовидными утолщениями. Руды вкрапленные, гнездово-вкрапленные, сплошные. Прогнозные ресурсы категории P_2 до глубины 200 м составляют: TiO_2 – 2,8 млн т, V_2O_5 – 100 тыс. т при средних содержаниях Fe раств. – 34 %, TiO_2 – 8 %, V_2O_5 – 0,3 %. Ильменит-магнетитовые руды могут быть использованы для получения ильменитового концентрата и малотитанистого магнетитового концентрата с повышенным содержанием ванадия.

Объекты, в которых ванадий является главным рудным компонентом, представлены проявлением титаномагнетит-ильменитовых руд Ачерийокское (II-4-2). Приурочено рудопроявление к массиву архейских габбро-анортозитов цагинского позднелопийского комплекса, прорывающих гранат-биотитовые гнейсы понойской серии. Руды сингенетические, вкрапленные и гнездово-вкрапленные [268].

ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Медь является одним из самых распространенных рудных элементов на территории листа (известно 10 пунктов минерализации), но не образует промышленно значимых рудных объектов. Наибольшее число пунктов минерализации меди приурочено к раннепротерозойским образованиям Имандра-Варзугской грабен-синклинали. Все они относятся к медно-серноколчеданной формации. Отмечается повышенная меденосность метасадков и вулканитов ятулийского надгоризонта и в частности умбинской свиты (пункты минерализации Река Юзия – II-1-5, Среднеюзинское – II-1-6, Ручей Канов – II-1-9 и др.). Характерной особенностью умбинских вулканитов является связь с ними пунктов минерализации самородной меди, которые по своему генезису рассматриваются как постмагматические гидротермальные.

Свинец и цинк. Полиметаллическая минерализация на территории развита ограниченно, по своим масштабам достигая уровня проявлений (пять пунктов минерализации и рудопроявление Орловский Маяк – II-6-2). Все они представляют собой карбонатно-кварцевые жилы с комплексной медно-полиметаллической специализацией палеозойского возраста, локализованы в раннепротерозойских породах Усть-Понойского прогиба и относятся к свинцово-цинковой жильной формации.

Никель. На площади листа известно восемь пунктов минерализации в небольших интрузиях ультрабазитов в зоне сочленения Имандра-Варзуг-

ского прогиба и Терского зеленокаменного пояса (район оз. Сергозеро). Никелевая минерализация связана с массивами габброноритов, перидотитов и пироксенитов (Подземельный, Фалалей), габбро-верлитов (массив Фомкина Ручья и др.) [138].

Молибден. Известно два пункта минерализации и рудопроявление Многолюдинское (II-2-15), относящиеся к молибденовой грейзеновой формации. Проявление Многолюдинское приурочено к западному контакту Стрельнинского гранитного массива. Рудные тела локализованы в узле пересечения северо-западных и субширотных разломов. Вкрапленное и прожилково-вкрапленное молибденовое оруденение связано с зонами кварц-микроклин-альбитовых метасоматитов мощностью 10 м, протяженностью 100–600 м по грейзенизированным гранитам. Рудные минералы представлены молибденитом, халькопиритом, пиритом, реже пирротином. Содержание молибдена 0,006–0,2 %. Бериллий также входит в состав руд проявления Многолюдинское [221]. Рудным минералом является берилл.

Несколько пунктов молибденовой минерализации расположено вдоль южного продолжения Колмозерской структурной зоны в позднеархейских интрузиях.

Вольфрам. Вольфрамовая минерализация представлена ограниченно. В Имандра-Варзугской структуре и ее обрамлении известен пункт минерализации II-3-10. Ведущим генетическим типом оруденения являются кислотные фации метасоматитов. Изредка вольфрам присутствует в составе комплексных руд с другими главными полезными ископаемыми.

РЕДКИЕ МЕТАЛЛЫ И РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Литий. В северной части листа расположено редкометалльно-литиевое месторождение Колмозерское (I-2-2) формации редкометалльных пегматитов, которое является крупнейшим по запасам лития в России [221]. В пределах месторождения выявлены 12 пегматитовых жил, расположенные кулисообразно и приуроченные к трещинам скалывания в габбро-анортозитах массива Патчемварек. Месторождение разделено разрывным нарушением на два участка: Большой и Малый Патчемварек [107]. Первый из них представлен девятью пегматитовыми жилами, образующими жильные зоны; второй объединяет три жилы в висячем боку интрузии габбро-анортозитов.

Морфологически жилы пегматитов представляют собой хорошо выдержанные пластообразные и линзообразные тела длиной от 500 до 2800 м и мощностью от 1–2 до 70 м, постепенно выклинивающиеся с глубиной. В настоящее время Колмозерское месторождение разведано до глубины 550 м. Жилы характеризуются сравнительно однородным минералогическим составом. Они состоят из кварца (25–40 %), микроклина (10–30 %), сподумена (15–20 %), альбита (20–30 %) и мусковита (1–5 %). Из других минералов наблюдаются апатит, гранат, спессартин, берилл, танталит-колумбит, фосфаты марганца и железа и сульфиды.

Сподумен присутствует в виде вытянутых уплощенных кристаллов размером от нескольких миллиметров до 1 м и более. Содержание Li_2O 5,5–

6,5 %. Берилл в основном мелкокристаллический с преобладанием зерен размером 0,5–2 мм. Содержание BeO в бериллах 11–13 %. Среднее содержание Li₂O по 11 жилам, вошедшим в подсчет запасов, – 5,04 %, BeO – 0,036 %, Ta₂O₅ – 0,009 % и Nb₂O₅ – 0,011 %. Из руд получены сподуменовый, танталит-колумбитовый и берилловый концентраты.

По Колмозерскому месторождению ГКЗ утверждены запасы Li₂O по категориям А + В + С₁. Запасы попутных компонентов подсчитаны в контурах утвержденных запасов сподуменных руд. Утверждены запасы Nb₂O₅, Ta₂O₅ и BeO.

Цирконий, иттрий. С сахарйокским комплексом щелочных и нефелиновых сиенитов и массивами щелочных гранитов кейвского комплекса связаны проявления редкометалльных Y-Zr руд, известные только в центральной части Кольского полуострова (Кейвский рудный район) и не имеющие аналогов в России и за рубежом. Становление массивов этих комплексов происходило в период 2,56–2,67 млрд лет.

Оруденение проявление Сахарйок – I-1-19 [221] локализовано в краевых частях тел нефелиновых сиенитов, подвергшихся постмагматическим изменениям (альбитизации, цеолитизации), и представлено вкрапленностью циркона, бритолита, пирохлора. Общая протяженность рудной зоны 2,5 км при ширине 50–100 м на флангах и до 900–950 м в центральной части. В нефелиновых сиенитах локализованы восемь рудных тел длиной от 400 до 1540 м, мощностью от 15 до 100 м. Тела представлены бритолит-цирконовыми и цирконовыми рудами. Выделяются два типа оруденения: иттриево-циркониевое и циркониевое. В рудах постоянно присутствует пирохлор, являющийся главным носителем ниобия.

По рудному полю подсчитаны прогнозные ресурсы по категориям Р₁ и Р₂ до глубины 300 м. Прогнозные ресурсы редких металлов Сахарйокского проявления по категории Р₁ (тыс. т) составляют: ZrO₂ – 3453,7; Y₂O₃ – 126,7; Nb₂O₅ – 279,4; La₂O₃ + CeO₂ – 523,3 [107]. Промышленную ценность представляют иттриевые руды – 41,7 млн т руды с содержанием Y₂O₃ 0,063 %, ресурсы (Р₁) – 26,3 тыс. т Y₂O₃; мощность рудных тел – до 30 м, протяженность – до 1250 м.

Технологические исследования показали возможность эффективного извлечения иттрия из бритолитового концентрата. Также большую ценность представляет нефелин-полевошпатовый концентрат.

С массивами щелочных гранитов кейвского комплекса связаны проявления циркониево-иттриево-ниобиевых руд в зонах контактовых метасоматитов микроклин-альбит-кварцевого состава. Метасоматиты локализованы в зонах разломов, которые, по-видимому, являлись подводными каналами внедрения гранитной магмы. Содержания полезных компонентов в наиболее крупном и перспективном рудопроявлении Юмперуайв (I-1-3) составляют: ZrO₂ – 0,9 %, Y₂O₃ – 0,05 %, Nb₂O₅ – 0,03 % [222].

РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ (БЕЗ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ)

Проявления Ельскозерской группы (I-1-22–I-1-24), Тапперйок (I-1-1) и Пессарьок (I-1-12) и др. относятся к формации редкометалльных пег-

матитов (восемь проявлений). Они связаны с кустами пегматитовых жил в районе Кейвского хребта [225]. Амазонитовые жилы, содержащие редкоземельные минералы, имеют форму вытянутых линзовидных или извилистых тел средней длиной 100–200 м при мощности от 0,3 до 8 м. Главными минералами жил являются микроклин, амазонит, альбит и кварц. Редкоземельные и редкометалльные минералы представлены гадолинитом, фергусонитом, эшинитом, циртолитом, сфеном, чевкинитом, роуландитом; распределение их в жилах очень неравномерное.

В верховьях р. Пессарьёк рудопроявление приурочено к пластовой пегматитовой жиле длиной 120 м и мощностью от 1–2 м, залегающей среди гранато-биотитовых, биотито-амфиболовых гнейсов и амфиболитов понойской серии [200]. Простирается жила северо-западное под углом 300°, падение на северо-запад под углом 25–80°. Берилл в основном сосредоточен у лежачего бока жилы в зоне мощностью от 5–10 до 15–25 см. Размер кристаллов берилла варьирует от долей миллиметра до 8–10 см в длину и 2 × 2 см в поперечнике.

БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Золото. На территории листа известны два проявления и 37 пунктов минерализации золота. Все рудные объекты приурочены к архейским зеленокаменным структурам и протерозойским прогибам и относятся к золото-сульфидной и золото-кварцевой малосульфидной рудным формациям. Большая их часть локализована в Имандра-Варзугской минерагенической зоне [246, 259], где они связаны с процессами средне-низкотемпературного метасоматоза. Содержания золота в главных разновидностях метаморфических пород и развитых по ним метасоматитах приведены в табл. 10.

Проявления золото-сульфидной формации. На площади Сергозерского потенциального рудного узла к ней относится рудопроявление Ворговый (II-2-10), приуроченное к региональной зоне сочленения позднеархейского Терского зеленокаменного пояса с раннепротерозойским Имандра-Варзугским рифтогенным прогибом. Вмещающие оруденение породы имандровской серии представлены переслаиванием углеродистых филлитов, метаалевролитов и туффитов, метаморфизованных в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций. Магматические образования представлены дайками и силлами базитов и ультрабазитов. Рудная залежь приурочена к зоне тектонического контакта лопийских и карельских образований. Золото и сопровождающая рудная минерализация приурочена непосредственно к зоне складчато-разрывных дислокаций, в строении которой принимают участие надвиги и разнопорядковые асимметричные складки. Мощность рудной залежи колеблется от 8 до 30 м, ее протяженность составляет не менее 1,5 км. Интенсивно проявлены околорудные метасоматические процессы графитизации, альбитизации, турмалинизации, серицитизации и окварцевания. Золотое оруденение связано с графит-мусковит-кварцевыми метасоматитами. В этой зоне сульфидно-кварцевые жилы и прожилки образуют штокверк. Насыщенность кварцевыми прожилками в среднем 5–7, до 30 %.

Таблица 10

**Среднее содержание золота (г/т) в породах Стрельнинско-Пулоньского
и Сергозерского ПРУ**

Петрографические типы пород	Количество проб*	Среднее содержание без учета аномально высоких	Содержания > 1 г/т в единичных пунктирных бороздовых пробах
Участок Пулоньский			
Метавулканы кислого и среднего состава пялочной толщи	13	0,001	
Амфиболиты	24	0,003	
Плагиоклаз-амфиболовые метасоматиты	6	0,08	
Гранат-клиноцоизит-роговообманковые метасоматиты	4	0,002	
Кварц-эпидотовые и кварцевые метасоматиты и сопряженные кварц-полевошпатовые жилы	18	0,07	
Кварцевые жилы, прожилки, штокверки со сливным обохренным кварцем	20	0,224	1,27 3,11 4,6
Кварц-полевошпатовые метасоматиты	5	0,02	
Участок Варзугский			
Метавулканы кислого состава серговской толщи	7	0,004	
Хлорит-карбонатные листвениты, реже актинолитовые и биотит-хлоритовые пропилиты	3	0,003	
Пирит-графит-биотит-кварцевые, графит-биотит-мусковитовые, иногда сульфид-кварцевые метасоматиты	14	0,07	4,27 10,6 27,0
Амфибол-плагиоклаз-эпидотовые и кварц-эпидотовые метасоматиты	1	0,0086	
Биотит-гранат-роговообманковые метасоматиты	4	0,0046	
Графит-микроклин-плагиоклазовые и кварц-полевошпатовые метасоматиты	14	0,02	
Биотит-гранат-силлиманит-кварцевые метасоматиты	4	0,005	
Жедрит-гранат-биотитовые, гранат-куммингтонитовые метасоматиты	2	0,002	
Карбонат-клиноцоизит-диопсидовые, реже гранат-роговообманковые метасоматиты	4	0,01	

* Пробы проанализированы методом атомной абсорбции.

Содержание золота в пробах до 3 г/т. Пробность золота 893–942, содержание серебра в золоте – 5,4–10 %. Размерность золотых частиц составляет 0,003–0,3 мм, реже 0,5–1 мм. Совместно с золотом распространены рудные минералы: пирротин, пирит, халькопирит, галенит, сфалерит, арсенопирит, пентландит, реже молибденит, кобальтин и др. Содержание сульфидов в рудах достигает 5–7 %. Мощность рудной залежи колеблется от 8 до 30 м, ее протяженность составляет не менее 1500 м. Прогнозные ресурсы P_2 составляют 28 т [259].

В результате проведенных работ были получены новые данные, расширяющие перспективы Сергозерского ПРУ.

Пункт минерализации Кривецкий (II-1-24) приурочен к южному флангу Терского зеленокаменного пояса. Рудообразующими являются высокодифференцированные зональные метасоматические тела сложного строения. В их составе выделяются метасоматиты основного состава (силлиманит-гранат-биотитовые, гранат-жедритовые, гранат-роговообманковые), кислые (кварцевые, диопсид-кварцевые, мусковит-кварцевые с графитом), карбонатные с диопсидом. Содержания золота связаны с мусковит-кварцевыми разновидностями с графитом, пиритом, арсенопиритом, пирротином и достигают 3 г/т. Видимая мощность метасоматического тела – 40 м, суммарная мощность золоторудных разновидностей в его составе – 8 м.

Проявления золото-кварцевой малосульфидной формации. В пределах Стрельнинско-Пулоньского ПРУ известно рудопроявление Участок Олений (III-4-3). Оно приурочено к узкой межкупольной структуре между Пулоньским и Лиходеевским гранито-гнейсовыми куполами, сложенной биотитовыми и амфиболовыми сланцами пялочной толщи имандровской серии верхнего лопия и прорывающими их, многочисленными телами и дайками габбро-амфиболитов. В районе рудопроявления расположены два крупных (Северный и Южный) массива и ряд более мелких интрузий основных пород, представленных габброамфиболитами, реже метаперидотитами или амфиболовыми габбродиоритами. Контактные части интрузивных тел смяты в изоклинальные складки. В большинстве случаев наблюдаемые контакты сланцев и основных интрузивов тектонические. Выделены четыре субмеридиональные зоны интенсивного метасоматического преобразования по породам пялочной толщи протяженностью не менее 4–5 км при мощности 20–120 м. Форма метасоматических тел линзовидная, жиллообразная, реже неправильная. Геологическая позиция метасоматитов определяется центральной (осевой) частью межкупольного прогиба, в которой породы интенсивно рассланцованы и смяты. В обрамлении метасоматических тел вмещающие породы также значительно изменены, наблюдается окварцевание, полевошпатизация, ослюденение.

Метасоматиты образуют систему субпараллельных ветвящихся тел. В их осевых частях расположены золотоносные кварцевожилвные зоны с пирит-пирротин-халькопиритовой минерализацией, а краевые зоны представлены амфибол-плагиоклазовыми метасоматитами. Метасоматиты в своей последовательности образования представлены следующими фациями: амфибол-плагиоклазовые, биотит-амфиболовые, эпидот-гранат-кварцевые и другие кислые метасоматиты, а также сопряженные с ними жилы полевошпатового, полевошпат-кварцевого и кварцевого составов.

На рудопроявлении Участок Оленный (III-4-3), первоначально золото было обнаружено в шлихах из аллювиальных отложений р. Пулоньга и ее притоков. Содержание золота в шлихах варьирует от 0,001 до 2 г/т. Об особенностях самородного золота в районе рудопроявления уч. Оленный можно судить по данным опробования рыхлых отложений. Золото в шлихах окатано слабо или неокатано, что указывает на близость коренных источников. Самородное золото наибольшие концентрации образует в аллювиальных и флювиогляциальных отложениях, пространственно приуроченных к области развития пород пялочной толщи. Размер зерен золота варьирует от 0,05 до 4 мм, преобладает класс 0,1–0,2 мм. Самородное золото в основном комковатое низкой и высокой сферичности, реже уплощенное таблитчатое, пластинчатое, листоватое. Отмечались единичные зерна с фрагментами кристаллических форм и дендритовидные, уплощенные выделения. Довольно редко отмечались сростки с кварцем, эпидотом, мусковитом и зерна золота в «рубашке» из гидрокислов железа. Установлено, что по химическому составу самородное золото изменяется с запада на восток. В этом направлении отмечается увеличение пробыности самородного золота.

Прогнозные ресурсы этого объекта ранее не оценивались. Содержание золота на этом рудопроявлении достигает 4,5 г/т [259], что подтверждено результатами опробования авторов настоящей работы. Методом ААС (атомно-абсорбционный анализ) проанализировано 72 пробы на золото. К золотосодержащим относятся разновидности сливного, крупнокристаллического полупрозрачного обохренного кварца, иногда с сульфидной минерализацией. Преобладают содержания от 0,001 до 0,006 г/т золота, в единичных случаях от 1–3 г/т. Максимальное содержание золота – 4,6 г/т.

В пределах Стрельнинско-Пулоньского ПРУ изучены пункты золоторудной минерализации Лесной (II-2-11) и Хирвасный (II-2-13), приуроченные к северному обрамлению Верхне-Стрельнинского гранитного купола. Ядерную часть этой структуры слагают щелочные граниты пурначского комплекса, обрамленные метаморфизованными кислыми и основными метавулканитами пялочной толщи имандровской серии верхнего лопия, контактирующие на севере с метаандезибазальтами сейдореченской свиты стрельнинской серии нижнего протерозоя. Архейские и протерозойские породы прорваны многочисленными телами метаморфизованных габброидов (габброамфиболиты, габброперидотиты, габбродиориты).

Условия регионального метаморфизма соответствуют границе эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций повышенных давлений [97, 259]. Наиболее распространенные метасоматиты обладают чертами постметаморфического происхождения. Большая часть метасоматических тел локализована вблизи контакта гнейсогранитов Верхне-Стрельнинского купола, а также вдоль контактов и по простиранию даек метагабброидов, преимущественно по породам пялочной толщи.

Метаморфогенные метасоматиты представлены ассоциациями основных и кислых фаций. В мощной зоне, тяготеющей к Стрельнинскому куполу, основные метасоматиты представлены крупнозернистыми мусковит-биотитовыми слюдами, нередко с гранатом. С ними связаны постепенными переходами кислые, мелко- и среднезернистые кварцевые и мусковит-кварцевые метасоматиты с гранатом. Мощность зон кислых и ос-

новых метасоматитов в пределах таких тел составляет от первых до десятков метров.

Метасоматическая зональность в телах, приуроченных к дайкам метагабброидов, имеет другой характер. В наиболее полном виде осевая часть таких тел представлена зоной прожилкового штокверкоподобного окварцевания, где образуются жилы и прожилки молочно-белого, серого и желтоватого кварца, иногда с вростками роговой обманки или антофиллита и многочисленными реликтами вмещающих пород и основных метасоматитов. Последние обрамляют осевую зону и представлены гранат-роговообманковыми, цоизит-роговообманковыми, актинолитовыми метасоматитами и слюдитами. Мощность отдельных зон в таких телах составляет от десятков сантиметров до 5–8 м.

Тела слюдястых метасоматитов, содержащие значительное количество кислых (кварцевых, мусковит-кварцевых) разностей и участки прожилкового штокверкоподобного окварцевания, прослежены на 4–5 км при мощности выходов до 100–120 м.

Методом ААС (атомно-абсорбционный анализ) проанализировано 96 проб на золото. Характер распределения золота на пунктах минерализации Лесной и Хирвасный одинаков. Подавляющее большинство проб вмещающих пород характеризуются содержаниями золота меньше порога чувствительности анализа ($<0,002$ г/т). Значимые содержания от 0,002 до 0,004 г/т отмечены в измененных роговообманковых сланцах по интрузиям габбро-амфиболитов и в перекристаллизованных биотитовых сланцах пялочной толщи. На этом фоне достаточно отчетливо относительно повышенными содержаниями золота выделяются метасоматиты. Эти концентрации превышают фоновые в 3–5 раз. Наиболее высокие концентрации золота (0,005–0,025 г/т) приурочены непосредственно к эндо- и экзоконтактам интрузий габброамфиболитов и связаны с зонами прожилково-штокверкового окварцевания.

Платина и элементы платиновой группы. Месторождения и многочисленные проявления платиновой минерализации сосредоточены в расщелинных интрузиях перидотитов–габброноритов Панско-Федоровских Тундр раннесумийского плутонического комплекса. Все они расположены на территории смежного листа Q-36, где находится большая часть этого интрузивного комплекса. На территории листа известны только геохимические аномалии платиноидов.

По данным геологосъемочных работ масштаба 1 : 50 000 [259], повышенными фоновыми содержаниями платиноидов (Pt – 0,01–0,06 г/т, Pd – 0,001–0,03 г/т) отличаются габбро-амфиболиты Пялочноозерского массива калевийского возраста. Геохимические аномалии Pt (0,1–0,2 г/т) установлены в этих породах в среднем течении р. Чапома (1 км ниже устья руч. Казачий, III-3-4) и на левом берегу р. Пулоньга, III-4-4, III-4-5 (1 км северного участка Олений). Повышенные содержания Pt (0,01–0,03 г/т) были установлены при этих работах также в габброидах юго-восточной части Пялочноозерского массива при опробовании керна картировочных скважин; максимальные содержания Pd при этом низкие (0,001 г/т). Однако при опробовании поверхностных выходов габброноритов этого участка

с использованием атомно-абсорбционного анализа содержания платины, превышающие 0,01–0,02 г/т, не обнаружены, в том числе и в сульфидных концентратах.

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ОПТИЧЕСКИЕ МАТЕРИАЛЫ

Кварц оптический. На площади листа в Кейвской структуре и ее обрамлении известно большое количество кварцевых жил кварцевожильной формации, залегающих среди сланцев и гнейсов кейвской серии и щелочных гранитов. Наибольшая их концентрация наблюдается в полосе развития метасоматически измененных гнейсов. Здесь они образуют кусты, состоящие из 5–30 и редко более жил. Длина жил от 10 до 700 м, средняя мощность 5–8 м, максимальная – 40 м. На территории известно восемь проявлений. В некоторых из этих кустов имеются жилы, сложенные кварцем, пригодным для варки оптического стекла. К ним относятся рудопроявления: Песцовая Тундра (I-1-9), Анкуруэй (I-1-10), Воргельурта (I-1-11), Западный Серповидный (I-1-16) [143, 225].

Жилы этих проявлений, как правило, согласные с простиранием вмещающих пород. Обычно они состоят из белого кварца, который почти не содержит минеральных включений и сравнительно слабо загрязнен гидрוליмонитом. Содержание P_2O_5 в кварце колеблется от 0,002 до 0,009 %. Проведенные технологические испытания показали, что кварц с содержанием P_2O_5 не более 0,003 % является ценным сырьем для производства оптического стекла. Рудопроявление Анкуруэй расположено на хр. Песцовая Тундра, к востоку от ущелья Анкуруэй [143]. Здесь на площади около 4 км², среди мусковитовых кварцитов, двуслюдяных и мусковитовых сланцев, выявлены 24 кварцевые жилы длиной от 10 до 200 м и мощностью от 0,5 до 6 м. Большинство жил залегают согласно с вмещающими породами. С поверхности жилы нередко разрушены и превращены в элювиальные россыпи. Кварц, слагающий жилы, полупрозрачный или молочно-белый грубозернистый, почти без минеральных включений. На основании химических анализов установлено, что кварц по содержанию P_2O_5 отвечает кондициям на оптическое стекло. Кварцевые жилы этого рудопроявления, так же как и других, показанных на карте, не имеют промышленной оценки. Однако сопоставление их с известными месторождениями ставит эти участки в число объектов, пригодных как для производства оптического стекла, так и керамических изделий.

ХИМИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

Пирит, пирротин (серный колчедан). На территории листа известны 12 пунктов пиритовой и/или пирротиновой минерализации. Последние вынесены на карту главным образом в северо-восточной части листа как поисковый признак на рудные объекты металлов (в первую очередь, золота).

Серноколчеданные руды входят также в состав пунктов минерализации в ассоциации с золотом, медью, железом, графитом. Эти объекты, как правило, приурочены к зонам метасоматитов, в которых интенсивно проявлены кислотные фации с предшествующими пропилитами и/или среднетемпературными основными метасоматитами.

Барит. На территории листа баритовая минерализация проявлена слабо. На карте показано одно проявление Кицкое (III-2-5) баритовой жильной формации. Жилы барита Кицкого проявления встречены в среднем течении р. Верхняя Кица [152]. Площадь этого участка сложена двуслюдяными и биотитовыми гнейсами и сланцами лопия. На участке выявлено пять баритовых жил, обнажающихся на берегах р. Кица. Прослеженная длина баритовых жил от 8 до 40 м, мощность от 2–3 до 60–80 см. Форма жил неправильная, простирание невыдержанное, характерны частые пережимы и раздувы. Строение баритовых жил зональное. По периферии, в призальбандовых частях, наблюдаются оторочки до 20 см мощностью, сложенные кварцем и баритом с прожилками и гнездами флюорита и мелкими обломками вмещающих пород; осевые части жил выполнены мономинеральным баритом.

Барит во всех жилах однородный. Цвет его молочно-белый или бледно-розовый. Содержание барита в жилах колеблется от 89,93 до 92,05 %, среднее 90,84 %. Удельный вес его равен 4,2. Вредными примесями в барите являются кварц (4,67–6,79 %), а также присутствующие в незначительных количествах флюорит, кальцит, окислы железа и алюминия; спектральным анализом обнаружены стронций, следы меди, платины, золота. Таким образом, жилы Кицкого рудопроявления отличаются высоким содержанием барита, который по своим качествам удовлетворяет требованиям, предъявляемым химической промышленностью. Однако малые запасы жил (400 т по категории С₂), находящихся в отдаленном неосвоенном районе, обуславливают нерентабельность их разработки [219].

МИНЕРАЛЬНЫЕ УДОБРЕНИЯ

Апатит. Известен один пункт апатитовой минерализации (II-2-9), приуроченный к массиву габброидов Фомкин Ручей в зоне сочленения карелид Имандра-Варзугского прогиба и Терского зеленокаменного пояса. Апатитовая минерализация связана с зоной слюдитов, наложенной на породы массива. Промышленного интереса не представляет.

КЕРАМИЧЕСКОЕ И ОГНЕУПОРНОЕ СЫРЬЕ

Кварц. Этот вид полезных ископаемых представлен пунктами минерализации Губа Орловка (II-6-3) и Ручей Шушпаш (II-6-4) (кварцевые штокверки, карбонат-кварцевые жилы) в лопийских образованиях обрамления Усть-Понойской структуры и позднелопийских гранитоидов Понойского комплекса.

ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТЫЕ МАТЕРИАЛЫ (КИАНИТ)

Кианит. На площади листа показано 22 месторождения кианита. Все они расположены в Мурманской области, в пределах Кейвского рудного района. На балансе с запасами, утвержденными ГКЗ, числятся пять месторождений, по остальным запасы утверждены ТКЗ. Все месторождения кианита относятся к Государственному резерву.

Среди червуртской свиты кейвской серии выделено три пачки кианит-содержащих пород, которые в свою очередь подразделяются на горизонты. Распределение кианита неравномерно. Промышленный интерес представляет первый горизонт нижней продуктивной пачки, характеризующийся наличием богатых кианитсодержащих пород. Ширина их выходов меняется от нескольких метров до 80–100 м и редко более. В средней и верхней пачках содержание кианита уменьшается, тогда как содержание ставролита, плагиоклаза, слюды и других минералов заметно возрастает.

По морфологии кианита руды подразделяются на три промышленных типа: 1) параморфические, 2) конкреционные, 3) радиально-лучистые и волокнистые [225]. Между ними наблюдаются взаимные переходы. Параморфические сланцы характеризуются наличием белых параморфоз кианита по андалузиту (хиастолиту). Содержание кианита в них колеблется от 27 до 38 %, увеличиваясь иногда до 50–60 %. Количество примесей (ставролита, ильменита, рутила, сульфидов) не превышает 2–3 %, слюды около 5 %. Остальную массу составляет кварц и в меньшем количестве плагиоклаз. Руды этого типа встречены на месторождениях Безымянное (I-2-12) и Воргельурта (I-2-5). Ко второму типу руд относятся конкреционные кианитовые сланцы, содержащие агрегаты кианита шаровой и веретенообразной формы размером от 1 до 5 см, редко более. В этих рудах среднее содержание кианита составляет 30–34 %, слюды – 4–5 %, остальное – кварц, ставролит, плагиоклаз и другие примеси. Конкреционные сланцы отмечены на месторождениях Тавурта (I-2-7) и Тяпыш-Манюк (I-2-8).

Ко второму типу руд также относятся конкреционные кианитовые сланцы месторождения Новая Шуурурта (I-3-4), содержащие агрегаты кианита шаровидной и веретенообразной формы, размером от 1 до 5 см в диаметре. Рудное тело прослежено по простиранию на 5 км, при мощности 130–160 м. Содержание кианита по месторождению меняется от 33,2 до 43,2 %, составляя в среднем 42,44 %.

Содержание кианита в радиально-лучистых и волокнистых сланцах, являющихся третьим типом руд, колеблется в широких пределах (15–50 %) и в среднем составляет 30–40 %. Содержание примесей (ставролита, ильменита, рутила) не превышает 2–3 %. Иногда в них встречаются сульфиды, содержание которых возрастает с глубиной. Этот тип руд наиболее широко развит на месторождениях Лыстурта (I-2-11), Червурта (I-2-13), Восточная Червурта (I-2-14), Большой Ров II (I-2-16), Кырпурта (I-2-17), Большой Ров I (I-2-18), Ягельурта (I-3-7), Шуурурта (I-3-5), Восточная Кырпурта (I-3-8), Северный Мальурдоайв (I-3-9), Мальурдоайв (I-3-10), Восточный Мальурдоайв (I-3-11), Нусса и Нусса III (I-3-14). Содержание кианита в рудах этого типа меняется от 25 до 50 %, составляя в среднем 31,9 %. Запасы по 22 месторождениям учтены Госбалансом РФ и составля-

ют по промышленным категориям 150 млн т и 450 млн т кианита по категории С₂ [107].

Кианитовые сланцы Кейвских месторождений по содержанию Al_2O_3 относятся к рудам, требующим обогащения. Выход концентрата различных типов кианитовых руд составляет 21,2–44,7 %. Содержание Al_2O_3 в концентрате 51–58 %, P_2O_5 – 0,60–2,92 %; TiO_2 – 0,40–2,4 %. Извлечение Al_2O_3 45,0–77,5 %.

Огнеупоры, изготовленные из кейвского кианитового концентрата, по всем показателям превышают все прочие высокоглиноземистые огнеупоры. Они обладают высокой шлакоустойчивостью, термостойкостью, сравнительно малой теплопроводностью, невысоким коэффициентом термического расширения. Высокоглиноземистый огнеупор из кейвского кианитового концентрата показал в ковше при разливке легированной стали высокую стойкость, превышающую стойкость шамотного кирпича в 2–2,5 раза. В лаборатории ВАМИ из кианитового концентрата был получен силумин.

АБРАЗИВНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Гранат. Гранат является одним из самых распространенных неметаллических полезных ископаемых на территории листа (шесть рудопроявлений и четыре пункта минерализации). Его многочисленные проявления связаны, как правило, с зонами среднетемпературных основных метасоматитов.

В районе Западных Кейв известны многочисленные проявления высококачественного абразивного граната, связанного с кварц-гранатовыми метасоматитами, залегающими среди мусковит-гранатовых и ставролит-гранатовых сланцев червуртской свиты кейвской серии. Среди них наблюдаются линзообразные и пластообразные продуктивные тела, в которых содержание граната достигает 20 %, реже 40–50 %. Протяженность таких тел колеблется от 100 до 600 м, мощность 10–15 м. Гранат представлен альмандином, кристаллы которого имеют форму ромбододекаэдров. Размер их колеблется от 2 до 25 см в диаметре. Иногда встречаются желваки зернистого агрегата альмандина в сростании с кварцем.

К числу перспективных относятся рудопроявления Тахлинтуайв (I-1-2), Макзабак (I-1-4), Ровозеро (I-1-8), Березовское II (I-1-15), и Березовское I (I-1-17). В литературе эти объекты нередко описываются как месторождения [225], однако детальная разведка на них не проводилась и запасы не утвердились, поэтому на карте они показаны как проявления.

Рудопроявление Тахлинтуайв [57] находится на вершине одноименной горы. Оно представлено слюдяно-гранатовыми породами, залегающими у нижнего контакта червуртской свиты. По простирацию они прослеживаются на 500 м при ширине 100 м. Мощность зоны, обогащенной гранатом, около 20 м. В этих породах наблюдается параллельное чередование зон слюдитов, мусковит-кварцевых и кварцитовидных пород. Мощность первых колеблется от 10 до 50 см, вторых – достигает нескольких метров. Гранат (альмандин) развит в виде хорошо образованных кристаллов размером до 6 см в диаметре. Товарный выход его из породы составляет в среднем 10 %. Подсчитанные запасы граната по категории С₂ составляют 150 тыс. т.

ГОРНОТЕХНИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

Асбест. На территории листа известен один тип асбестовых проявлений: амфибол-асбестовый, приуроченный к зонам метасоматической переработки в массивах серпентинизированных ультраосновных пород в Имандра-Варзугской структуре и ее обрамлении.

Примером может служить единственный пункт минерализации Сигозеро (II-4-7) [225]. В массиве ультраосновных пород выделены три участка, на которых развита сеть пересекающихся прожилков мощностью 0,5–2 см. На 1 пог. м наблюдаются 5–6, до 15 прожилков. В них тремолит-асбест с длиной волокна до 2 см ориентирован поперечно к прожилку. Продольно-волокнистая разновидность асбеста имеет волокна до 15 см. Прожилки приурочены к зонам тремолит-актинолитовых сланцев и амфиболизированных серпентинитов.

Мусковит. На территории листа известны два средних (Кулиокское I-1-14 и Многолюдинское III-2-1) и одно малое (Стрельнинское III-3-2) месторождения мусковита формации мусковитовых пегматитов, которые локализованы в раннепротерозойских образованиях стрельнинского комплекса пегматоидных гранитов и пегматитов и кулийокского комплекса щелочных гранитов – пегматитов.

Стрельнинский массив сложен гранит-аплитами, гранит-пегматитами, лейкократовыми гранитами и пегматитами. В экзоконтактах массива локализовано большое количество слюдоносных пегматитовых жил. В состав Стрельнинского пегматитового поля входит месторождение мусковита Многолюдинское (III-2-1). Месторождение расположено в верховье р. Вересовка – правого притока р. Стрельна [58]. Слюдоносные пегматиты локализованы в двуслюдяных гнейсах южно-кольского метаморфического комплекса. Пегматитовое поле (свыше 100 жил) расположено в ядре синформной складки, осложненной поперечными складками. Слюдоносные пегматиты приурочены к сводовым частям поперечных складок. Разведано пять слюдоносных жил. Протяженность жил – до 100 м, мощность – от 0,5 до 7,5 м, на глубину прослежены до 60 м. Жилы пегматитов дифференцированы, имеют зональное строение. Распределение мусковита в жилах гнездовое, более интенсивное в центральных частях жил. Мусковит рубинового цвета, размер пластин от 10 до 30 см в поперечнике. Минеральный состав пегматитов – микроклин, плагиоклаз, кварц, мусковит; второстепенные минералы – гранат, берилл, танталит, колумбит, циркон, турмалин, уранинит. Среднее содержание слюды составило 178,4 кг/м³. Определена пригодность мусковита для изготовления конденсаторной, шипаной, прокладочной слюды. Запасы месторождения составляют 1707 т по категории С₁ из них 944 т подтверждены колонковым бурением.

Месторождение Кулийокское (I-1-14) объединяет 78 пегматитовых жил, из которых 23 являются слюдоносными [57]. Пегматитовые жилы наблюдаются в мусковит-силлиманитовых и силлиманит-кианит-ставролитовых сланцах червуртской свиты кейвской серии. Длина жил изменяется от 13 до 150 м, мощность от 1 до 30 м. Жилы сложены кварцем, плагиоклазом, мусковитом, биотитом. Мусковит локализуется в висячем боку жил и в участках, обога-

ценных кварцем. Цвет слюды коричневый, с рубиновым оттенком. Для пегматитов Кулийокского месторождения характерно три типа ослюденения — гнездовый, зональный и равномерный. Из них преобладает первый. Размер пластинок мусковита меняется от 0,5–2 до 15–20 см. Всего по четырем участкам Кулийокского месторождения разведаны 23 слюдоносные жилы с балансовыми запасами слюды по категории C_1 515 т и по категории C_2 также 515 т. К забалансовым запасам отнесено 2500 т мусковита [57]. Все указанные месторождения не имеют промышленного значения.

Графит. Графитовая минерализация проявлена в Имандра-Варзугской протерозойской структуре и ее обрамлении. Два пункта минерализации, в состав которых входит графит, являются комплексными. Графитовая минерализация здесь ассоциирует с такими элементами как Pb, Zn, Au, Cu, Fe, Ni, Mo, U в зонах метасоматической переработки вмещающих сланцев и гнейсов и может служить поисковым признаком на эти элементы, в первую очередь — на золото. Оценка качества графита как перспективного на горнотехническое сырье не проводилась.

ДРАГОЦЕННЫЕ КАМНИ

Алмазы. Кимберлитовые породы Зимнебережного и Двинско-Пинежского районов характеризуются многими специфическими свойствами, отличающими их от классических кимберлитов Якутии и Африки. Здесь наблюдаются близкие по времени формирования (355–420 млн лет назад) разнообразные по составу тела кимберлитов, пикритов, мелилититов и пород промежуточного состава. Распространены преимущественно трубки взрыва, реже дайки и силлы. Размеры трубок составляют от 60 до 2000 м, их форма в плане меняется от изометричной до вытянутой.

Трубки кимберлитов прорывают слабо литифицированные терригенные отложения венда и перекрываются карбонатно-терригенными осадками верхнего и среднего карбона, а также четвертичными образованиями мощностью до 70 м [154].

В настоящее время в Зимнебережном алмазоносном районе и одноименном алмазоносном узле разведаны два промышленных месторождения алмазов — им. М. В. Ломоносова (IV-6-12) и им. В. П. Гриба (IV-6-5), 13 проявлений и 12 пунктов минерализации алмазоносной кимберлитовой формации [255]. Месторождение им. М. В. Ломоносова расположено в Золотицком кимберлитовом поле (ЗКП). В его состав входит семь трубок: Ломоносовская, Пионерская, Карпинского-1, Карпинского-2, Архангельская, Снегурочка с балансовыми запасами и Поморская с забалансовыми запасами [107]. Промышленный интерес представляют трубки Ломоносовская, Пионерская, Карпинского-1 и -2 и Архангельская. На них была проведена детальная разведка и подсчитаны запасы по категориям $B + C_1$ до глубины открытой отработки 460 м (на трубке Архангельская — до 660 м), ниже по перечисленным трубкам до глубины 660 м (а по Архангельской трубке до 940 м) подсчитаны запасы категории C_2 . По трубкам Карпинского-1–2, Ломоносовской, Пионерской до глубины 940 м подсчитаны прогнозные ресурсы по категории P_1 . Таким обра-

зом, подсчет запасов алмазов по категории C_2 выполнен на всех трубках Ломоносовского месторождения. Кондициями предусматривалось минимальное промышленное содержание 0,38 кар/т и открытый способ отработки до глубины 460 м. Балансовые запасы промышленных категорий алмазов месторождений Архангельской области составляют 18 % от общего объема запасов алмазов России [107].

Трубки локализируются в местах пересечения субмеридионального разлома с нарушениями восточной и субширотной ориентировки. Расстояние между трубками варьирует от 0,1 до 2,5 км. Площади трубок на уровне современного эрозионного среза изменяются от 0,2 до 35 га, для большинства трубок месторождения им. М. В. Ломоносова превышают 10 га. Мощность перекрывающих отложений колеблется от 20 до 54 м.

Породы принадлежат к глиноземистой серии, которая начинается кимберлитами и заканчивается беспироксеновыми оливиновыми мелилититами. На Ломоносовском месторождении кимберлитовые тела представляют собой типичные трубки взрыва обычно с хорошо выраженным расступом в верхней части. Уровень эрозионного среза на месторождении возрастает с юга на север, что устанавливается по отсутствию кратерной фации у Ломоносовской и Поморской трубок. Большинство кимберлитовых тел характеризуются сложным внутренним строением. В слабоэродированных трубках четко выделяются кратерная и жерловая части. Кратерная часть обычно сложена субгоризонтальными слоями осадочных пород с незначительной примесью магматического материала, туффинов, туфов и брекчий вмещающих пород. Жерловые части трубок выполнены столбообразными залежами ксенотуфобрекчий, автолитовых брекчий и собственно кимберлитов. Алмазонность всех трубок увеличивается в ряду: туфогенно-осадочные породы—ксенотуфобрекчии—туфы—автолитовые брекчии—кимберлиты.

Данные детальной разведки кимберлитовых трубок показывают, что содержание алмазов в вертикальном разрезе трубок зависит от количества ксеногенного материала вмещающих пород. Особенно низка алмазонность верхних слоев кратерных фаций. По мере снижения доли терригенной примеси возрастает количество алмазов, достигая максимума в автолитовых брекчиях. Последние чаще всего приурочены к центральным частям трубок, сменяясь к периферии ксенотуфобрекчиями. Поэтому в горизонтальных частях трубок максимальные концентрации алмазов тяготеют к центральным зонам диаметра. В кратерных фациях размеры кристаллов алмазов минимальны. Алмазы по крупности относятся к двум группам. Первая группа представлена крупными кристаллами не менее 2 мм, вторая — мелкими октаэдрическими зернами менее 1 мм. Эти разновидности алмазов бесцветны или окрашены в зеленовато-желтые и желтые тона. Включения представлены оливином, коэситом и хромшпинелидом. Они встречаются лишь в 0,6–2 % зерен.

Месторождение трубки им. В.П. Гриба открыто в 1996 г. при реализации совместного российско-канадского проекта [223, 154]. Трубка преимущественно расположена в пределах Верхотинского поля кимберлитов и мелилититов, в 25 км к северо-востоку от Ломоносовского месторождения. Трубка находится в приподнятом блоке фундамента, глубина залегания

которого составляет 1,2 км. В плане трубка имеет ромбовидно-округлую форму и размеры 470 × 460 м, характеризуется хорошо выраженным расступом кратерной части и юго-западным склоением жерла под углами 80–85°. Трубка прорывает отложения венда и перекрыта осадками среднего и верхнего карбона, четвертичными отложениями общей мощностью 65,8 м.

Кратерная часть сложена туфопесчаниками, туффитами, туфами, брекчиями средней мощностью 109 м. Жерло трубки выполнено ксенотуфобрекчиями и массивными кимберлитами с обилием глубинных нодулей (дуниты, перидотиты, эклогиты) и ксенокристаллами пироба, пикроильменита и хромдиоксида. Трубка вскрыта до глубины 501 м. В трубке им. В. П. Гриба кимберлиты относятся к железотитанистой серии, представленной рядом кимберлиты–мелилитовые пикриты. Эти породы являются максимально алмазоносными. Сопоставление особенностей, определяющих качество кристаллов – окраски, прозрачности, характера и масштаба развития дефектов, не показывает существенных различий между алмазами из трубок ЗКП и им. В. П. Гриба [154]. У них близки доли бесцветных и бледноокрашенных кристаллов – 80 %, высокопрозрачных индивидов – 31 %, отмечается большое количество кристаллов без трещин – 56 % и без включений – 34 %. Особенности кристаллов трубки им. В. П. Гриба являются высокое содержание алмазов с включениями хромшпинелидов, высокое содержание пластически деформированных кристаллов, преобладание кристаллов с сине-голубой и фиолетовой люминесценцией.

На побережье Белого моря было проведено мелкообъемное опробование современного аллювия на алмазы. По данным минералогического анализа, обнаружены минералы-спутники алмаза (пиробы, хромшпинелиды, оливины) и осколки алмазов.

В пределах Оленицко-Пялицкой алмазоносной зоны алмазы выявлены в трубках флогопитовых кимберлитов Терского Берега Белого моря на территории смежного листа Q-36. Среди них выделяются флогопитовые кимберлиты жерловой, кратерной и жильной фаций, а также взрывные брекчии флогопитовых кимберлитов. Наиболее полно они изучены в кимберлитовой трубке руч. Ермаковский. Из пробы весом 4 т выделено 76 обломков кристаллов.

ПОДЕЛОЧНЫЕ КАМНИ

Для территории листа характерно большое количество месторождений и проявлений разнообразных поделочных камней и коллекционного сырья, которые связаны с разновозрастными магматическими и метасоматическими комплексами. На карте показаны наиболее известные и перспективные из них.

Амазонит. Два месторождения и проявление амазонита формации редкометалльных пегматитов связано с пегматитами в районе Западных Кейв. Балансом учтено разрабатываемое месторождение Плоскогорское (I-1-21) [57], запасы которого утверждены ГКЗ в 1979 г. Месторождение расположено в 34 км северо-западнее пос. Краснощелье, в 6 км к северо-западу от

горы Вюнцпах. Оно представлено рядом пегматитовых жил, из которых промышленное значение имеет лишь одна. Перспективная жила № 19 залегает в биотит-амфиболовых гнейсах кейвской серии. Она прослежена по простиранию на 280 м, по падению — до 75 м. Мощность жилы варьирует от 14 до 25 м, на восточном фланге увеличиваясь до 50 м. Жила имеет зональное строение. Продуктивными являются породы кварц-альбитовой и собственно амазонитовой зон, которая прослеживается до глубины 19 м от поверхности. На глубине она сменяется кварц-альбитовой зоной с крупным кварцевым ядром. Содержание амазонита 60–95 %, блочность кондиционного камня до 1–2 м. Выход камня первого сорта — 1,08 кг/м³, второго сорта — 16,3 кг/м³, третьего сорта — 570 кг/м³, ювелирного амазонита — 1,1 кг/м³. Амазонит от ярко-зеленых и голубых до бледно-зеленых оттенков, имеет большое количество пертитовых вростков белого альбита, определяющих декоративный рисунок камня, хорошо шлифуется и полируется.

По данным разведки Плоскогорского месторождения, балансовые запасы амазонита-сырца составляют: по категориям $C_1 + C_2$ — 47,032 тыс. т, сортового амазонита — 1,675 тыс. т, амазонитовой крошки — 33,432 тыс. т.

Месторождение горы Парусная (I-2-15) [232] расположено в 6 км к юго-западу от горы Парусная. Оно представлено пегматитовыми жилами в породах кейвской серии с содержанием амазонита 60–95 %. Амазонит голубовато-зеленого цвета, сильно трещиноватый, с включениями. Содержание камня (%) 1-го сорта — 6,9, 2-го сорта — 54,4, 3-го сорта — 38,6; средний выход 1-го сорта — 52 кг/м³.

Аметист. Три месторождения, рудопоявление и пункт минерализации аметиста связаны с терским комплексом кварц-карбонатных жил кварцевожильной формации палеозойского возраста, приуроченных к полосе выходов среднерифейских осадочных отложений на Терском Берегу Кольского полуострова.

Наиболее известное месторождение аметиста Мыс Корабль (III-1-10) [58] находится на берегу Белого моря, в 20 км к западу от с. Кузомень. Берег моря в районе мыса Корабль сложен песчаниками терской серии среднего рифея. В песчаниках известны многочисленные жилы в зонах брекчирования, содержащие аметист, флюорит, барит.

Рудное поле площадью 4 × 8 км состоит из четырех минерализованных зон. Простирание зон субширотное, падение вертикальное. Наиболее крупная зона Корабельная включает в себя семь участков на расстоянии 150–400 м друг от друга. Сырьем являются аметистовые щетки и друзы, имеющие площадь от нескольких квадратных сантиметров до 0,5–1 дм² и окраску от белой до сиреневой и темно-фиолетовой. В щетках преобладают пирамидальные кристаллы, часто с головками. Средний выход сортовых щеток 1,75–4,31 дм²/м³. Распределение по сортам: высший — 1,7 %, I — 16,8 %, II — 12,5 %, III — 41,7 %. Запасы по категориям $C_1 + C_2 = 445,7$ м³ на балансе не числятся.

Сходное строение имеют месторождения Индера (III-2-6), Шубино (III-3-8) и проявление Устье р. Русинга (II-6-4). Месторождение Индера расположено на левом берегу р. Индера, в 15 км северо-восточнее с. Кузо-

мень [58]. В зоне окварцевания в терских песчаниках наблюдаются аметистовые шетки размером 3×5 см, с кристаллами до 0,5 см светло-сиреневого цвета. Месторождение Шубино находится в 8 км к западу от с. Тетрино. Продуктивными являются кварц-баритовые жилы в окварцованных песчаниках. В некоторых участках жил присутствуют полости со щетками аметиста на стенках. Щетки ярко-сиреневого цвета $1-5$ дм², с кристаллами размером до 30–40 мм. Мощность жил 2–50 см.

СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Магматические породы

Кислые интрузивные породы. Гранитные породы разнообразного состава пользуются на рассматриваемой территории широким распространением. Единственное крупное эксплуатируемое месторождение гранитогнейсов в Архангельской области Покровское (VI-3-9) [142]. Месторождение расположено в Онежском районе Архангельской области, в 18 км севернее г. Онега, в 2 км северо-западнее с. Покровское. В геологическом строении месторождения участвуют гранитогнейсы и амфиболиты беломорского комплекса, перекрытые четвертичными отложениями. Полезная толща представлена мелкозернистыми, гнейсовидными и полосчатыми гранитогнейсами, средне- и мелкозернистыми, массивными и полосчатыми амфиболитами. Мощность полезной толщи колеблется от 7 до 37 м, в среднем 30 м.

По физико-механическим свойствам гранитогнейсы и амфиболиты близки друг к другу и характеризуются следующими средними показателями: объемный вес – $2,79-2,9$ г/см³, водопоглощение – $0,01-0,18$ %, временное сопротивление сжатию в сухом состоянии – $1440-1454$ кг/см², в водонасыщенном – $1373-1376$ кг/см², после 50 циклов замораживания – $1636-1707$ кг/см², износ в барабане Деваля – $3-6$ %, разрушение на копре Педжа после 6–12 ударов. Химический состав гранитогнейсов (%): SiO₂ – 70; Al₂O₃ – 15,6; Fe₂O₃ – 3,4; CaO – 4,3; MgO – 0,7; K₂O – 4,5; SO₃ – 0,03. Сырье месторождения пригодно в качестве бута обыкновенного марок 800 и 1000, дорожно-строительного материала для дорог II и III классов и в качестве крупного заполнителя для бетонов марок 400–500. По состоянию на 1.01.2000 г. балансовые запасы составили по категориям А + В + С₁ – 5355 тыс. м³.

Карбонатные породы (известняк и доломит)

Карбонатные породы представлены двумя крупными месторождениями известняка: Усть-Пинежское (VI-6-14), Орлецкое, южный фланг (VI-6-21) и одним крупным месторождением доломита – Орлецкое (VI-6-20). Все эти месторождения находятся на Государственном балансе.

Крупное месторождение известняка Усть-Пинежское находится в 2 км выше р. Пинега [142]. Река Пинега делит месторождения на два участка:

Правобережный и Левобережный. В геологическом строении месторождения участвуют карбонатные породы каменноугольной системы, перекрытые песчано-глинистыми четвертичными отложениями, мощностью 0,1–5,9 м. В зависимости от степени доломитизации карбонатная толща поделена на пять слоев (сверху вниз).

Слой 1 – доломитизированные известняки и доломиты мощностью 5–10,9 м. Слой 2 – чистые брекчиевидные известняки мощностью 1,9–3,2 м. Слой 3 – сверху (0,45–3,2 м) чистые органогенные, а внизу доломитизированные известняки. Общая мощность слоя 0,8–4,7 м. Ниже слоя 3 залегают в различной степени доломитизированные известняки (слой 4) и доломиты с прослоями рыхлых мучнистых доломитов (слой 5). По химическому составу наиболее чистыми известняками представлены 2-й и 3-й слои. Содержание CaO – 51,38–54,91 %; MgO – 0,62–1,84 %. Запасы на 1.01.2000 г. по категориям А + В + С₁ – 3808 тыс. т находятся на балансе карбонатного сырья для сахарной и целлюлозно-бумажной промышленности.

Крупное месторождение доломита Орлецкое расположено на правом и левом берегах р. Северная Двина у пос. Орлецы [142]. В геологическом строении месторождения принимают участие породы каменноугольного возраста, перекрытые четвертичными отложениями мощностью 0,2–11,7 м, в среднем 4,2 м, представленными межледниковыми бореальными глинами, песками ошашковского горизонта и торфяниками. Полезная толща мощностью 8,5–18,2 м (в среднем 13,6 м), представлена мелкозернистыми средне- и толстоплитчатыми в различной степени доломитизированными известняками светло-серого цвета с прослоями доломитов и органогенных известняков. Форма залежи пластовая.

В качественном отношении полезная толща неоднородна. Средневзвешенное содержание химических компонентов колеблется (%): CaO – 40,1–51,1; MgO – 2,3–11,5; SiO₂ – 1,0–4,4; Fe₂O₃ – 0,15–0,2; Al₂O₃ – 0,25–1,7; ппп – 42,35–42,4.

Месторождение используется в целях производства воздушной строительной извести, бутового камня и карбонатной муки для сельского хозяйства. Запасы на 1.01.2000 г. по категориям А + В + С₁ – 122 669 тыс. т.

Глинистые породы

Глины кирпичные, суглинки. Из 14 месторождений, нанесенных на карту, на Государственном балансе числятся 13 объектов. Большая часть расположена в Архангельской области близ городов Архангельск, Северодвинск и по берегам р. Северная Двина.

Единственное крупное балансовое эксплуатируемое месторождение глин Уемское (VI-5-20) [142] расположено в 18 км к юго-востоку от г. Архангельск, на правом берегу р. Северная Двина. В геологическом строении месторождения участвуют верхнеплейстоценовые и голоценовые образования. Продуктивная толща сложена морскими и озерными глинами и суглинками. Мощность полезной толщи от 7,5 до 16,0 м при средней 11,0 м. Мощность вскрыши – от 0,2 до 2,9 м при средней 0,7 м. Форма залежи пластообразная.

В качественном отношении глины и суглинки полезной толщи характеризуются следующими показателями: среднее содержание отдельных фракций (%): <0,005 мм – 28,3; 0,005–0,05 мм – 38,7; 0,05–1 мм – 33. Крупнозернистые включения > 0,5 мм в виде зерен изверженных, реже карбонатных пород размером в основном до 5 мм составляют в среднем 7,12 %. По степени пластичности глинистое сырье относится к средне- и умереннопластичному. Среднее число пластичности 13,7. Естественная влажность – 16,2–17,9 %. Среднее содержание основных химических компонентов (%): SiO₂ – 64,4; Al₂O₃ + TiO₂ – 14,5; Fe₂O₃ – 4,9; CaO – 3,8; MgO – 2,7; K₂O – 5,0; CO₂ – 2,3; потери при прокаливании – 4,8. По данным лабораторно-технологических и ползаводских испытаний, сырье месторождения пригодно для производства полнотелого кирпича, дырчатого кирпича, черепицы и канализационных труб. Балансовые запасы на 1.01.2000 г. по категориям А + В + С₁ – 2344 тыс. м³, С₂ – 2032 тыс. м³.

Глины керамзитовые. Государственным балансом запасов учтено лишь одно месторождение керамзитовых глин – Кудемское (VI-4-17), расположенное в Приморском районе Архангельской области, в 12 км к юго-западу от г. Северодвинск [142]. В геологическом строении месторождения участвуют верхненеоплейстоценовые отложения. Продуктивная толща сложена озерно-ледниковыми глинами мощностью 1,0–8,9 м, в среднем 0,25 м. Вскрышные породы представлены почвенно-растительным слоем, реже торфом и современными озерными песками. Мощность вскрыши 0,1–1,5 м, в среднем 0,25 м. Форма залежи пластовая длиной 1,6–2 км при ширине от 300 до 600 м.

По качеству глины довольно однородны. Средний гранулометрический состав по фракциям (%): <0,001 мм – 13,4; <0,005 мм – 29,4; <0,01 мм – 43,8; >0,1 мм – 1,9. По степени пластичности глины относятся к умеренно пластичным. Среднее число пластичности 10,6. Естественная влажность – 25,1 %. Химический состав (%): SiO₂ – 67,4; Al₂O₃ – 13,9; Fe₂O₃ – 5,9; TiO₂ – 0,8; CaO – 3,9; MgO – 2,0; K₂O – 4,7; SO₃ – следы; органические примеси – 0,4; ппп – 3,7. Огнеупорность – 1300 °С. По качеству глины пригодны для производства керамзитового гравия. Месторождение среднее, балансовые запасы на 1.01.2000 г. по категориям А + В + С₁ составляют 2180 тыс. м³, С₂ – 708 тыс. м³.

Обломочные породы

Песчано-гравийный материал. Песчано-гравийные отложения широко развиты на данной территории. Большинство из нанесенных на карту месторождений (пять месторождений, из них одно эксплуатируемое) находится на Государственном балансе запасов. Крупное эксплуатируемое балансовое месторождение – Семеновское (VI-3-10) расположено в Архангельской области, в 20 км к северу от г. Онега [142]. В геологическом строении месторождения участвуют верхненеоплейстоценовые отложения. Продуктивная толща сложена флювиогляциальным песчаным материалом мощностью в среднем 12,1 м. Вскрышными породами являются моренные супеси и суглинки, торф, почвенно-растительный слой. Мощность вскрыши 0,0–1,7 м, средняя 0,7 м. Форма залежи пластообразная.

Полезная толща имеет весьма невыдержанный гранулометрический состав. Среднее содержание (%) валунов >70 мм — 1,4; гравия 70–5 мм — 7,8; песка <5 мм — 90,8. Гравий представлен всеми фракциями в равных количествах. Пески-отсевы на 35,5 % крупно- и среднезернистые, на 40 % мелкозернистые и 24,5 % тонкозернистые, по составу кварц-полевошпатовые. Пески-отсевы в естественном виде пригодны для изготовления строительных растворов, для обратной засыпки территорий, основания под фундаменты и полы. Пески и гравий после промывки пылевато-глинистых и <0,14 мм частиц, щебень из валунов пригодны в качестве минеральных заполнителей для бетона и дорожного строительства. Балансовые запасы на 1.01.2000 г. по категориям А + В + С₁ — 448 тыс. м³.

Песок строительный. Месторождения строительных песков, так же как и песчано-гравийные месторождения, развиты повсеместно. В Архангельской области из 15 балансовых месторождений два — 18-й км (VI-5-26) и 16-й км (VI-5-27) — пески для силикатных изделий, одно — Солзенское (VI-4-9) — пески для бетона, остальные для строительных работ.

Крупное эксплуатируемое месторождение песков Лясомин I (VI-5-9) расположено в Приморском районе Архангельской области, в 20 км к северо-западу от г. Архангельск [142]. В районе месторождения повсеместно развиты четвертичные отложения, представленные комплексом морских и аллювиально-морских отложений голоценового возраста. Полезная толща месторождения представляет собой пластообразную русловую залежь, сложенную аллювиально-морскими песками, мелкими, в единичных случаях пылеватыми, полимиктового состава. Основная масса песка представлена кварцем (74,6–86,5 %), обломками кремнистых пород (4,8–8,5 %), полевого шпата (3,3–10,5 %). В небольшом количестве присутствуют обломки магматических, метаморфических и осадочных пород. По химическому составу пески характеризуются повышенным содержанием кремнезема (90,3–92,0 %), незначительными долями серы (менее 0,1 %) и щелочей (не более 1,5 %). Плотность песков составляет 2,63 г/см³, содержание пылевидных и глинистых частиц колеблется от 0,2 до 4,22 %, органических примесей — от 0,35 до 1,35 %.

Пески могут использоваться для выполнения земляных работ, подсыпки и планировки территории. Запасы на 1.01.2000 г. по категориям А + В + С₁ — 32 565 тыс. м³, забалансовые — 9450 тыс. м³.

В Воронке и Горле Белого моря выделены четыре залежи кварцевых песков, которые могут быть использованы в качестве строительного материала [67]. Мощность песчаных отложений Орловской площади (I-6-2) составляет 2 м, содержание алевритовых и пелитовых частиц не более 1,6 %. Модуль крупности песков 1,02, содержание кварца в них 90–95 %. Прогнозные ресурсы составляют 0,48 млрд м³. Мощность отложений Понойской площади (II-6-1) достигает 7 м, содержание алевритовых и пелитовых частиц не более 0,5 %. Модуль крупности песков составляет 1,97, содержание кварца в них 90–96 %. Прогнозные ресурсы составляют 4,93 млрд м³. Мощность песчаных отложений Вепревской площади (III-6-1) составляет 5 м, содержание алевритовых и пелитовых частиц — не более 2 %, модуль крупности песков равен 1,95, содержание кварца 75–85 %. Прогнозные

ресурсы составляют 2 млрд м³. Мощность отложений Чапомской площади (IV-3-1) составляет 5 м, модуль крупности песков равен 2,09, содержание кварца в песках 80–83 %. Прогнозные ресурсы составляют 0,75 млрд м³.

Песок формовочный. На карте показано два малых месторождения формовочных песков, расположенных в Архангельской области. Они сложены современными аллювиальными и морскими отложениями. Месторождение Остров Ягры (VI-4-4) расположено в 40 км на северо-запад от г. Архангельск, у г. Северодвинск в дельте р. Северная Двина [58]. Полезная толща представлена голоценовыми песками мелкозернистыми полевошпат-кварцевыми. Пески приурочены к береговым валам. Средняя мощность толщи до грунтовых вод 2 м. Мощность вскрыши 0,1–0,3 м. Содержание глинистых частиц до 0,5 %. Пески пригодны для введения в состав формовочных и стержневых смесей, для мелкого и среднего стального литья.

СОЛИ

СОЛИ НАТРИЕВЫЕ (ГЛУБИННЫЕ РАССОЛЫ)

В Архангельской области известны многочисленные месторождения и проявления соленых вод и рассолов. На территории листа наиболее известными являются месторождения Уна-Лудское (VI-3-1), Ненокское (VI-4-1), 22-й км (VI-5-31), Брусеница (VI-5-35), Ломовское (VI-5-41), а также проявления Остров Ягры (V-4-3) и Источник Карабасовский (VI-2-1) [61, 58, 63].

Ненокское месторождение рассолов, известное с XV века, использовалось для выварки соли в XVIII–XIX вв. На время солеварения возрождались в 1917 – 1926 гг. и в 1942 – 1951 гг. Рассолы присутствуют в верхневендских и четвертичных отложениях. В четвертичной толще имеются два основных рассольных горизонта. Верхний приурочен к пескам онежской трансгрессии. Рассолы этого горизонта залегают близ дневной поверхности и имеют крепость 9–10 °Ве (вверху сильно опреснены). Они издавна эксплуатировались. Рассолы второго горизонта крепостью 7,8 °Ве насыщают породы нижней морены. Рассолы, заключенные в верхневендской толще, изучены по глубокой Ненокской скважине. Основной рассолоносный горизонт в ее разрезе залегают в интервале 254–282 м. Вода горько-соленая, самоизливающаяся. В 1947 г. дебит при самоизливе составлял 4 л/с, а минерализация вод 120 г/дм³. Воды хлоридно-натриевые, слабобромистые и слаборадиоактивные. Содержание солей растворенного радия в них $6,7 \times 10^{-12}$ г/л, радона 1,4 ед. Махе. Отмечено повышенное содержание He. Наличие указанных микрокомпонентов позволяет использовать ненокские рассолы в бальнеологических целях [62].

Промышленная добыча соли может производиться из всех рассольных горизонтов. Однако выварочная соль отличается плохим качеством вследствие низкого содержания NaCl (85–86 %) и наличия механических и вредных химических примесей (ангидрит, хлористые соли марганца, калия и магния).

Уна-Лудское месторождение рассолов эксплуатировалось в XIX в. Солеварение прекращено в 1884 г. Соленые воды содержатся в песках третьего новомежледниковья, залегающих на песчано-глинистых породах верхов ламинаритового горизонта, также с солеными водами. Воды четвертичной и верхневендской толщ сообщаются между собой. По химическому составу рассматриваемые воды близки к ненюкским рассолам, отличаясь от них меньшей минерализацией. Воды хлоридно-натриевые, слабобромистые, а на уч. Карабасовки – сероводородные [62].

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ И ЛЕЧЕБНЫЕ ГРЯЗИ

Основные задачи использования подземных вод на территории листа – обеспечение водоснабжения населенных пунктов и промышленных предприятий, а также развитие курортов на минеральных лечебных водах и лечебных грязях.

МИНЕРАЛЬНЫЕ ВОДЫ

Широко развиты минеральные воды в Северодвинском артезианском бассейне (13 месторождений). Региональным распространением в нем пользуются хлоридные натриевые соленые воды без специфических компонентов с минерализацией от 2 до 27 г/дм³. Лечебные свойства этих вод определяются их повышенной минерализацией и макрокомпонентным составом. Такие воды установлены во всех водоносных комплексах артезианского бассейна. Они широко используются в качестве лечебно-столовых. На их базе организован розлив минеральной воды и функционирует ряд санаториев и профилакториев [132]. Это месторождения Куртяевское (VI-4-10) и Беломорское (VI-5-34), эксплуатируемые скважины в пансионатах «Главархангельскстрой» (VI-5-2, 6), «Новодвинская Вода» (VI-5-28).

Широким распространением пользуются также хлоридные йодистые и йодные воды, которые содержатся как в водах четвертичных отложений, так и в перекрытых ими верхних водоносных горизонтах дочетвертичных отложений. В водах четвертичных отложений микулинского межледниковья концентрации йода достигают 40 мг/л. В подземных водах дочетвертичных отложений Усть-Двинской впадины содержания йода достигают 16 мг/л в отложениях венда и 20 мг/л в отложениях нижнего карбона. Наиболее перспективные участки йодных вод вынесены на карту (V-5-2; VI-4-8; VI-6-2).

Часто наряду с высокими содержаниями йода в подземных водах присутствует бром в концентрациях 25–30 мг/дм³, что позволяет относить их к группе лечебных йодо-бромных. Из йодо-бромных вод разведано месторождение Северодвинское (VI-4-8). По данным Макаровой В. А. и др. [132] на Архангельском месторождении в качестве лечебно-столовой используется сульфатно-хлоридная йодо-бромная вода «Кузнечевская».

Заслуживают дальнейшего изучения широко развитые в четвертичных отложениях Усть-Двинской впадины пресные железистые воды полюстровского типа и соленые воды с содержаниями окисного железа от 12 до 165 мг/дм³ [46].

ПИТЬЕВЫЕ ПРЕСНЫЕ ВОДЫ

Пресные питьевые подземные воды имеют повсеместное распространение на Балтийском щите как в четвертичных рыхлых отложениях, так и в дочетвертичных породах. Разведанные эксплуатационные запасы на месторождениях пресных вод (5) находятся в Северодвинском артезианском бассейне на территории Архангельской области. На Белогорском месторождении (VI-5-16) разведанные запасы из водоносного комплекса четвертичных отложений оцениваются по категории C_2 в 228,7 тыс. m^3 /сут. Месторождения, приуроченные к отложениям верхнего карбона, Тундра-Ломовское (VI-5-42) и Товринское (VI-6-16) характеризуются разведанными запасами соответственно 35 и 9 тыс. m^3 /сут. Эти месторождения имеют большое значение для хозяйственно-питьевого водоснабжения г. Архангельск и других близлежащих населенных пунктов, испытывающих острый дефицит в пресных питьевых водах.

Крупное месторождение пресных питьевых вод разведано в районе трубки им. Ломоносова (IV-6-11). Запасы его оценены по категории C_1 в 125 тыс. m^3 /сут.

ГРЯЗИ ЛЕЧЕБНЫЕ

На территории листа известно три малых месторождения в Архангельской области: оз. Товское (IV-5-5), оз. Мельничное (VI-4-11) и оз. Нижнее (VI-4-12) [155]. Наиболее изучено месторождение оз. Нижнее, близ с. Ненокса. Дно этого озера площадью около 3 km^2 устлано серым маслянистым илом, издающим резкий сероводородный запах. Загрязненность ила песком и растительными остатками практически отсутствует. В иле частиц менее 0,01 мм содержится от 60 до 74 % [62].

РАКУША КОРМОВАЯ

Мощной минерально-сырьевой базой для добычи кормовой ракушечной крупы является Святоноская провинция (I-6-1) ракушечных песков на границе Баренцева и Белого морей, прогнозные ресурсы которой первооткрыватели оценили в 260 млн т (Яковлева, 1974), а специальные поисковые работы подтвердили эти оценки [230, 67].

Мощность залежи ракушечных песков составляет 0,5–3,75 м. Химический состав ракуши, на 60 % и более представленный обломками балянусов, удовлетворяет требованиям ГОСТ 26826-86 на известняковую муку для производства комбикормов (Байковская, 1986).

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА

МИНЕРАГЕНИЧЕСКИЕ ЭПОХИ

Вопросы региональной минерагении подробно рассмотрены во многих публикациях [43, 56, 76, 87, 107, 143]. На территории листа основные процессы рудообразования происходили во время позднеархейской, раннепротерозойской и палеозойской минерагенических эпох с присущей им минерагенической зональностью. Под минерагенической эпохой понимается длительный возрастной интервал развития, в ходе которого формируется закономерный ряд эндогенных и экзогенных полезных ископаемых [205]. Территория листа относится к двум минерагеническим провинциям — Русской плиты и Балтийского щита. Последняя провинция в пределах листа включает в себя две субпровинции — Карельскую и Кольскую, что совпадает с основными элементами тектонического районирования региона.

В позднеархейскую (лопийскую, 3,05–2,5 млрд лет) минерагеническую эпоху в пределах Кольской минерагенической субпровинции на смежных территориях были сформированы проявления железа, золота, молибдена, а также месторождения лития, тантала и бериллия. Данные рудные объекты локализованы в архейских зеленокаменных поясах и их непосредственном обрамлении. В Беломорской складчатой зоне, которая сформировалась в позднем архее как коллизионная структура, процессы рудообразования имели редуцированный характер.

Раннепротерозойская минерагеническая эпоха (2,5–1,65 млрд лет) подразделяется на несколько этапов. В раннем протерозое минерагеническая зональность Кольской субпровинции отражает ее мозаичное строение, возникшее в результате неоднократных коллизий. В ранний этап (2,5–2,4 млрд лет) по периферии Южно-Кольской складчатой зоны закладывались сумийско-сариолийские приразломные прогибы, развитие которых сопровождалось внедрением расслоенных интрузий основного—ультраосновного состава. С этими интрузиями на территории смежного листа Q-36 связаны медно-никелевые, хромовые руды, а также благороднометалльная минерализация (включая элементы платиновой группы). В ятулийский этап происходит главным образом накопление сингенетических концентраций меди и золота в вулканогенных и терригенных образованиях. В свекофеннский этап (1,96–1,75 млрд лет) наблюдается, помимо изменения условий осадконакопления и эндогенных процессов, перестройка структурного плана территории. Вследствие этого образуются новые специализированные интрузивные геологические комплексы.

сы людоиковия, калевия и вепсия (гранитоидные, базит-гипербазитовые). Полифациальный региональный метаморфизм векофеннского возраста и связанный с ним метасоматоз оказали существенное влияние на регенерацию, перекристаллизацию и формирование новых гидротермально-метасоматических типов руд, в частности крупных и уникальных месторождений глиноземистого сырья – кианита. В этот период образуются комплексы метасоматитов, различающиеся по своей минерагенической специализации.

Минерагения палеозойской минерагенической эпохи обусловлена формированием кимберлитовых алмазоносных комплексов.

МИНЕРАГЕНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Минерагенические зоны, показанные на картах полезных ископаемых и прогнозно-минерагенической, ограничивают территории, в пределах которых комплексно проявлены региональные факторы рудоносности. Основными из них для минерагенической провинции Балтийского щита являются:

- наличие минерагенически специализированных комплексов (осадочных, вулканогенных, интрузивных), служащих источником рудного вещества;

- наличие проницаемых структурных зон, служащих подводными каналами для расплавов и/или флюидов;

- наличие рудоносных метасоматитов определенной серийной принадлежности (схематическая карта метаморфизма и метасоматоза);

- полихронность рудообразования (перераспределение архейских рудных концентраций в протерозойское время, что приводит к обогащению руд, формированию крупных рудных объектов во время палеозойской тектоно-магматической активизации).

В состав минерагенической провинции Русской плиты входят установленные и потенциальные алмазоносные районы, узлы и поля, описанные далее.

По своему масштабу минерагенические зоны примерно соответствуют главным региональным структурам, определяющим геологическое строение территории (архейские зеленокаменные пояса, системы раннепротерозойских прогибов, зоны сочленения геоблоков и т. д.). Они разделены по возрасту на позднеархейские, полихронные архейско-протерозойские и палеозойские.

На территории листа выделяются: одна минерагеническая зона (МЗ), две потенциальные минерагенические зоны (ПМЗ), два рудных (РР) и два потенциальных рудных района (ПРР) и пять рудных (РУ) и потенциальных рудных узлов (ПРУ), которые объединяют практически все промышленно значимые проявления полезных ископаемых. В пределах Зимнебережного алмазоносного района выделяются восемь рудных и потенциальных рудных полей. Общая оценка минерально-сырьевого потенциала минерагенических подразделений; данные о прогнозных ресурсах полезных ископаемых и об их прогнозируемых объектах приведены в табл. 11–13.

Общая оценка минерально-сырьевого

Название, ранг и индекс подразделения	Полезные ископаемые	Единица измерения	Площадь в пределах листа, км ²	Запасы кате	
				А	В
Кольская <i>Кейвский редкометалльно-гранат-</i>					
Центрально-Кейвский кианитовый рудный узел 0.1.1ку	Кианит	тыс. т	1499		28 620
Западно-Кейвский редкоземельный потенциальный рудный узел 0.1.2TR	ZrO ₂	тыс т	1409		
	Y ₂ O ₃	тыс т			
	Nb ₂ O ₅	тыс т			
	La ₂ O ₃ + CeO ₂	тыс т			
Рудный узел вне минерагенических					
Панско-Федорово-тундровский благороднометалльный узел 0.0.1Pt/PR ₁	МПГ	т	180		
Имнадра-Варзугская потенциальная					
Сергозерский потенциальный золоторудный район 2.1Au	Au	т	2879		
Стрельнинско-Пулоньский потенциальный золоторудный узел 2.0.1Au	Au	т	2299		
Минерагеническая зона рифейского					
Оленицко-Пялицкая алмазоносная зона 3di/RF ₃ -C ₁		млн карат	1803		

потенциала минерагенических подразделений

горий А, В и С			Забалансовые запасы	Глубина прогноза, м	Прогнозные ресурсы			Источник информации
C ₁	Сумма А + В + С ₁	C ₂			P ₁	P ₂	P ₃	
субпровинция <i>кианитовый рудный район</i>								
119 515	148 135	449 961	58 590					Баланс, вып. 37, 2009
					3453,7			Коровкин, Ту- рылева, 2003
					126,7			
					279,4			
					523,3			
зон и районов								
				300	13,5	396		Коровкин, Ту- рылева, 2003
золоторудная зона 2Au/AR₂-PR₁								
				200			19,2	Авторская оценка
				200			30,5	Авторская оценка
и палеозойского возраста								
				300		3,2	50	Коровкин, Ту- рылева, 2003

Название, ранг и индекс подразделения	Полезные ископаемые	Единица измерения	Площадь в пределах листа, км ²	Запасы кате	
				А	В
Минерагеническая провинция <i>Зимнебережный алмазо</i> Зимнебережный алмазо					
Верхотинское рудное поле 0.2.1.1di	Алмаз	млн карат	112		
Золотицкое рудное поле 0.2.1.2di	Алмаз	млн карат	236		64,04
Кепинское потенциальное рудное поле 0.2.1.3di	Алмаз	млн карат	1416		
Рудные поля вне Зимнебережного					
Товское потенциальное рудное поле 0.2.0.1di	Алмаз	млн карат	871		
Ручьевское потенциальное рудное поле 0.2.0.2di	Алмаз	млн карат	1102		
Нижнезолотицкое потенциальное рудное поле 0.2.0.3di	Алмаз	млн карат	384		
Среднезолотицкое потенциальное рудное поле 0.2.0.4di	Алмаз	млн карат	481		
Ижмозерское потенциальное рудное поле 0.2.0.5di	Алмаз	млн карат	291		
Двинско-Пинежский потенциальный алмазоносный район 0.3di/PZ	Алмаз	млн карат	3760		

горий А, В и С			Забалансовые запасы	Глубина прогноза, м	Прогнозные ресурсы			Источник информации
C ₁	Сумма А + В + С ₁	C ₂			P ₁	P ₂	P ₃	
Русской плиты								
<i>носный район</i>								
<i>носный узел</i>								
62,554	62,554	5,77	9,205				150	Черемхина, 2008 (лист Q-37-XXIII, XXIV)
138,8	198,8	84	6,9		49,2			Архангельская алмазоносная, 2000; Коровкин, Турылева, 2003
						5,94	60	Черемхина, 2008 (лист Q-37-XXIII, XXIV)
алмазоносного узла								
							49	Черемхина, 2008 (лист Q-37-XXIII, XXIV)
							49	Черемхина, 2008 (лист Q-37-XXIII, XXIV)
							17	Черемхина, 2008 (лист Q-37-XXIII, XXIV)
							17	Черемхина, 2008 (лист Q-37-XXIII, XXIV)
							20	Черемхина, 2008 (лист Q-37-XXIII, XXIV)
							23,1	Черемхина, 2008 (Q-37-XXIX, XXX)

Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых

Группа ископаемых	Подгруппа полезных ископаемых	Вид полезного ископаемого	Количество прогнозируемых объектов	Категория прогнозных ресурсов	Прогнозные ресурсы
Металлические	Редкие металлы и редкоземельные элементы	Nb ₂ O ₅	1МЗ, 1РУ	Р ₃ , тыс. т	2
		ZrO ₂	1РУ	Р ₃ , тыс. т	300
		La ₂ O ₃ + CeO ₂	1РУ	Р ₃ , тыс. т	16,9
				Р ₃ , тыс. т	44
Неметаллические	Благородные металлы	Золото	1ПРР, 1ПРУ	Р ₃ , т	49,7
		МПГ	1РУ	Р ₁ , т	13,5
				Р ₂ , т	195,1
				Р ₁ , млн карат Р ₂ , млн карат	49,2
Алмаз	1ПМЗ, 1РУ, 1ПРУ, 2 рудных поля, 6 потенциальных рудных полей	Р ₃ , млн карат	9,14	435,1	

**Таблица впервые выявленных или переоцененных в ходе составления листа
Госгеолкарты прогнозируемых объектов полезных ископаемых
и их прогнозных ресурсов**

Вид минерального сырья, индекс и наименование объекта	Оценка ресурсов по категории Р ₃		Баланс ресурсов по результатам работ (+, -)	Рекомендуемые для лицензирования объекты и рекомендации по дальнейшим работам
	на начало работ	по результатам работ		
Стрельнинско-Пулоньский потенциальный золоторудный узел 2.0.2 Рудное золото	Р ₃ – 28 т (не апробированы)	Р ₃ – 30,5 т	+2,5 т	ГДП-200, первая очередь

Минерагенические зоны позднеархейского возраста

Титовско-Поросозерская золото-молибден-редкометалльная МЗ приурочена к Колмозеро-Вороньинскому зеленокаменному поясу и его обрамлению. На территории листа Q-37 находится небольшой юго-восточный фрагмент этой зоны, где расположено крупное редкометалльное Колмозерское месторождение (литий, ниобий, тантал, бериллий), связанное с позднеархейскими редкометалльными пегматитовыми жилами, локализованными в габбро-анортозитах патчемварекского нижнелопийского комплекса. На продолжении данной зоны в северо-западном направлении, на территории листов R-36 и R-37, находятся месторождения лития в редкометалльных пегматитах (Полмостундровское и Васин-Мыльк), перспективные проявления молибдена (Пеллапахк), золота золото-кварцевой формации (Оленинское, Няльм-1, 2), что подчеркивает высокий минерагенический потенциал этой структуры. Позднеархейский возраст золоторудной и молибденовой минерализации подтверждается геохронологическими данными по рудоносным метасоматитам (2629 ± 64 млн лет), описанным ранее. Оценка минерагенического потенциала зоны позволяет рассчитывать на открытие в ней крупных месторождений золота.

Полихронные минерагенические зоны и рудные районы и узлы архейско-протерозойского возраста

К полихронным отнесены минерагенические зоны, приуроченные к архейским структурным элементам, испытавшим активизацию в протерозойское время. Эти зоны включают в свой состав как раннепротерозойские рудные объекты, так и значительно перекристаллизованные архейские

руды. Главными минерагеническими объектами этого уровня являются Кейвский рудный район и Имандра-Варзугская минерагеническая зона с входящими в ее состав рудными узлами.

Кейвский редкометалльно-гранат-кианитовый рудный район охватывает территорию позднеархейской Кейвской структуры и ее обрамления. В его состав входят полезные ископаемые как архейского (редкометалльное оружие в связи с сахарийокским комплексом щелочных габбро-нефелиновых сиенитов и кейвским комплексом щелочных гранитов), так и раннепротерозойского возраста (месторождения кианита, амазонита, часть редкометалльных рудопоявлений в связи с пегматитами кульйокского комплекса, сформировавшиеся во время раннепротерозойского тектонометаморфического цикла). В состав Кейвского рудного района входят Западно-Кейвский и Центрально-Кейвский рудные узлы. Высокий минерагенический потенциал Западно-Кейвского узла определяется многочисленными проявлениями и месторождениями редкоземельной минерализации и неметаллических полезных ископаемых (гранат, силлиманит, амазонит и др.). Центрально-Кейвский рудный узел включает в себя уникальные месторождения кианита. Узел имеет вытянутую форму и сложную конфигурацию. Его площадь определяется границами распространения высокоглиноземистых сланцев кейвской серии.

Имандра-Варзугская потенциальная золоторудная минерагеническая зона является самой крупной минерагенической структурой на территории листа. Она охватывает раннепротерозойскую Имандра-Варзугскую грабен-синклиналь и Терский позднеархейский ЗКП, включая их зону сочленения, а также область распространения гранито-гнейсовых куполов на восточном фланге зоны. Минерагеническая зона включает Сергозерский, Стрельнинско-Пулонецкий потенциальные золоторудные узлы.

На площади листа наиболее перспективной на золото региональной структурой является южная зона сочленения Имандра-Варзугской протерозойской грабен-синклинали с Терским зеленокаменным поясом архея. Здесь локализована большая часть золоторудных объектов. Наиболее значительными из них на территории листа являются проявления уч. Ворговый (Сергозерский ПРР, Au – до 3 г/т) и уч. Олений (Стрельнинско-Пулонецкий ПРУ, Au – до 4 г/т).

Сергозерский потенциальный золоторудный район включает площадь оз. Сергозеро и среднего течения р. Варзуга (рис. 21). На его территории на площади листа находится перспективное проявление золота Ворговый с оцененными ресурсами (P_2) золота 28 т. Кроме того, в результате проведенных работ были получены новые геологические и геохронологические данные, расширяющие перспективы Сергозерского ПРР. Центральную часть площади района занимает фрагмент архейского Терского зеленокаменного пояса, от тектонического контакта с Имандра-Варзугской протерозойской грабен-синклиналью на севере до контакта с блоком архейских гранито-гнейсов и гнейсогранитов на юге. Породы сергозерской толщи имандровской серии верхнего лопия, слагающие эту зеленокаменную структуру, представлены биотитовыми, биотит-мусковитовыми, реже амфибол-биотитовыми сланцами и гнейсами, часто гранат-, ставролит-, и фибролитсодержащими. Внутри зеленокаменного пояса отмечается широкое рас-

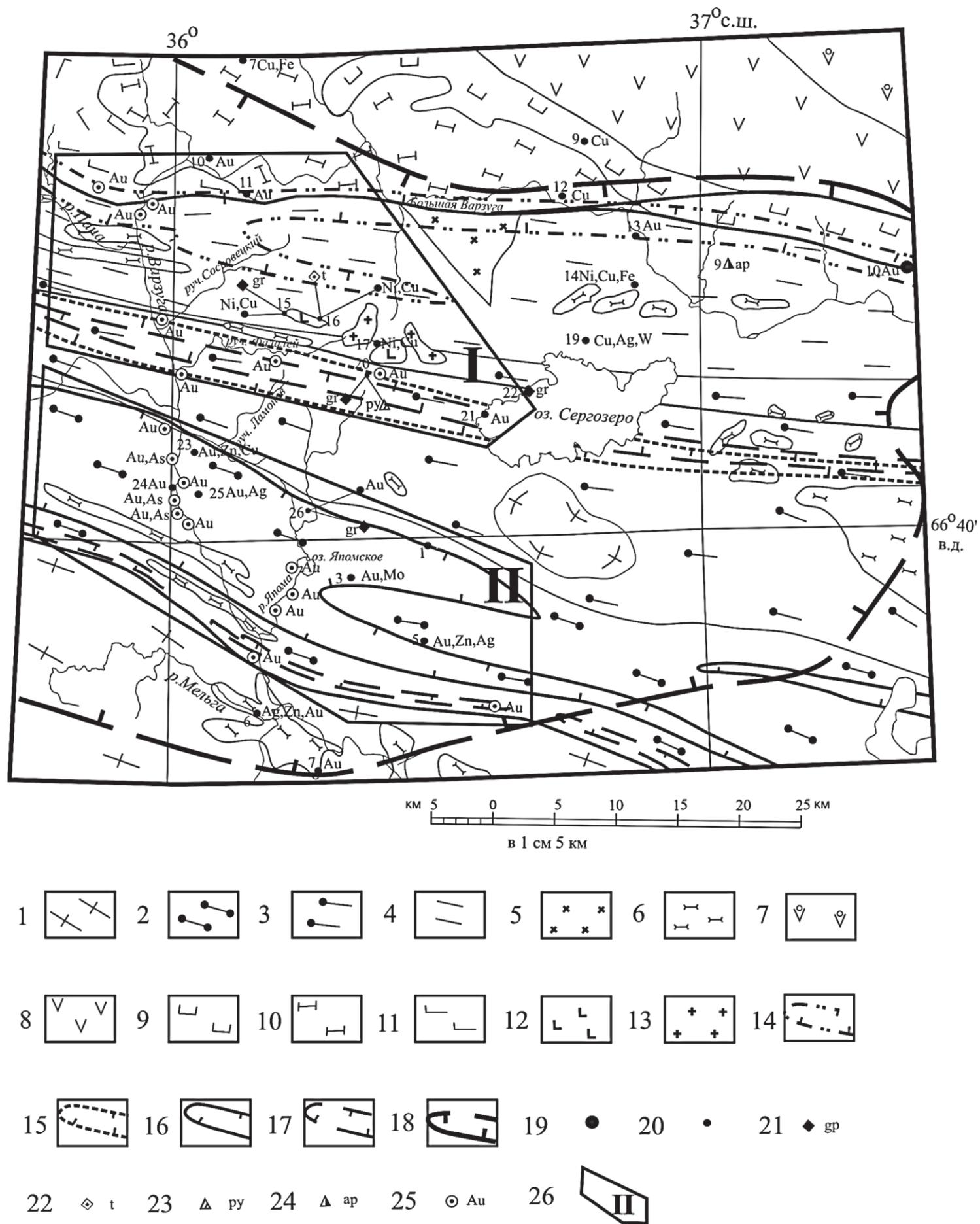


Рис. 21. Геолого-минерогеническая схема восточной части Сергозерского потенциального золоторудного узла.

1–6 – поздний архей: 1 – беломорский метаморфический комплекс нерасчлененный: биотитовые и двуслюдяные гнейсы и сланцы, иногда с гранатом, амфиболовые гнейсы, гранитогнейсы, амфиболиты, 2 – имандровская серия, сергозерская толща, нижняя подтолща – плагиогнейсы, глиноземистые гнейсы, плагиоамфиболовые сланцы, реже амфиболиты, глиноземистые сланцы со ставролитом, силлиманитом, гранатом, 3 – средняя подтолща. Кварцитовидные сланцы, кислые метавулканы, иногда слюдястые сланцы, 4 – верхняя подтолща. Биотит-амфиболовые, амфиболовые сланцы, редко амфиболиты, 5 – сергозерский диорит-плагиогранитовый комплекс: диориты, тоналиты, плагиограниты, 6 – комплекс мигматит- и анатектит-гранитовый: граниты микроклин-плагиоклазовые и плагиомикроклиновые, лейкограниты, теньевые и инъекционные мигматиты; 7–13 – ранний протерозой: 7–8 – стрельнинская серия: 7 – кукшинская свита: метабазалты, нередко порфировые или миндалекаменные, 8 – сейдореченская свита: метадациты, метаандезиты, андезибазальты, миндалекаменные метабазалты, в основании метапесчаники, метапелиты и полимиктовые конгломераты, 9 – полисарская свита: метапикриты, метабазалты, метаандезибазальты, метатифы, метатифоконгломераты, метапесчаники, метаалевролиты, слюдястые сланцы, хлорит-тремолит-актинолитовые сланцы, пластовые тела метаультрамафитов, 10 – умбинская свита: метабазалты, метатрахибазальты, метаандезибазальты, доломиты, 11 – панская серия, ильмозерская свита: доломиты, метаандезибазальты, метабазалты, плагиосланцы, 12 – ондомозерский(?) гипербазит-базитовый комплекс: габбронориты (габбро-амфиболиты), троктолиты, пироксениты, перидотиты, 13 – стрельнинский комплекс пегматоидных гранитов и пегматитов: пегматиты мусковитовые, мусковит-редкометалльные, лейкограниты биотитовые и двуслюдяные, гранит-аплиты; 14–18 – зоны преимущественной локализации метасоматических пород, 14 – ранний протерозой. Хлорит-карбонатные листовиты, реже актинолитовые и биотит-хлоритовые пропициты, 15 – ранний протерозой: графит-слюдястые, сульфид-кварцевые, биотит-гранат-амфиболовые метасоматиты нерасчлененные, 16 – ранний протерозой. Гранат-силлиманит-кварцевые, графит-слюдястые и жердрит-роговообманковые метасоматиты нерасчлененные, 17 – поздний архей(?). Эпидот-диопсидовые, гранат-амфиболовые и кварц-эпидотовые метасоматиты, 18 – сергозерский потенциальный золоторудный узел, 19 – рудопроявление золота «Ворговый»; 20–24 – пункты минерализации полезных ископаемых: 20 – металлических полезных ископаемых, 21 – графита, 22 – талька, 23 – серного колчедана (пирит), 24 – апатита, 25 – литогеохимические аномалии золота в коренных породах, 26 – площади, перспективные на золоторудную минерализацию: I – Панареченская; II – Кривецко-Яломская.

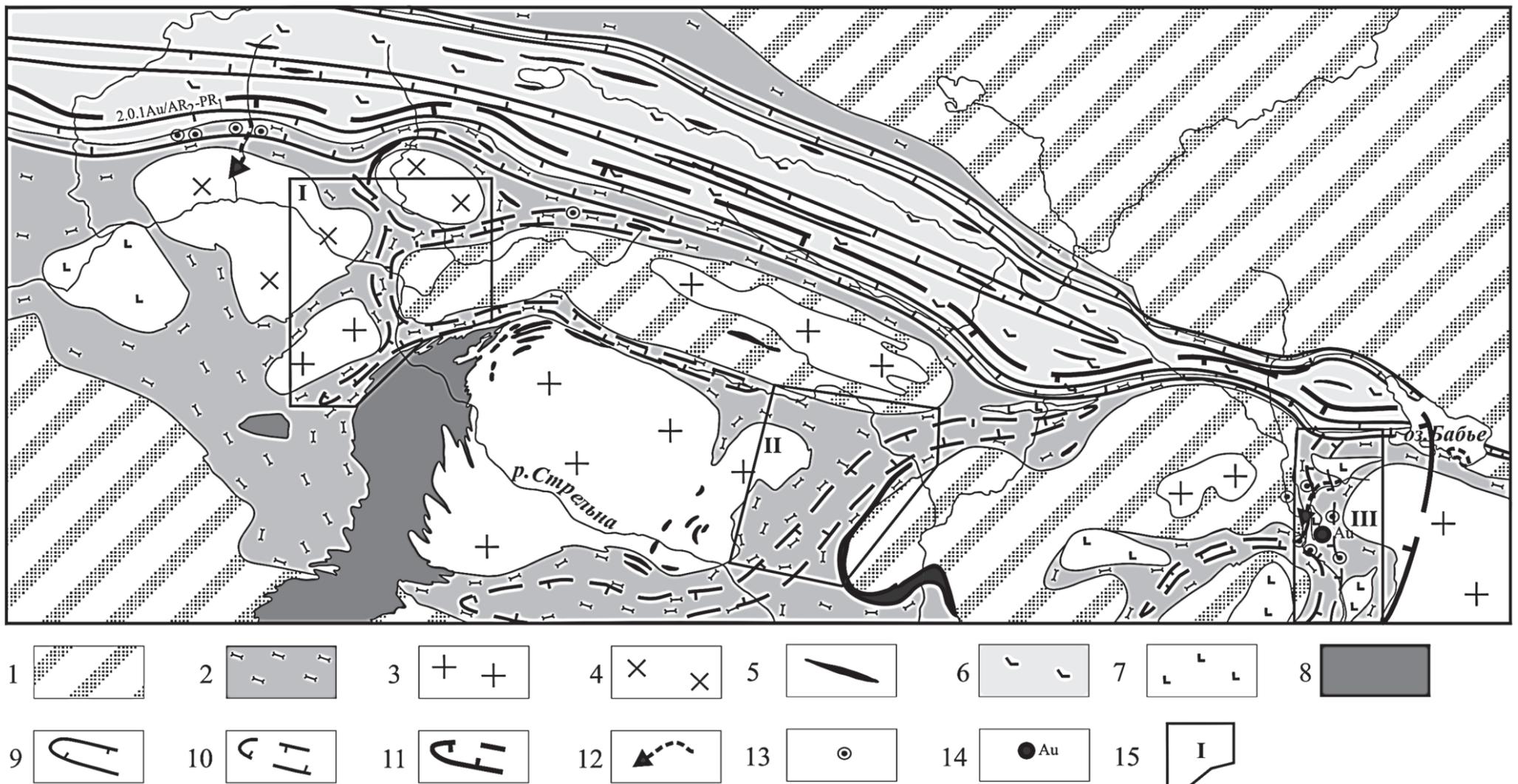


Рис. 22. Геолого-минерогеническая схема северной части Стрельнинско-Пулоньского потенциального рудного узла. Масштаб 1 : 500 000.

1–4 – поздний архей (лопий): 1 – нерасчлененные Восточно-Кольский и Беломорский метаморфический (биотитовые, двуслюдяные и амфиболовые гнейсы и сланцы) и мигматит- и анатектит-гранитовый комплексы (граниты микроклин-плагиоклазовые и плагиомикроклиновые, мигматиты, мигматит-граниты, гнейсо-граниты), 2 – гимольский надгоризонт, имандровская серия: базальты, андезибазальты, амфиболиты, сланцы, конгломераты, 3 – раннегимольские интрузии. Мигматит- и анатектит-гранитовый комплекс: граниты микроклин-плагиоклазовые и плагиомикроклиновые, мигматиты, мигматит-граниты, гнейсо-граниты, 4 – позднегимольские интрузии. Кейвский щелочных гранитов комплекс: щелочные граниты арфведсонитовые, часто с эгирином, рибекитом или эгириновые, 5 – поздний лопий и ранний карелий нерасчлененные. Комплекс нерасчлененных гипербазитов, габбро, габбро-диоритов, габбро-амфиболитов; 6–8 – ранний протерозой (карелий): 6 – сумийский горизонт. Стрельнинская серия: метаморфизованные магнезиальные базальты, андезибазальты, андезидациты, дациты, туфы, сланцы, туфоконгломераты, 7 – Ондомозерский гипербазит-базитовый комплекс: габбронориты (габбро-амфиболиты), троктолиты, пироксениты, перидотиты, 8 – Стрельнинский гранитный комплекс: лейкограниты биотитовые, двуслюдяные, пегматоидные и порфириовидные, 9 – зоны локализации раннепротерозойских низко-среднетемпературных метасоматитов (амфиболовые, слюдяные, эпидот-хлоритовые), 10 – предполагаемые зоны нерасчлененных среднетемпературных метасоматитов позднеархейского–раннепротерозойского возраста, 11 – Стрельнинско-Пулоньский потенциальный рудный узел; 12 – шлиховые аномалии золота, 13 – лито-геохимические аномалии золота в коренных породах; 14 – рудопоявление золота «Участок Олений», 15 – площади, перспективные на выявление золотоносных метасоматитов, римские цифры: I – Стрельнинская, II – Верхне-Чапомская, III – Пулоньская площади.

пространение интрузивных образований пестрого состава — от ультрабазитов до гранитоидов.

В пределах центральной части Терского ЗКП и его обрамления известно 26 пунктов минерализации золота с содержаниями от 0,1 до 4,6 г/т, большое количество точечных вторичных геохимических аномалий золота в рыхлых отложениях и рудные валуны с содержаниями 0,1–1,0 г/т. В пунктах минерализации золоту нередко сопутствуют серебро — до 8–10 г/т, цинк — до 0,8 %, медь — до 0,56 %, иногда мышьяк до 1 %. Здесь же известны пункты минерализации элементов-индикаторов золоторудной минерализации — цинка (до 0,6 %), меди (до 0,56 %) и свинца (до 1 %), графита (до 10 %).

В результате проведенных работ на территории района выделены две перспективные на благороднометалльное оруденение площади — Панареченская (600 км²) и Кривецко-Япомская (675 км²) зоны метасоматитов. Панареченская метасоматическая зона локализована в северной части ПРР в зоне сочленения Имандра-Варзугской протерозойской грабен-синклинали с Терским зеленокаменным поясом. В районе верхнего и среднего течения р. Варзуга отмечается широкое развитие процессов метасоматоза по протерозойским и лопийским породам. Здесь выделены протяженные зоны распространения метасоматитов, а также площади с интенсивно проявленным гранатовым и глиноземистым порфиروبластезом и слабопроявленными метасоматическими изменениями. Ширина указанных выше зон варьирует от 500 м до 3 км, протяженность составляет от 12 до 25 км. Все зоны имеют выдержанное северо-западное (290–300°) простирание.

В составе метасоматических тел, приуроченных к южному контакту Имандра-Варзугской грабен-синклинали, преобладают графитистые мусковит-кварцевые разновидности с пиритовой минерализацией. Среди метасоматических образований, локализованных на северном фланге архейской зеленокаменной структуры, развиты среднетемпературные метасоматиты (гранат-кварцевые, гранат-ставролит-биотитовые), а также низкотемпературные (мусковит-кварцевые, полевошпатовые, актинолитовые). По данным проведенных в 1970-е годы при геологической съемке буровых и горных работ, в пределах Панареченской площади были вскрыты многочисленные тела графитистых метасоматитов с сульфидной минерализацией. В ее восточной части расположено рудопроявление Ворговый.

Кривецко-Япомская метасоматическая зона приурочена к зоне сочленения зеленокаменного пояса с Южно-Кольской складчатой зоной. Здесь наблюдаются наиболее дифференцированные зональные метасоматические тела сложного строения. В них выделяются метасоматиты основного состава (силлиманит-гранат-биотитовые, гранат-жедритовые, гранат-рогообманковые), кислые (кварцевые, диопсид-кварцевые, мусковит-кварцевые с графитом, пиритом, арсенопиритом, пирротинном), карбонатные с диопсидом.

На территории листа Q-36 в пределах западного продолжения Панареченской зоны изучен перспективный пункт минерализации золота Индель. Максимальное содержание золота в пунктирно-бороздовых пробах достигает 1 г/т при мощности 10 м. Таким образом, для расчета ресурсов использовались следующие параметры: мощность предполагаемого рудного тела — 10,0 м, протяженность по простиранию — 2000 м, протяженность по паде-

нию — 200 м, плотность горной массы — 2,6 т/м³, содержание золота — 1 г/т. В этом случае прогнозные ресурсы проявления Индель категории Р₃ составляют: 10,0 м × 2000 м × 200 м × 2,6 т/м³ × 1,0 г/т = 10,4 т, с понижающим коэффициентом 0,3–3,1 т. По ранее проведенным расчетам, ресурсы категории Р₃ Панареченской зоны и Кривецко-Япомской зоны в пределах листа Q-37 оцениваются в 19,2 т. Для 26 пунктов минерализации прогнозные ресурсы составляют 26 × 3, 1 × 0,3 = 24,2 т.

Кроме того, в пределах ПРР к северо-западу от изученной Панареченской площади известно золоторудное поле Солёные Озера, ресурсы которого составляют 10 т [582]. Таким образом, суммарные ресурсы категории Р₃ Сергозерского ПРР составляют: 19,2 т + 3,1 т + 24,2 т + 10 т = 57 т. Для территории листа Q-37 ресурсы категории Р₃ составляют 19,2 т.

Стрельнинско-Пулоньгский потенциальный золоторудный узел приурочен к области распространения окаймленных гранито-гнейсовых куполов в восточной части Имандра-Варзугской МЗ. В площадь Стрельнинско-Пулоньгского ПРУ входят девять куполов (рис. 22) — Верхне-Стрельнинский, Пурначский, Стрельнинский, Березовский, Бабозерский, Копытозерский, Чапомский, Пулоньгский, Лиходеевский. Из них Пурначский и Верхне-Стрельнинский сложены щелочными гранитами Пурначского комплекса; Березовский, Чапомский и Пулоньгский — гнейсами и мигматит-гранитами Южно-Кольской ПМЗ; остальные — гнейсоплагиогранитами и гнейсотоналитами среднего лопия. Ядерные части купольных структур обрамлены супракрустальными образованиями пялочной толщи имандровской серии (верхний лопий). Последние по зоне разрывных дислокаций контактируют с породами стрельнинской серии нижнего карелия. Структура обрамления куполов представляет собой набор разномасштабных тектонических пластин. Архейские и протерозойские породы прорваны многочисленными телами метаморфизованных габброидов (габбро-амфиболиты, габбро-перидотиты, габбро-диориты).

Условия регионального метаморфизма соответствуют границе эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций повышенных давлений [259]. Наиболее распространенные метасоматиты варзугского комплекса обладают чертами постметаморфического происхождения. В распределении метасоматитов установлены следующие закономерности: большая часть метасоматических тел локализована вблизи контактов гранито-гнейсовых куполов, также вдоль контактов и по простирацию интрузий метагабброидов преимущественно по породам пялочной толщи.

Метасоматиты представлены двумя ассоциациями основных и кислотных фаций. Тела слюдястых метасоматитов, содержащие значительное количество кислых (кварцевых, мусковит-кварцевых) разностей, а также зоны прожилкового штокверкоподобного окварцевания с сопряженными основными фациями, прослежены на 4–5 км, при мощности выходов до 100–120 м.

Метасоматиты образуют систему субпараллельных ветвящихся тел. В их осевых частях расположены потенциально золотосодержащие кварцево-жильные зоны, а краевые зоны представлены амфибол-плагиоклазовыми метасоматитами.

Перспективность Стрельнинско-Пулоньгского ПРУ на благороднометалльное оруденение определяется следующими факторами.

1. Крупные масштабы метаморфо-метасоматического массопереноса и практически площадная интенсивная перекристаллизация вмещающих пород.

2. Высокая химическая контрастность метасоматической зональности — от основного (амфиболового) до ультракислого (кварцевого) состава.

3. Наличие многочисленных структурных ловушек в тектонизированной подошве интрузий габбродолеритов и в замковых частях антиклинальных складок.

4. Высокая флюидонасыщенность на протяжении всей раннедокембрийской истории эндогенного развития шовной зоны на южном контакте Имандра-Варзугской структуры.

5. Наличие многочисленных точек золотой минерализации (до 3–4 г/т на уч. Олений) по простиранию той же структурной зоны и находящихся в сходной геологической позиции.

Специализированные поиски золота на этой площади не проводились. Однако по результатам попутных поисков в составе разномасштабных картировочных работ здесь уже выявлена большая совокупность прямых и косвенных признаков золотоносности в виде пунктов минерализации, первичных и вторичных аномалий золота и элементов-индикаторов золоторудной минерализации, шлиховых аномалий золота в руслах ручьев. На территории узла известно одно золоторудное проявление руч. Олений, а также 15 пунктов минерализации золота. В качестве рудовмещающих рассматриваются мусковит-кварцевые метасоматиты регрессивного этапа позднекембрийского метаморфизма. На территории узла известно большое количество точечных вторичных геохимических аномалий золота в рыхлых отложениях и рудные валуны с содержаниями 0,1–1,0 г/т. В руслах ручьев установлены шлиховые аномалии золота.

Расчет ресурсов категории P_3 проведен по аналогии с зеленокаменным поясом Иломанси (Финляндия), где известны два месторождения золота (Пампало, Валкеасу) и ряд рудопроявлений (Рамепура, Кунттила и др.). Площадь золоторудной зоны в пределах пояса с учетом северного и южного флангов, находящихся на территории РФ, составляет около 1200 км². Суммарные запасы месторождений и ресурсы проявлений оцениваются в 32 т золота (Fennjiskandion Ore Deposit Database, 2008). Таким образом, удельная площадная рудоносность пояса Иломанси составляет 26,6 кг/км².

Площадь Стрельнинско-Пулоньгского ПРУ составляет 2299 км².

Ресурсы P_3 для Стрельнинско-Пулоньгского РУ рассчитывались по формуле:

$$P_3 = P_y \times S \times K = 26,6 \text{ кг/км}^2 \times 2299 \text{ км}^2 \times 0,5 = 30,5 \text{ т,}$$

где P_y — удельная площадная рудоносность эталонного объекта, S — площадь потенциального рудного узла, K — коэффициент подобия, равный 0,5.

Рудные узлы протерозойского возраста

Панско-Федоровотундровский благороднометалльный рудный узел расположен в северном борту Имандра-Варзугской протерозойской грабен-синклинали и представлен интрузиями Панско-Мончегорского перидотит-пироксенит-габброноритового комплекса. В этих крупных расслоенных интрузивах лопполитообразной формы установлены многокамерность и многофазность формирования. Максимальные концентрации платиноидов малосульфидного типа обнаруживаются в расслоенных горизонтах и в зонах пропильтизации по гипербазитам.

Все известные рудные платиновые объекты, включая разведанные месторождения, находятся на территории смежного листа Q-36. На территории листа Q-37 располагается восточное окончание Панско-Федоровского расслоенного интрузива и соответственно восточная часть рудного узла. Здесь известен перспективный Чурозерский участок, для которого в ходе работ ОАО «Пана» были оценены прогнозные ресурсы ЭПГ по категориям: P_1 в 13,5 т, P_2 – 396 т до глубины 500 м [107].

Алмазоносные районы, узлы (кимберлитовые поля) и рудные поля палеозойского возраста

Определяющими факторами алмазоносности Русской плиты в пределах рассматриваемого листа являются:

- присутствие комплекса щелочных и щелочно-ультраосновных пород различной специализации;
- присутствие двух типов кимберлитовых пород с промышленной алмазоносностью одного возраста;
- наличие проницаемых линейных зон тектонической активизации, проявленных в виде скрытых дислокаций субмеридионального и субширотного направления, активизированных в среднем палеозое;
- тектонически расчлененная поверхность докембрийского фундамента с блоковым строением, находящим отражение в совмещении горстов и алмазоносных узлов (полей);
- развитие в районе грубокластические толщи, отложившиеся после становления кимберлитов, которые содержат продукты дезинтеграции кимберлитов;
- многоярусные ореолы рассеяния высокобарических минералов – спутников алмаза в палеозойских терригенных отложениях.

Минерогения рассматриваемых ниже рудных районов и узлов определяется процессами контрастно проявленной палеозойской активизации. Характерной особенностью выделенных алмазоносных районов является тесная пространственно-временная и генетическая связь кимберлитового (в том числе и продуктивного) вулканизма с мелилититовым и даже базальтовым магматизмом, соседство вулканических объектов с резко различающимися признаками, в том числе и продуктивностью [199].

По структурным особенностям и концентрации проявлений и месторождений полезных ископаемых выделяются: на Кольском полуострове

Оленицко-Пялицкая алмазоносная зона, а на Русской плите — Зимнебережный алмазоносный район с одноименным алмазоносным узлом и Двинско-Пинежский потенциальный алмазоносный район. Зимнебережный алмазоносный узел объединяет Золотицкое и Верхотинское рудные алмазоносные поля, а также Кепинское потенциальное рудное поле с установленными алмазоносными проявлениями. Кроме того, в пределах Зимнебережного алмазоносного района выделены потенциальные рудные поля: Товское, Ручьевское, Нижнезолотицкое, Среднезолотицкое [229].

Оленицко-Пялицкая потенциальная алмазоносная зона находится в южной части Кольского полуострова, она прослеживается на 200 км от Турьего мыса (лист Q-36) на западе до р. Поной на востоке. Ее ширина составляет ~50 км. Границы зоны определяются распространением эксплозивных тел в пределах палеорифта, осложненного зонами активизации с горстограбеновым строением фундамента. Всего на Терском Берегу (площадь листа Q-36) известно около 60 трубообразных, дайкообразных и штокообразных тел, сложенных мелилитами, редко слюдяными кимберлитами. Здесь известны две трубки слюдяных кимберлитов, а также 36 трубок взрыва и 16 даек мелилититов, в том числе фельдшпатоидных мелилититов, меланефелинитов и авгититов [173].

Вблизи восточной границы смежной территории листа Q-36 расположено Ермаковское кимберлитовое поле с двумя слабоалмазоносными трубками. Трубки прорывают терригенные отложения верхнего рифея. Размер тел 20—40 м, форма удлинённая, сильно удлинённая, очень редко — близкая к изометричной. По сравнению с продуктивными кимберлитами Зимнего Берега, кимберлиты Терского Берега отличаются более высоким содержанием TiO_2 , Al_2O_3 , железа, MgO , CaO , щелочей и P_2O_5 .

По результатам определения абсолютного возраста К-Аг методом по флогопиту из кимберлита возраст трубок оценивается как позднедевонско-раннекаменноугольный. Получены значения 337—384 млн лет. По данным кернового опробования, в двух трубках кимберлитов установлены мелкие алмазы во фракции мельче 0,5 мм, представленные октаэдрами. Содержание алмазов убогое. Прогнозные ресурсы Оленицко-Пялицкой зоны по категории P_2 — 3,2 млн карат [107].

На территории листа Q-37, вероятней всего, продуктивные кимберлиты могут быть обнаружены к северу от рифейского грабена в поле развития архейских метаморфических пород. Учитывая, что суммарный срез после среднего палеозоя этой территории оценивается в 300—500 м, размеры кимберлитовых трубок должны быть небольшими, несколько десятков метров в поперечнике. Также в зоне находятся месторождения и проявления аметиста, барита и флюорита.

Зимнебережный алмазоносный район расположен в северной части Русской плиты в пределах крупного блока с архейским возрастом кратонизации фундамента (Ваганов, 2000). Он приурочен к узлу пересечения разноориентированных глубинных разломов. В терригенных кимберлитовмещающих вендских породах осадочного чехла приподнятому блоку фундамента соответствует слабоамплитудная (приблизительно 80 м) купольная структура. В современном рельефе здесь картируется кольцевая положительная морфоструктура, несколько смещенная на восток. Кимберлитовмещающи-

ми являются разломы и оперяющие трещины близмеридиональной ориентировки. Длинные оси подавляющего большинства трубок ориентированы в северо-северо-восточном направлении (0–150°).

Анализ сейсмических разрезов по двум профилям ГСЗ–МОВЗ, пересекающим Зимнебережный район в субмеридиональном и субширотном направлениях, показывает, что все проявления щелочно-ультраосновного магматизма приурочены к блоку земной коры с аномальными сейсмическими параметрами. Отмечается повышенная расслоенность земной коры с чередованием слоев небольшой мощности (~5 км) с повышенными и пониженными скоростными характеристиками продольных (V_p) и поперечных (V_s) волн. В верхней (на глубине ~10 км) и нижней (на глубине ~25 км) частях разреза выделяются слои с инверсией скорости упругих волн (так называемые волноводы). Кроме того, район в целом отличается аномально низкими значениями отношения V_p/V_s (1,64–1,69). Нижняя (гранулит-базитовая) часть разреза коры также имеет стратифицированный характер. В нижней коре выделяется обширный по площади слой мощностью ~10 км, характеризующийся несколько отличными скоростными параметрами ($V_p \sim 7,0$ км/с, $V_s \sim 3,90$ км/с) по сравнению со скоростными характеристиками во вмещающих образованиях гранулит-базитового слоя ($V_p \sim 7,10$ км/с, $V_s \sim 4,0$ км/с).

Зимнебережный алмазодносный узел приурочен к локальному поднятию в кровле этого надмантийного слоя, а также тяготеет к северной части (борту) линейного прогиба по поверхности М, где наблюдается деформация раздела кора–мантия. В верхней мантии вдоль границы М отмечается тенденция снижения скорости упругих волн – до 8,0 км/с (на фоне 8,2 км/с). Геологический контур в плане определяется сложной блоково-купольной структурой размером 70 × 60 км.

Возраст проявления кимберлитового магматизма определяется как позднедевонский–раннекарбонный по присутствию продуктов разрушения кимберлитов в виде минералов-спутников алмаза в перекрывающих песчаниках урзугской свиты среднего карбона, а также по наличию в кимберлитовых брекчиях остатков позднедевонской углефицированной древесины [3]. Изотопный возраст кимберлитовых тел укладывается в интервал 393–316 млн лет. Размер и форма трубок в плане варьирует в широких пределах – от небольших изометричных (100 × 60 м) и овальных (125 × 80 м) до крупных изометричных (500 × 500 м) и удлиненных (1040 × 330 м; 1820 × 570 м). Трубки прорывают терригенные отложения котлинского горизонта венда и перекрываются песчаниками урзугской свиты среднего карбона или известняками олмугской–окуневской свит среднего карбона, реже непосредственно четвертичными образованиями.

В пределах Зимнебережного узла и на его флангах наблюдается магматическая зональность [266]. По петрографическим, петрохимическим и минералогическим особенностям выделяются три зоны: западная с продуктивными безмикрولитовыми кимберлитами, средняя с продуктивными и непродуктивными кимберлитами – трубками, дайками и пикритами; и восточная периферийная, где присутствуют только трубки базальтового состава.

Устанавливается следующий комплекс прогнозных критериев: геофизические, структурно-тектонические, минералогические. Геофизические критерии включают сейсмические, гравитационные, магнитные и элект-

тропроводные характеристики. Структурно-тектоническими критериями являются рельеф поверхности кристаллического фундамента; рифейские блоковые структуры; субмеридиональные и северо-восточные нарушения, обусловленные палеозойским этапом тектоно-магматической активизации; тектонические структуры кольцевого типа разного диаметра. Минералогические критерии включают шлиховые потоки и ореолы рассеяния минералов-спутников алмаза.

Золотицкое рудное поле локализовано в центральной зоне Зимнебережного узла, характеризующейся развитием безмикролитовых кимберлитов. В ее пределах расположено месторождение алмазов им. Ломоносова. Все продуктивные трубки сложены преимущественно автолитовыми кимберлитовыми брекчиями. Остальные слабоалмазоносные трубки центральной зоны сложены преимущественно ксенотуфобрекчиями. Последние отличаются от автолитовых кимберлитовых брекчий отсутствием магматического кимберлитового цемента и содержат до 50 % ксеногенного материала. Прогнозные ресурсы Золотицкого поля составляют 49,2 млн карат [107].

Верхотинское рудное поле приурочено к средней зоне, где, кроме кимберлитовых трубок, присутствуют силлы и дайки кимберлитов и трубки пикритов. Месторождение алмазов здесь представлено трубкой им. В. П. Гриба. Кимберлитовые трубки сложены ксенотуфобрекчией и туфобрекчией. Отличие этих трубок состоит в том, что они содержат в своем составе литокласты микролитового (мелилититового или слюдяного) кимберлита. Подсчет запасов алмазов трубки им. В. П. Гриба выполнен по категории C_1 до глубины 300 м и C_2 в интервале глубин 300–500 м – 39,5 млн карат. Прогнозные ресурсы P_1 – 49,2 млн карат. По оценке [107], ресурсы трубки им. В. П. Гриба до глубины 500 м составляют 67 млн карат.

Устанавливается достаточно четкая обратная зависимость между содержанием алмазов в кимберлите и его магнитными свойствами. Поэтому можно предположить, что часть алмазоносных тел на этой площади еще не найдена. На этом основании, а также с учетом вновь выявленных ореолов минералов-спутников алмаза в базальном горизонте урзугской свиты, в пределах Верхотинского поля прогнозируется нахождение по крайней мере двух алмазоносных трубок с ресурсами в 150 млн карат (75 млн карат × 2 трубки) [229].

Кепинское потенциальное рудное поле включает 22 проявления кимберлитового и родственного ему магматизма, девять из них являются алмазоносными. Они представлены кимберлитами с участием безпироксеновых щелочных пикритов. Несмотря на довольно высокую поисковую изученность Кепинского поля, перспектива обнаружения новых месторождений здесь остается, так как устанавливается достаточно четкая обратная зависимость между содержанием алмазов в кимберлите и его магнитными свойствами. Поэтому можно предположить, что часть алмазоносных тел на этой площади еще не найдена. На этом основании, а также с учетом новых выявленных тел в этом поле прогнозируется открытие двух немагнитных (слабомагнитных) небольших тел, прогнозные ресурсы которых могут быть оценены в 60 млн карат (30 млн карат × 2 трубки) [229]. Наиболее перспективными являются трубки Юраская, Ключевая, № 688.

Оценка прогнозных ресурсов осуществлялась по методике, предложенной сотрудниками института ЦНИГРИ [229]. Количество отдельных ким-

берлитовых тел оценивается исходя из площади поля с учетом количества тел, приходящихся на единицу площади в эталонных объектах, а число месторождений — по процентной доле месторождений в эталонном поле. Для рассматриваемой площади листов эталонным объектом являются Золотицкое, Верхотинское и Кепинское поля. При этом указанные поля по характеру проявлений алмазоносности контрастно различаются между собой. В Золотицком все трубки алмазоносны, а пять из них являются промышленными объектами; в Верхотинском поле из восьми трубок алмазоносной с промышленным содержанием является только одна, в Кепинском поле выявлено 32 проявления кимберлитового и родственного ему магматизма, алмазоносными из них являются девять объектов, среди которых промышленно алмазоносных объектов не установлено. Поэтому для осуществления прогнозной оценки по указанной выше методике и получения более объективной картины прогноза в качестве эталонного объекта принимается объединенная площадь указанных трех полей.

Перспективы выявления алмазосодержащих кимберлитов в Зимнебережном узле не исчерпаны. Об этом свидетельствуют значительные размеры ореолов рассеяния алмазов и минералов-спутников алмаза в среднекарбонатовом вторичном коллекторе и в четвертичных отложениях. На основе анализа геологической обстановки, распространения и типоморфных особенностей минералов спутников алмазов (МСА) в среднекаменноугольных отложениях и известных кимберлитовых телах проведена классификация ореолов по перспективности и выделены участки, перспективные на обнаружение коренных источников алмазов.

Товское потенциальное рудное поле располагается в бассейне нижнего течения р. Това. Площадь полностью входит в приподнятый блок кристаллического фундамента в пределах Ручьевского выступа, находится в области Зимнебережного максимума поля силы тяжести и депрессионной зоны в поверхности Мохоровичича (интервале глубин 38—40 км). На востоке непосредственно граничит с Золотицкой кимберлитоконтролирующей зоной. На юго-западе площади, по данным КАС, фиксируются две небольшие (диаметром 450—500 м) кольцевые структуры. В центральной части площади выявлены два маломощных силла кимберлитов: один в бассейне р. Това, другой на юге от Захаровых озер; по данным донного опробования выявлена оваловидная (размером 15 × 25 км) геохимическая аномалия вторичного ореола рассеяния элементов-индикаторов кимберлитового магматизма. В пределах поля установлены два шлиховых потока рассеяния пироба по рекам Малая Инца и Мела; две гидрохимические аномалии подземных вод — одна в устьевой части р. Това, а вторая в бассейне среднего и верхнего течения р. Това. По побережью Белого моря в пределах прогнозируемой площади установлены три точки с находками алмаза. Общий размер площади составляет 871 км². Ресурсы категории Р₃ составляют 49 млн карат [229].

Ручьевское потенциальное рудное поле располагается в северо-восточной части района в бассейне нижнего течения рек Ручьи и Мегра. Практически вся площадь попадает в область приподнятого блока кристаллического фундамента. Входит в западную часть Мегра-Кепинской кимберлитоконтролирующей зоны, включает северную часть Золотицкой кимберлитоконтролирующей зоны, а также северный высокоомный блок земной коры, полностью

находится в пределах контура трансформированного магнитного поля. В пределах площади — несколько аномалий наблюдаемого магнитного поля интенсивностью 400–800 нТл изометричной формы размером 4–6 км в диаметре и шлиховые потоки рассеяния пироба по рекам Южная и Северная Вайзица, Мела, Медовка и Черная. На эту же площадь попадают три геохимические аномалии вторичных ореолов рассеяния индикаторных элементов кимберлитового магматизма и гидрохимическая аномалия подземных вод. Общие размеры данной площади составляют 1002 км². Ресурсы категории Р₃ составляют 49 млн карат [229].

Нижнезолотицкое потенциальное рудное поле располагается в северо-западной части территории работ, в бассейне левобережья нижнего течения р. Золотица. Вся площадь находится в пределах Золотицкого выступа, а ее северо-восточная часть попадает в наиболее приподнятый блок поверхности кристаллического фундамента. Площадь находится в пределах гравитационного максимума поля силы тяжести и в пределах депрессии в поверхности Мохоровичича. В центральной части площади, по данным КАС, фиксируется кольцевая структура (размером 14–10 км). На левобережье руч. Константинов и левобережье р. Летняя выявлены два маломощных силла кимберлитов, поток рассеяния пироба по р. Золотица, одна точка на побережье с находкой алмаза и одна небольшая овальная (размером 6 × 4 км) геохимическая аномалия элементов-индикаторов кимберлитового магматизма по вторичным потокам рассеяния. Общая площадь составляет 384 км². Ресурсы категории Р₃ составляют 17 млн карат [229].

Среднезолотицкое потенциальное рудное поле располагается в юго-западной части площади, охватывая бассейн среднего течения р. Золотица. Оно ограничено глубинными разломами северо-западного, северо-восточного и меридионального (восточная граница) направлений. Общая площадь прогнозной территории 481 км². В структурном отношении площадь находится в пределах Золотицкого выступа кристаллического фундамента.

Положительными факторами прогноза являются следующие:

- находится в области депрессии поверхности Мохоровичича и в пределах Зимнебережного максимума силы тяжести;
- большая часть площади попадает в пределы области среднечастотных деформаций магнитного поля;
- по р. Золотица имеется шлиховой поток рассеяния пироба;
- в северо-западной части площади располагается литохимический ореол рассеяния элементов-индикаторов кимберлитового магматизма;
- восточная часть попадает в контур высокоомного блока фундамента.

Общая площадь составляет 481 км². Ресурсы категории Р₃ составляют 17 млн карат [229].

Ижмозерское потенциальное рудное поле представлено полем оливинных мелилититов и фельдшпатоидных пикритов; трубками: Озерная, Крутиха Северная, Крутиха Южная, Летняя. Все трубки являются слабо-, убого-алмазонасными. Поле находится в той же кимберлитоконтролирующей зоне, что и указанное выше Золотицкое рудное поле, располагается в пределах приподнятого блока кристаллического фундамента (Архангельский горст), включает фрагмент геохимического ореола рассеяния элементов-индикаторов кимберлитового магматизма. Учитывая же обстоятельства

связи между содержанием алмаза и магнитными свойствами алмазодержащих пород, указанные выше (Кепинское поле), здесь прогнозируется открытие небольших немагнитных (слабомагнитных) тел с прогнозными ресурсами порядка 20 млн карат [229].

Двинско-Пинежский потенциальный алмазоносный район включает Ненокское поле оливиновых мелилититов, которое представлено телами трубочной формы, сложенными туффизитами, туфами, туффитами фельдшпатоидных оливиновых мелилититов. Редко встречаются породы эффузивного облика. Всего к настоящему времени здесь выявлено 19 трубок. Размеры трубок изменяются в широких диапазонах: от 75 × 75 м (трубка № 30) до 500 × 675 м (трубка Н-505), у некоторых трубок сохранились кратерные части. Трубки образуют линейные группы тел, состоящие из двух-пяти тел. Простирание удлиненных осей трубок – субмеридиональное или северо-восточное. Трубки прорывают отложения венда и перекрыты четвертичными образованиями мощностью от 1 (трубка Болванцы) до 85 м. Возраст трубок определен как позднедевонский–раннекарбонный по находкам в них ксенолитов с растительными остатками.

Большинство трубок Ненокского поля сложены взрывными фазами пород – туфо- и ксенотуфобрекчиями. Отдельные трубки сложены автолитовыми брекчиями. Ксенотуфобрекчии сложены автолитами, обломками оливиновых мелилититов и мелилититов ранних фаз, ксенолитами пород фундамента, осадочного чехла. Глубинные включения мантийного происхождения встречаются крайне редко.

Вулканокластические породы Неноксы не содержат интрателлурических вкрапленников оливина-1. Во вкрапленниках присутствует в переменных количествах идиоморфный оливин-2 и клинопироксен, в основной массе – мелилит, клинопироксен, фельдшпатоиды (прежде всего нефелин) и рудный минерал. По соотношению вкрапленников оливина и клинопироксена породы образуют ряд: беспироксеновые оливиновые мелилититы–пироксеновые оливиновые мелилититы–мелилититы [173].

Минералы-спутники алмаза отмечаются в незначительном количестве, присутствуют только редкие зерна высокоглиноземистого хромдиопсида и хромшпинелида; пикроильменит отсутствует. Среди редких пиропов встречаются единичные зерна высокохромистых разновидностей.

Перспективы обнаружения алмазоносных кимберлитов в пределах собственно Ненокского поля оцениваются невысоко. Однако, по аналогии с Зимнебережным кимберлитовым районом, здесь можно предположить наличие зональности щелочно-ультраосновных магматитов. Поскольку поиски велись в основном с помощью магнитной съемки, то на первом этапе были обнаружены магнитные и высокомагнитные оливиновые мелилититы. Теперь предстоит заверить малоинтенсивные аномалии, выявленные аэромагнитной съемкой по соседству с Ненокским полем. Присутствие родственного кимберлитам пород ненокского комплекса может являться индикатором наличия алмазоносных кимберлитов в этом потенциально алмазоносном районе.

О возможности выявления на Онежском полуострове кимберлитов могут также свидетельствовать развитые здесь ореолы минералов-спутников алмаза, а также отдельные находки пиропов ультраосновного генезиса.

са, в том числе слабоизношенных. В целом же Зимнебережный и Двинско-Пинежский районы являются перспективными на обнаружение здесь новых полей кимберлитов среднепалеозойского возраста. Об этом свидетельствуют как геофизические признаки, так и многочисленные находки минералов-индикаторов и собственно алмазов в низовьях р. Северная Двина и ее притоков, по р. Лая и на других локальных участках.

Прогнозные ресурсы категории P_3 оцениваются в 49,6 млн карат [260].

Таким образом, на территории листа проявлен многоэтапный и своеобразный тип минерагенической эволюции региона от раннего докембрия до фанерозоя. Крупнейшие или даже уникальные месторождения глиноземистого сырья, алмазов, редких и редкоземельных элементов образуют особый минерагенический комплекс.

ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ

Рассматриваемая площадь листа Q-37 на 70 % принадлежит к бесперспективным в отношении нефтегазоносности территориям – Балтийскому щиту и выступам дорифейского фундамента Русской плиты, с маломощным чехлом вендских и палеозойских отложений. И только 30 % площади листа, которая охватывает преимущественно Беломорскую зону интракратонных рифейских прогибов, частично перекрытых венд-палеозойским чехлом, расположенную в акватории Белого моря и Зимнебережном районе Мезенского бассейна, рассматривается как возможно нефтегазоносная.

Промышленная нефтегазоносность в Мезенском бассейне сегодня не доказана, однако основные перспективы бассейна на углеводородное сырье связываются с верхнепротерозойскими отложениями. Рифейский комплекс пород Мезенской синеклизы одними исследователями рассматривается как малоперспективный или вовсе бесперспективный [112], другие выделяют его как один из основных объектов поиска [23, 197, 254, 40, 1, 81].

Нефтегазоносные комплексы

Основной нефтегазогенерирующей толщей на площади листа Q-37 являются рифейские отложения, которые в юго-восточной части перекрываются флюидоупором – глинами усть-пинежской свиты. Нефтегазоматеринские отложения венда, также связанные с отложениями усть-пинежской свиты, на исследуемой территории обладают невысокой степенью зрелости органического вещества (ОВ). Поскольку мощность вендской крыши в области ее распространения составляет 100–700 м, достигая 1,5 км на локальных участках, сохранность залежей здесь могут обеспечить только внутрiformационные флюидоупоры.

Рифейский потенциально нефтегазоносный комплекс (ПНГК) в пределах исследуемой части Мезенского бассейна приурочен преимущественно к областям развития грабенообразных прогибов. Мощность отложений и стратиграфическая полнота разрезов резко меняются по площади. Наиболее полные разрезы приурочены к северо-западной части Кандалакшско-

Онежского грабен-прогиба, где общая мощность рифейских отложений достигает 8,5 км, а верхнего, кандалакшского, сейсмокомплекса — до 3,5 км. В Сафоновско-Понойском прогибе мощность рифейских отложений составляет 5–6 км, а в Керецко-Пинежском — 3–4 км. На бортах прогибов и склонах поднятий фундамента мощность комплекса сокращается до 1,5–1,0 км, местами до 0,5–0,25 км, а в пределах Терско-Зимнебережного, Архангельского выступов, а также приподнятых блоков Чапомско-Золотицкой горст-грабеновой зоны отложения рифея полностью отсутствуют. Площади, где мощность отложений осадочного чехла менее 1–1,5 км, отнесены к бесперспективным землям.

Нефтегазогенерирующие толщи в разрезах восточных районов Мезенского бассейна (на территории смежного листа Q-38) выделены в отложениях пезской свиты среднего рифея и сафоновской серии верхнего рифея. Там эти отложения испытали несколько этапов нефтегазообразования — рифейский, вендский и позднепалеозойский [254].

Пезская свита представлена однородной толщей аргиллитов. Содержание органического вещества в породах свиты изменяется от 0,009 до 0,7 % (в среднем 0,32 %). Содержание хлороформенного битумоида «А» (ХБ) варьирует в пределах 0,004–0,032 % и в среднем составляет 0,007 % на породу. Верхняя часть разреза среднего рифея (дорогорская свита), представленная серыми аргиллитами и реже алевролитами, характеризуется низким содержанием ОВ (0,09–0,13 %) и не является нефтематеринской. Содержание ХБ «А» в них также невысоко и в среднем равно 0,003 %. Содержание ОВ в верхнерифейских отложениях относительно невысокое и колеблется в пределах от следов до 0,38 % на породу. Наиболее обогащены им серые и темно-серые аргиллиты оменской свиты.

Проницаемые толщи в рифейском комплексе Мезенской синеклизы, приуроченные к дорогорской свите, характеризуются плохими коллекторскими свойствами [249]. Пористость образцов составляет 0,57–3,75 %, проницаемость не превышает 1×10^{-3} мкм². В то же время при опробовании их в скв. Усть-Няфтинская-1, инт. 2973–3048 м (площадь листа Q-38) получен приток пластовой воды дебитом 9,9 м³/сут, а из инт. 2818–2918 м — 12,0 м³/сут. Коллекторская толща верхней части рифейского комплекса, приуроченная в основном к песчаникам уфтыюгской свиты, по керну характеризуется значительно лучшими емкостными параметрами: пористость достигает 11,2 % в скв. Усть-Няфтинская-1. При опробовании этой толщи в скв. Лешуконская-1 (территория листа Q-38) получен приток пластовой воды дебитом 500 м³/сут. По площадному распространению проницаемая толща дорогорской свиты имеет зональное развитие, уфтыюгской — региональное. Экранирующие толщи, приуроченные к оменской и няфтинской свитам, имеют зональный характер развития.

Аналогичные по характеристикам рифейские толщи можно предполагать и в акваториальной области Сафоновско-Понойского прогиба, северо-западная часть которого расположена на площади листа Q-37. Кроме того, в верхней части рифейского разреза здесь, судя по характеру сейсмических отражений, могут быть развиты карбонатные толщи, подобные доломитам лудоватой свиты п-ова Канин.

По сравнению с восточными разрезами рифея перикратонной области, нефтематеринский потенциал рифейских отложений, заполняющих грабены интракратонной зоны, ожидается существенно ниже, поскольку здесь, по всей видимости, развиты преимущественно континентальные красноцветные грубообломочные породы. На южном побережье Кольского полуострова — это оленицкая серия, к которой относятся терская и турьинская свиты. В основании терской свиты залегает пачка конгломератов, сменяющаяся вверх по разрезу разнозернистыми красновато-коричневыми аркозовыми песчаниками, темно-бурыми алевролитопесчаниками и алевролитами. Турьинская свита сложена граувакковыми песчаниками и алевролитопесчаниками, переходящими вверх по разрезу и по латерали в аркозовые. Кварцевые песчаники и гравелиты наблюдаются в виде маломощных прослоев.

О физических свойствах пород керецкого и кандалакшского сейсмокомплексов, распространенных на акваториальной части Беломорской интракратонной зоны, можно судить только предположительно, но даже если в разрезе определенно существуют проницаемые толщи, наличие залежей УВ контролируется главным образом флюидоупорами. Экранирующие толщи здесь, скорее всего, имеют зональный характер развития и приурочены к интервалам, которые на сейсмических разрезах формируют протяженные отражения.

Вендский ПНГК распространен в юго-восточной части площади листа и представлен всеми тремя свитами, последовательно выходящими на поверхность предчетвертичного денудационного среза: усть-пинезской, мезенской и падунской. Поскольку комплекс имеет небольшую мощность (100–700 м, лишь местами у восточной рамки карты до 1–1,5 км) и залегает вблизи поверхности, его роль ограничивается в основном созданием дополнительного флюидоупора для нижележащего рифейского ПНГК.

Нефтегазогеологическое районирование

Учитывая ведущую роль тектонического фактора при проведении нефтегазогеологического районирования [140], в настоящей работе мы связываем нефтегазогеологические подразделения с тектоническими элементами, выделенными на основе сейсморазведочных данных по акватории Белого моря и прилегающей части Летнего и Зимнего Берегов. В соответствии с тектоническим районированием рифейского (основного потенциально нефтегазоносного) комплекса Мезенской ПНГП, в целом для провинции выделены три потенциально нефтегазоносные области: Предтиманская, Северокольско-Мезенская и Беломорско-Северодвинская ПНГО. Две последние области частично расположены на площади листа Q-37. Подразделение областей на районы, при современной стадии изученности бассейна и недоказанной нефтегазоносности, представляется преждевременным. Качественные различия между объектами внутри областей, влияющие на распределение и оценку прогнозных ресурсов, определяются структурными элементами первого порядка, с учетом литологии потенциальных резервуаров, наличия покрышек и других факторов.

Северокольско-Мезенская ПНГО территориально соответствует перикратонной области и включает Сафоновско-Понойский прогиб, Кильдинско-Святоносскую ступень и западное замыкание Лешуконского прогиба. Эта область отличается от системы западных (интракратонных) грабен-прогибов Мезенского бассейна большей долей в разрезе сероцветных морских, в том числе терригенно-карбонатных отложений. Общая площадь ПНГО в рамках листа составляет 5163 км². Основной потенциально нефтегазоносный комплекс – рифейский, поскольку вендские отложения на территории ПНГО залегают преимущественно на глубинах менее 1–1,5 км. Тем не менее, распространенные практически на всей площади ПНГО вендские, а на севере и юге области – и палеозойские отложения, создают дополнительные экраны, повышающие перспективы рифейского комплекса.

Наибольшие перспективы в пределах Северокольско-Мезенской области связываются с Сафоновско-Понойским прогибом, меньшие – с Лешуконским прогибом и Кильдинско-Святоносской ступенью.

В Сафоновско-Понойском прогибе мощность осадочного чехла достигает 7–8 км, сокращаясь до 3–3,5 км на западном борту, сопряженном с Кильдинско-Святоносской ступенью. Кровля рифейских отложений погружается в северо-восточном направлении, достигая в самом углу карты максимальной глубины – 2–2,5 км. Центр области погружения, где глубина залегания подошвы венда превышает 3 км, расположен дальше к северо-востоку, на границе территорий листов R-38 и Q-38. Предполагаемое по характеру сейсмического разреза распространение терригенно-карбонатных и карбонатных отложений в составе святоносского сейсмокомплекса рифея в Понойской части прогиба, в совокупности с развитием здесь мощной толщи венда, позволяет прогнозировать для этого района максимальную (10–30 тыс. т у. т./км²) удельную плотность ресурсов УВ.

В пределах перспективных земель Кильдинско-Святоносской ступени, которая в южной части образует перемышку между Сафоновско-Понойским и Лешуконским прогибами, мощность осадочного чехла варьирует от 1,5 до 4 км, а вендской толщи – от 0,5 до 0,8 км. Возможный тип ловушек для этой зоны – тектонически экранированные.

Лешуконский прогиб на площади листа представлен узкой полосой своего западного борта, граничащей с бесперспективной территорией Терско-Зимнебережного выступа. Мощность рифейского ПНГК составляет 1,5–3 км, а перекрывающей вендско-палеозойской толщи – до 1 км.

Беломорско-Северодвинская ПНГО занимает юго-западную интракратонную (или внутриплитную) часть Беломорско-Мезенского бассейна, включая пограничный элемент – Терско-Полтинский порог. В рамках листа она представлена фрагментами Кандалакшско-Онежского и Керецко-Пинежского грабен-прогибов, которые разделены Архангельским поднятием, и включает Чапомско-Золотицкую горст-грабенную зону, граничащую с Терско-Полтинским порогом. Площадь перспективных земель области составляет 37 078 км². Потенциально нефтегазоносным является рифейский комплекс отложений. При этом прогнозируется [42], что основная часть рифея в грабенах сложена преимущественно красноцветными терригенными отложениями, хотя и не исключается, что в верхней части разреза, возможно, распространены сероцветные толщи, которые могут содержать залежи нефти и газа.

К перспективным землям Терско-Полтинского порога относится Полтинско-Елькибская зона поднятий, небольшая часть которой попадает в пределы территории листа.

Чапомско-Золотицкая горст-грабеновая зона представляет систему опущенных и приподнятых блоков, как основного (северо-западного), так и ортогонального простирания. В грабенах мощность осадочного чехла достигает 3–3,5 км. Горсты, где фундамент расположен на отметках меньше 1 км, а рифейские отложения отсутствуют, относятся к бесперспективным землям.

Керецко-Пинежский грабен-прогиб системой поперечных разломов разделяется на три сегмента. Юго-восточный и северо-западный отрезки отличаются простым строением, представляя односторонние полуграбены: первый ограничен сбросом с юго-запада, второй – с северо-востока. Мощность осадочного чехла в обеих этих частях грабена немногим больше 3 км, причем в северо-западной части весь объем чехла составляет рифей, а в юго-восточной – от 0,5 до 1,5 км приходится на венд-палеозой. Средний участок грабен-прогиба осложнен серией ступеней, по которым фундамент погружается до отметок более 4 км, а мощность вендского комплекса плавно увеличивается к востоку от 0,1 до 0,9 км.

Центральную часть Архангельского поднятия занимает одноименный выступ архейско-раннепротерозойского фундамента, перекрытый отложениями венда–карбона мощностью 0,4–0,9 км. Поэтому к перспективным землям относятся только периферийные участки поднятия: небольшой грабен, вдающийся в дорифейский цоколь с юго-востока, южный склон выступа и его северо-западная периклиналь. Последняя может рассматриваться и как самостоятельный элемент второго порядка – вал или горст; в ее пределах по фундаменту обособляется ряд замкнутых поднятий. Однако небольшая глубина залегания фундамента – от 0,5 до 1,5 км – не дает оснований считать эти поднятия нефтеперспективными структурами.

Кандалакшско-Онежский грабен-прогиб в рамках площади листа представлен системой впадин, разделенных перемычками и смещенных поперечными разломами. Мощность рифейского чехла в западной части прогиба превышает 8,5 км, из которых до 3,5 км приходится на долю предположительно верхнерифейских толщ кандалакшского сейсмокомплекса. На склоне Архангельского поднятия и его северо-западной периклинали, отделяющей Керецко-Пинежский грабен, мощность осадочных толщ, представленных предположительно средне-верхнерифейскими отложениями керецкого сейсмокомплекса, аналогичными оленицкой серии, составляет 1500–2500 м.

Пологий склон северо-западной части Кандалакшско-Онежского грабена в структурном отношении представляет по сути моноклинали, а слагающие его образования керецкого и кандалакшского комплексов очень глубоко денудированы, при этом поверхность рифея перекрыта только маломощной толщей четвертичных образований. Моноклинали осложнена тектоническими нарушениями, что является единственным структурообразующим фактором, который может обеспечить условия для формирования тектонически экранированных ловушек.

Оценка прогнозных ресурсов нефти и газа

Для официальной количественной оценки начальных суммарных ресурсов Мезенской синеклизы, выполненной в 1993 г., использовались объемно-генетический, сравнительно-геологический и объемно-балансовый методы [254]. По ее результатам, в целом Мезенская синеклиза отнесена по газу к малоперспективной территории (НСР геологические – 36,6 млрд м³ при средней плотности 0,22 млн м³/км²) и к перспективной – по нефти (НСР геологические – 1078,5 млн т, при средней плотности – 6,7 тыс. т/км²). Однако учитывая специфический характер строения рифейских отложений, была принята, до получения обоснованных эталонов, только качественная оценка перспектив нефтегазоносности Мезенской синеклизы.

В последующем были проведены авторские оценки в работах И. А. Шукина и др. (1996 г.); В. Н. Макаревича и др. (2001 г.); С. В. Аплонова и др. (2006 г.).

Подсчет прогнозных ресурсов

ПНГО	Элементы	Подчиняемые участки	S, км ²	Плотность, тыс. т/км ²		НСР, геологи	
				RF	V + PZ	RF	V + PZ
I-A	A1	1	1698,254	20,600	2,100	34984,032	3566,333
	A2	2	2664,129	4,800	0,000	12787,819	0,000
	A3	3	800,841	8,400	0,000	6727,064	0,000
Всего			5163,224			54498,916	3566,333
I-B	B2	1	461,810	4,900	0,000	2262,869	0,000
	B2	1	3046,602	4,900	0,000	14928,350	0,000
	B3	1	2867,319	5,000	0,000	14336,595	0,000
		2	7465,373	7,100	0,000	53004,148	0,000
	<i>всего</i>		13841,104			84531,962	0,000
	B4	1	451,988	3,100	0,000	1401,163	0,000
		2	3824,203	3,700	0,000	14149,551	0,000
		3	1913,210	1,900	0,000	3635,099	0,000
	<i>всего</i>		6189,401			19185,813	0,000
	B5	1	1541,642	4,800	0,000	7399,882	0,000
		2	10343,027	8,100	0,000	83778,519	0,000
<i>всего</i>		11884,669			91178,400	0,000	
Всего			31915,174			194896,175	0,000
ИТОГО			37078,398			249395,091	3566,333

По состоянию на 1.01.2002 г., официальная количественная переоценка начальных суммарных ресурсов Мезенской ПНГП не проводилась, была принята оценка 1993 г. без изменений.

В 2005 г. сотрудниками ВНИИОкеангеология была дана оценка перспектив нефтегазоносности Белого моря [240]. По их расчетам, плотности начальных суммарных (геологических) ресурсов в Кандалакшско-Онежском грабен-прогибе на исследуемой части территории листа Q-37 составляют 30–50 тыс. т у. т./км², а извлекаемых прогнозных ресурсов УВ – от 5 до 10 тыс. т у. т./км². Всего НСР нефти, газа и конденсата по акватории Белого моря были оценены в 1048 (геол.)/174 (извл.) млн т у. т. В структуре НСР преобладает нефть. Доля нефти в извлекаемых ресурсах составляет 88 %. Большая часть извлекаемых ресурсов УВ (99 %), в составе которых преобладают нефтяные, приурочена к рифейским отложениям.

Количественная оценка ресурсов нефти, газа и конденсата была выполнена объемно-генетическим методом с привлечением сведений по сква-

Таблица 14

УВ, лист Q-37

ческий			Прогнозные ресурсы, извлекаемые			
Σ	Нефть	Газ	K _{извл. нефть}	Q _{извл. нефть}	K _{извл. газ}	Q _{извл. газ}
38550,365	37008,348	1542,015	0,300	11102,504	0,800	1233,612
12787,819	12276,306	511,513	0,220	2700,787	0,800	409,210
6727,064	6457,982	269,083	0,220	1420,756	0,800	215,266
58065,249	55742,636	2322,610		15224,048		1858,088
2262,869	2172,354	90,515	0,200	434,471	0,800	72,412
14928,350	14331,216	597,134	0,200	2866,243	0,800	477,707
14336,595	13763,131	573,464	0,200	2752,626	0,800	458,771
53004,148	50883,982	2120,166	0,200	10176,796	0,800	1696,133
84531,962	81150,684	3381,278		16230,137		2705,023
1401,163	1345,116	56,047	0,230	309,377	0,800	44,837
14149,551	13583,569	565,982	0,230	3124,221	0,800	452,786
3635,099	3489,695	145,404	0,220	767,733	0,800	116,323
19185,813	18418,380	767,433		4201,331		613,946
7399,882	7103,886	295,995	0,220	1562,855	0,800	236,796
83778,519	80427,378	3351,141	0,230	18498,297	0,800	2680,913
91178,400	87531,264	3647,136		20061,152		2917,709
194896,175	187100,328	7795,847		40492,619		6236,678
252961,424	242842,965	10118,457		55716,667		8094,766

жинам восточных областей Мезенского бассейна, разрезы которых, как было показано выше, существенно отличаются от западных районов Белого моря. Если аналогия между Понойской впадиной и Сафоновским прогибом вполне уместна, то применение аналогичных параметров для расчета прогнозных ресурсов в зоне Кандалакшско-Онежского грабен-прогиба нам представляется не совсем корректным. Сами авторы оценки (К. Г. Вискунова, Е. Б. Суворова) при этом отмечают, что «проведенный расчет следует рассматривать как первое приближение к реальной величине НСР Белого моря. Параметры, принятые при расчетах, могут изменяться в широких пределах, что может привести к изменению расчетных ресурсов более чем на порядок, как в сторону уменьшения, так и увеличения». Что касается западной части Бассейна Белого моря, то изменение будет скорее всего в сторону уменьшения.

Все авторские оценки прогнозных ресурсов УВ основывались в основном на данных, выполненных объемно-генетическим методом, который, как правило, дает завышенные на 40–50 % результаты. Сегодня согласно «Методическому руководству по количественной и экономической оценочно-сравнительной геологической аналогии является главенствующим в оценке ресурсов углеводородов слабоизученных территорий. Поэтому наиболее реальной из всех попыток оценки прогнозных ресурсов УВ Мезенской синеклизы выглядит оценка ВНИГРИ (2001 г.), выполненная сравнительно-геологическим методом. Итоговые результаты этой оценки ресурсов УВ составили 1275 (геол.)/223 (извл.) млн т у. т., из них 1219/178 млн т нефти и 56/45 млрд м³ газа.

За прошедший период принципиально новых открытий, изменяющих представление о перспективах рифейского потенциального нефтегазоносного комплекса Мезенской ПНГП, получено не было. В связи с этим, для расчетов прогнозных ресурсов листа Q-37 в данной работе применялся способ оценки ресурсов по удельной плотности на единицу площади. При этом использовались плотности, обоснованные по результатам предыдущих оценок, в том числе С.В. Аплонова с соавторами [42], с учетом оценки ВНИГРИ, выполненной методом геологических аналогий [250]. Удельные плотности, которые были получены при оценках объемно-генетическим методом, уменьшались на 40 %. Корректировка плотностей в пределах листа произведена также в соответствии с уточненным структурно-тектоническим районированием. При выборе удельной плотности для подсчетных участков, расположенных в акваториальной части Беломорско-Мезенского бассейна, принимался коэффициент аналогии 0,6–0,8. Соотношение нефти и газа принято по данным официальной количественной оценки.

В Мезенской ПНГП на площади листа Q-37 выделены Северокольско-Мезенская и Беломорско-Северодвинская ПНГО, отличающиеся характеристиками нефтегазоносных комплексов и приуроченные к определенным крупным структурно-тектоническим элементам. В пределах ПНГО, на основе тектонического районирования (структур 1-го порядка) проведено ранжирование земель по степени их перспективности. К наиболее перспективным территориям отнесены земли, где развиты рифейские отложения значительной мощности, при этом они перекрыты венд-палеозойскими комплексами (см. карту прогноза нефтегазоносности).

По результатам проведенной оценки НСР (геологические) листа Q-37 составляют 253 млн т у. т. Нефть составляет 96 %, или 243 млн т, газ — 10 млрд м³. Извлекаемые ресурсы составили соответственно нефти — 56 млн т, газа — 8 млрд м³. Ресурсы Северокольско-Мезенской ПНГО составили: нефти 56 (геол.)/15 (извл.) млн т, газа 2,3 (геол.)/1,9 (извл.) млрд м³. Больше всего ресурсов, за счет большей почти в 6 раз площади, в пределах Беломорско-Северодвинской ПНГО: нефти 187 (геол.)/40 (извл.) млн т, газа — 7,8 (геол.)/6,2 (извл.) млрд м³. Преобладающая часть начальных суммарных ресурсов — 98 % — приурочена к рифейским отложениям (249 млн т у. т.); на долю вендских приходится 2 % или 4 млн т у. т. (табл. 14).

Главным критерием нефтегазоносности Мезенского бассейна считается сохранение после ранневендского размыва верхнерифейской региональной покрывки, а предпочтительной структурной формой, вмещающей залежи УВ — широкий и пологий склон [42].

В зонах сокращения мощностей и выклинивания рифейских толщ на таких склонах возможно формирование стратиграфически- и тектонически экранированных ловушек, которые могут являться новыми поисковыми объектами Мезенской ПНГП [1, 81]. Такие зоны возможного распространения неструктурных ловушек на пологих склонах показаны на карте в пределах Сафоновско-Понойского, Керецко-Пинежского и Кандалакшско-Онежского прогибов.

ГИДРОГЕОЛОГИЯ

По своим гидрогеологическим особенностям структуры Балтийского щита и северной части Русской плиты существенно различаются. Здесь, согласно карте гидрогеологического районирования территории РФ масштаба 1 : 2 500 000 (2004 г.), в пределах листа на суше выделяются Балтийский сложный гидрогеологический массив (I) и Мезенский артезианский бассейн в ранге структуры второго порядка (II_1), входящий в Русский сложный артезианский бассейн первого порядка (II). Ниже приводится характеристика этих гидрогеологических структур.

Балтийский гидрогеологический массив (I)

Балтийский гидрогеологический массив — это сложная система гидрогеологических массивов более мелкого порядка с преимущественным распространением трещинных и трещинно-жильных подземных вод в коренных, большей частью древних кристаллических породах разного возраста, состава и генезиса, перекрытых почти повсеместно маломощным чехлом четвертичных отложений. Распространение, формирование, динамика, ресурсы и качество подземных вод в кристаллических породах в этих массивах определяются в основном степенью трещиноватости водовмещающих пород в совокупности с физико-географическими условиями. Ниже будут охарактеризованы основные гидрогеологические подразделения, выделяемые на территории листа.

Четвертичный водоносный комплекс приурочен к различным генетическим типам четвертичных образований, основными из которых являются торфяно-болотные, аллювиальные, озерные, морские, озерно-ледниковые, флювиогляциальные и ледниковые [45]. Они обладают различными фильтрационными и емкостными свойствами. Мощности их в целом незначительны и на большей части территории редко превышают 20 м (см. схему мощностей четвертичных образований). Данный водоносный комплекс на гидрогеологической схеме не показан, хотя к каждому из выделенных генетических типов образований приурочены водоносные горизонты, характеризующиеся разной степенью водообильности и ресурсным потенциалом. Они кратко охарактеризованы ниже.

Водоносный горизонт торфяно-болотных отложений имеет широкое распространение и приурочен, как правило, к слабодренированным понижениям в рельефе или к плоским водоразделам. Мощность торфяно-болотных

отложений 1–5 м. Дебиты шурфов, вскрывших подземные воды в торфяниках, составляют обычно 0,01–0,2 л/с при понижении уровня на 1 м. В центральной и восточной частях Кольского полуострова торфяники местами проморожены. Минерализация вод этого горизонта в различных болотных массивах от 30 до 150 мг/дм³. По составу они гидрокарбонатные кальциевые с высоким содержанием органических веществ (NH₄ до 5 мг/дм³) и железа (от 0,3–5 до 27 мг/дм³), что делает их малопригодными для хозяйственно-питьевого использования.

Водоносный горизонт современных аллювиальных отложений имеет весьма ограниченное распространение в долинах наиболее крупных рек и характеризуется небольшими мощностями. При мощности до 2–3 м горизонт не имеет практического значения и только на Кольском полуострове в долинах рек Поной, Иоканьга, Стрельна и др. при мощности аллювия до 5–6 м водоносность его возрастает. Дебиты источников 0,1–0,4 л/с. Химический состав вод из этих источников гидрокарбонатный кальциевый при минерализации 0,1–0,36 г/дм³. Эти воды пригодны для питьевого водопользования.

Водоносный горизонт морских поздне- и послеледниковых отложений распространен в пределах морских равнин, окаймляющих побережье Белого моря. Водоносной обычно является нижняя часть разреза этих отложений, сложенная мелко и тонкозернистыми песками, залегающими на морене или на кристаллических породах. В целом обводненность этих отложений слабая. Так, дебиты колодцев и скважин в них составляют от 0,02 до 0,5 л/с, а дебиты источников — от 0,05 до 0,4 л/с. В большинстве своем это пресные гидрокарбонатные кальциевые воды с минерализацией до 0,35 г/дм³. На прибрежно-морских участках они засоляются водами моря и их минерализация повышается до 0,8–1 г/дм³, а в составе появляются хлориды натрия. Эти воды широко используются местным населением.

Водоносный горизонт озерно-ледниковых отложений распространен чаще всего в пониженных участках рельефа вокруг крупных озер или в долинах рек (Стрельна, Чапома и др.). Мощность водоносного горизонта в прослоях мелко- и тонкозернистых песков, разделенных пропластками суглинков и глин, составляет до 1–2 м. Воды пресные с минерализацией до 0,1 г/дм³. По составу они в основном гидрокарбонатные кальциевые, местами натриевые или магниевые. Они эксплуатируются посредством колодцев глубиной от 2 до 6 м. Дебиты колодцев до 0,2 л/с, а источников от 0,1 до 0,3 л/с.

Водоносный горизонт флювиогляциальных отложений обычно характеризуется повышенной водообильностью разнозернистых песков, иногда содержащих прослой гравия и галечников, слагающих озы, зандры и камы. Мощность этих отложений до 20 м, (нижнее течение р. Поной). К подножиям отмеченных форм рельефа приурочены многочисленные выходы источников с дебитами до 1–5 л/с, а иногда значительно больше. Подземные воды этого горизонта отличаются в целом хорошим качеством. Минерализация их обычно не превышает 0,1 г/дм³. По составу они преимущественно гидрокарбонатные кальциевые и только местами магниевые или натриевые.

Водоносный горизонт ледниковых отложений (морена) имеет почти повсеместное распространение на Кольском полуострове. Водовмещающими являются разнозернистые пески с гравием, галькой и валунами, а также

супеси. Мощность ледниковых отложений колеблется в пределах 3–6 м на возвышенных и равнинных участках и до 20–30 м, а иногда и более — в пониженных. Преимущественные дебиты источников до 0,5 л/с, и они увеличиваются до 2,5 л/с за счет подтока в этот горизонт вод из подстилающих коренных пород. Удельные дебиты скважин из этого водоносного горизонта от сотых долей л/с до 0,1 л/с, редко более. На отдельных локальных участках из линз, сложенных отсортированными разнородными песками, дебиты скважин достигают 1 л/с и более. По химическому составу воды в основном гидрокарбонатные натриево-кальциевые с минерализацией до 0,1 г/дм³. Местами они загрязнены азотистыми соединениями.

Все охарактеризованные выше водоносные горизонты вследствие резкой изменчивости гранулометрического состава водовмещающих пород, их мощности и отсутствия выдержанных по площади водоупоров гидравлически связаны между собой и с нижележащими водоносными зонами трещиноватости в коренных породах. Этот фактор обеспечивает общность условий питания и формирования естественных ресурсов подземных вод данного водоносного комплекса. Распространение этого комплекса там, где он имеет мощность более 20 м и приурочен преимущественно к флювиогляциальным отложениям, слагающим озы, камы и зандровые поля, реже к отложениям морены [95], является наиболее перспективными для использования в целях водоснабжения мелких населенных пунктов.

Водоносные зоны экзогенной трещиноватости и трещинно-жильные воды в вулканогенно-терригенных (иногда карбонатных) породах раннего карелия наиболее распространены в северо-восточной и центральной частях Кольского полуострова. По вещественному составу породы очень пестрые. Это вулканиты, конгломераты, песчаники, алевролиты, реже доломиты и известняки, измененные до зеленосланцевой стадии метаморфизма. Породы наиболее широко развиты в синклинальных зонах. Пестрота состава пород этого комплекса, наряду с различным характером их трещиноватости, предопределяет их неравномерную обводненность. Породы обводнены по трещинам, проникающим до глубин 30–80 м, а в зонах разломов — до 200–300 м. Дебиты источников на территории смежного листа Q-36 в Имандра-Варзугском прогибе, выходящих из метавулканитов, сланцев и известняков, находятся в широких пределах: от десятых долей до 1–10 л/с. При этом наиболее высокодебитные источники приурочены к зонам разломов. Удельные дебиты скважин достигают 0,4–1,0 л/с [45]. По минерализации подземные воды от ультрапресных до пресных (0,02–0,3 г/дм³). По составу преимущественно гидрокарбонатные кальциево-магниевые.

Водоносные зоны трещиноватости и трещинно-жильные воды в гнейсах и метаморфических сланцах разного состава раннего докембрия имеют широкое распространение на территории листа. Неоднородность вещественного состава, различная степень дислоцированности, экзогенной и тектонической трещиноватости пород предопределяет пестроту их обводненности. Не последнюю роль в формировании ресурсов подземных вод играет приуроченность водовмещающих пород к определенным тектоническим структурам (антиклинориям, синклинориям). Мощность зоны экзогенной трещиноватости в породах, слагающих водоносный комплекс, обычно состав-

ляет от 15 до 35, реже до 50 м. Мощность тектонической трещиноватости измеряется глубинами 100–200, реже до 250–300 м [45].

Водоносные зоны трещиноватости и трещинно-жильные воды в породах преимущественно гранитоидного состава разного возраста имеют также широкое распространение на Кольском полуострове. Породы характеризуются неравномерной трещиноватостью. Наиболее интенсивная трещиноватость отмечается до глубин 5–30 м (редко до 50 м), что и обуславливает различную степень их обводненности. В пределах этих глубин содержатся трещинные, преимущественно безнапорные воды, которые местами фиксируются нисходящими источниками. Дебиты источников из слаботрещиноватых микроклиновых гранитов не превышают 0,01–0,05 л/с, а из более трещиноватых олигоклазовых и плагиомикроклиновых гранитов обычно на порядок выше [45]. К тектоническим трещинам, преимущественно сбросового типа, приурочены трещинно-жильные воды. Такие трещины прослеживаются до глубин 150–200 м (реже до 300 м) и часто сопровождаются зонами дробления. Источники, приуроченные к ним, характеризуются, как правило, дебитами свыше 1 л/с. Наиболее высокие дебиты трещинно-жильных вод отмечаются из плагиогранитов на востоке Кольского полуострова, где они в двух источниках достигают 30 и 49 л/с. В южной части полуострова дебиты источников из микроклиновых гранитов находятся в пределах 2–7 л/с. Удельные дебиты скважин, пройденных в зонах разломов достигают 1–2,5 л/с [167]. По минерализации воды пресные (0,02–0,3 г/дм³). Преобладающий состав хлоридно-гидрокарбонатный кальциево-натриевый.

В целом же данный водоносный комплекс и особенно в части трещинно-жильных вод может рассматриваться как перспективный для водоснабжения.

Водоносные зоны трещиноватости и трещинно-жильные воды в интрузивных породах основного и ультраосновного состава карелия и лопия больше распространены в Имандра-Варгужском прогибе, где представлен в основном перидотит-пироксенит-габбро-норитовым комплексом. Интенсивная трещиноватость пород первой группы охватывает глубины 15–25 м от их кровли. При этом трещиноватость пород в центральных частях массивов меньше, чем на их периферии. Соответственно и обводненность пород разная. В центральной части дебиты нисходящих источников от 0,05 до 0,3 л/с, а на периферии от 0,5 до 0,8 л/с, увеличиваясь до 1–1,5 л/с в зонах тектонической трещиноватости. По составу воды из этих пород чаще всего хлоридно-гидрокарбонатные кальциево-натриевые с минерализацией от 0,02 до 0,12 г/дм³. Они пригодны для хозяйственно-питьевого водоснабжения. Для этих вод характерно почти полное отсутствие щелочно-земельных металлов. В газовом составе этих вод – азот (до 32 %), метан (до 69 %) и гелий (до 3,8 %).

Анализ приуроченности охарактеризованных водоносных зон трещиноватости в дочетвертичных образованиях свидетельствует об их приуроченности к определенным тектоническим и геоморфологическим структурам в пределах картируемой территории, что позволило выделить четыре гидрогеологических района, различающихся по строению гидрогеологического разреза и условиям формирования ресурсов подземных вод. В каждом из этих районов по площади преобладают те или иные породные ассоциации, различающиеся как степенью экзогенной и тектонической тре-

щиноватости, так и ее мощностью, а, следовательно, и характером водоносности.

1. Гидрогеологический район Беломорский (I_1) представлен небольшим участком в юго-западной части территории листа и характеризуется преимущественным развитием зон трещиноватости в гнейсах Беломорского метаморфического комплекса, перекрытых слабообводненными маломощными (до 2–6 м) четвертичными отложениями. Здесь гнейсы слабо обводнены.

2. Южно-Кольский гидрогеологический район (I_2) характеризуется наиболее широким распространением водоносных зон трещиноватости в мигматит-плагиигранитах. Здесь же в меньшей степени они распространены в гнейсах, но последние характеризуются высокой степенью обводненности – дебиты источников до 2,5–5 л/с [45].

3. Имандра-Варзугский гидрогеологический район (I_3), где наиболее широко распространены водоносные зоны трещиноватости терригенно-вулкано-генных отложений преимущественно раннего карелия, слагает одноименный межблоковый прогиб. В целом данный комплекс характеризуется высокой водообильностью, особенно в зонах тектонических нарушений. Здесь дебиты источников достигают 2,5–8,0 л/с и более. В северо-западной части района развит водоносный комплекс зон трещиноватости интрузивных пород ультраосновного состава и разного возраста. Эти породы относятся к слабо- и среднеобводненным.

4. Кольский гидрогеологический район занимает (I_4) северо-восточную часть полуострова, охватывая Центрально-Кольский, Восточно-Кольский и Мурманский тектонические блоки. На большей части Центрально-Кольского и Восточно-Кольского блоков (последний включает в себя и Кейвский синклиорий) наиболее широко распространены слабоводоносные зоны трещиноватости в гнейсах, кристаллических сланцах и гранитоидах. Менее распространены водоносные зоны трещиноватости в основных и ультраосновных породах. В пределах Мурманского блока, выделяемого в качестве подрайона, наиболее распространены слабоводоносные зоны трещиноватости в интрузивных породах в основном кислого состава. Меньше распространены водоносные зоны в кристаллических сланцах и гнейсах. Следует отметить, что в этом подрайоне почти повсеместно развита многолетняя прерывистая и островная мерзлота, мощность которой достигает 50 м. То есть не только маломощный водоносный комплекс четвертичных отложений, но и верхняя часть зоны трещиноватости коренных пород здесь в большинстве своем заморожены.

Мезенский артезианский бассейн (II₁)

Северная часть Русской платформы, входящая в пределы данного листа, в гидрогеологическом отношении представляет собой часть Мезенского артезианского бассейна, содержащего подземные воды пластового типа в рыхлых четвертичных отложениях, верхне- и среднепалеозойских преимущественно карбонатных отложениях, вендских и рифейских терригенных отложениях. Последние вскрыты только в пределах Онежско-Той-

менского и Зимнегорского авлакогенов. В соответствии с геолого-формационной принадлежностью водовмещающих пород и их возрастом на территории этого бассейна выделяются следующие гидрогеологические подразделения:

1. Четвертичный водоносный комплекс (Q).
2. Ассельско-сакмарский водоупорный горизонт (P_{1a-c}).
3. Средне-верхнекаменноугольный относительно водоупорный горизонт (C₂₋₃).
4. Нижнекаменноугольный водоносный горизонт (C₁).
5. Верхнедевонский водоносный комплекс (D₃).
6. Верхневендский водоносный комплекс (V₂).
7. Средне-верхнерифейский водоносный комплекс (RF₂₋₃).
8. Водоносная зона трещиноватости в кристаллических породах фундамента.

Четвертичный водоносный комплекс с порово-пластовыми подземными водами в рыхлых отложениях на территории Мезенского бассейна распространен повсеместно. Для него характерны значительно большие, чем в пределах Балтийского щита, мощности слагающих его отложений различного генезиса (см. схему мощностей четвертичных образований). Так, в Северо-Двинской впадине и на севере Онежского полуострова общая мощность этих отложений достигает 100–150 м [95]. При этом подошва этих отложений местами залегает на глубинах 50–60 м ниже уровня современного моря. На гидрогеологической схеме этот комплекс не показан.

В соответствии с распространением здесь как по площади, так и по разрезу различных генетических типов четвертичных отложений, в данном водоносном комплексе выделяются восемь водоносных горизонтов.

Водоносный горизонт торфяно-болотных отложений имеет широкое распространение. Эти отложения имеют максимальную мощность – до 9 м, при средней 2–3 м. Воды болотных отложений в большинстве своем пресные, с минерализацией до 0,5 г/дм³, гидрокарбонатные со смешанным катионным составом слабокислые и кислые (рН 4,6–6,6). В некоторых болотах, подпитывающихся солончатыми водами морских отложений, минерализация увеличивается до 4,3 г/дм³, а состав их становится хлоридным натриевым (район г. Архангельск). Повсеместно в этих водах отмечаются повышенные концентрации железа (до 5–6 мг/дм³ и более) и азотистых соединений (NH₄⁺ до 0,4–2 мг/дм³), что делает их непригодными для питья [46].

Водоносный горизонт аллювиальных отложений развит в современных и позднелайстоценовых долинах крупных рек и в дельте Северной Двины. Водоносными являются разнородные пески, гравийники и галечники. Мощность современных аллювиальных отложений до 6 м, а позднелайстоценовых от 4 до 16–23 м [46]. Водообильность их меняется в широких пределах. Притоки воды в колодцах от 0,004 до 0,5–1,2 л/с. Водоносный горизонт дренируется реками, что фиксируется многочисленными источниками у подножий террас, особенно в долине Северной Двины. Воды из современного аллювия имеют минерализацию до 1 г/дм³ при преимущественно гидрокарбонатном кальциевом составе. В устьевых частях рек в зоне влияния морских приливов минерализация вод повышается до первых г/дм³, а в позднелайстоценовом аллювии пресные гидрокарбонатные

кальциевые и натриевые часто характеризуются высокими концентрациями железа (до 44 мг/дм³).

Водоносный горизонт современных и позднеледниковых морских отложений распространен вдоль побережья Белого моря и залегает на валдайской морене. Водоносными являются мелко- и тонкозернистые пески, а также разнородные пески и гравийно-галечные отложения. Мощность водоносного горизонта — от 0,3 до 24 м. Наибольшая мощность его — в Северо-Двинской впадине. В основном воды горизонта безнапорные, за исключением нижнего течения Северной Двины, где величины напора составляют от 5 до 15 м. Водообильность горизонта весьма изменчива. Дебиты скважин — от 0,1 до 1,4 л/с при понижениях на 0,2–1 м. Дебит источников составляет сотые и десятые доли литра в секунду. Минерализация вод морских отложений — от пресных гидрокарбонатных натриевых до соленых хлоридных натриевых (20–25 г/дм³). Почти повсеместно они характеризуются повышенными содержаниями железа (до 7–30 мг/дм³ и более). В линзах и прослоях песков, заключенных в толще водоупорных глин, воды обогащены йодом (до 10–38 мг/дм³) [162].

Водоносный горизонт озерно-ледниковых отложений имеет спорадическое распространение на ограниченных участках в западной части Северо-Двинской впадины. Мощность достигает 5 м. Подземные воды содержатся в тонкозернистых песках, невыдержанных по простиранию и имеющих мощность от 0,5 до 5 м. Водоотдача песков низкая. Удельный дебит одного из колодцев составил всего 0,08 л/с. По химическому составу воды пресные с минерализацией до 0,12 г/дм³ гидрокарбонатно-хлоридные магниевонатриевые. Несмотря на незначительные ресурсы этого горизонта, он местами эксплуатируется колодцами для хозяйственно-питьевых нужд в сельских населенных пунктах. Вместе с тем, на большей части территории этот горизонт перекрыт торфяниками, с водами которых он имеет гидравлическую связь, что приводит к ухудшению качества воды на этих участках и в частности к повышению концентраций иона аммония до 0,7–3 мг/дм³ [65].

Водоносный горизонт флювиогляциальных отложений, слагающих озы, камы, долинные зандры и зандровые поля, распространен в западной части Северо-Двинской впадины. Водосодержащими являются разнородные пески с гравием и галькой. Мощность их от 4–5 до 40 м, иногда до 60 м (низовье Северной Двины). Эти отложения здесь (в отличие от территории Балтийского щита) в основном характеризуются низкой водообильностью. Дебиты скважин, по данным откачек, составляют от 0,03 до 0,36 л/с при понижениях на 18,6 и 1,4 м соответственно. Воды в основном пресные с минерализацией до 0,8–1 г/дм³ гидрокарбонатные, смешанные по катионному составу. Местами на участках, где данный водоносный горизонт перекрыт торфяниками, воды его содержат повышенные содержания железа — до 5,5 мг/дм³, аммония — до 6 мг/дм³, нитратов — до 240 мг/дм³ (по одной пробе) и обладают слабой кислотной реакцией рН 5,6 [65].

Водоносный горизонт валдайских ледниковых отложений, сложенных в основном валунными суглинками, максимальной мощностью до 20 м, имеет спорадическое распространение и приурочен к линзам песков мощностью 1–1,5 м, заключенных в морене и залегающих на глубинах от 2 до 13 м. Водоотдача этих песков в целом низкая. Удельные дебиты скважин из них со-

ставляют 0,0004—0,002 л/с. В верхней части горизонта содержатся пресные (до 0,3 л/с) гидрокарбонатные кальциевые воды. Вместе с тем, в случаях подпитывания этого горизонта водами из нижележащих водоносных горизонтов (район г. Архангельск), их минерализация увеличивается до нескольких граммов на 1 дм³, а состав становится хлоридным натриевым с йодом в количестве до 6 мг/дм³.

Водоносный горизонт межледниковых микулинских отложений, представленных исключительно морскими фациями, имеет довольно широкое распространение, но на большей части он перекрыт отложениями валдайской морены. Максимальная мощность этих отложений 132,5 м. Отложения представлены глинами и глинистыми песками. При этом глины характеризуются большим количеством разложившихся органических остатков, они солоноватые на вкус, с запахом сероводорода и йода. Водоносность этих отложений носит спорадический характер. Более 80 % скважин, пройденных в них, водопритоков не дали. Вместе с тем, вскрытые в прослоях и линзах воды обладали напором и часто самоизливались с последующим уменьшением дебитов, что свидетельствует об ограниченных запасах воды в этих отложениях. По данным откачек, статические уровни в скважинах устанавливались очень медленно. Максимальный дебит составил в одной из скважин 0,19 л/с при понижении уровня на 2,2 м. Дебит источников — от 0,1 до 0,3 л/с. По химическому составу воды этого горизонта уникальны. Только до глубин первого десятка метров получены пресные хлоридно-гидрокарбонатные смешанные по катионам воды. Ниже их минерализация увеличивается до 20 г/дм³, а состав становится хлоридным натриевым, практически с отсутствием сульфат-иона, но со значительными концентрациями йода (до 25 мг/дм³), аммония (до 52 мг/дм³) и высокой окисляемостью (до 48 мг/дм³ O₂). С этим водоносным горизонтом связаны проявления спонтанных газов азотно-метанового состава в источниках и скважинах. Все это свидетельствует о специфических условиях формирования химического состава подземных вод в обогащенных органикой отложениях микулинского межледниковья.

Водоносный горизонт московских ледниковых отложений большей частью перекрыт отложениями валдайской морены или микулинскими отложениями. Этот горизонт приурочен к понижениям дочетвертичного рельефа в Северо-Двинской впадине и на Онежском полуострове. Наиболее изучен он в Северо-Двинской впадине, где вскрыт скважинами на глубинах от 21 до 73 м. Водоносными являются прослой и линзы разнородных несортированных песков, залегающих в толще плотных валунных суглинков. Воды напорные. Так, в скв. 51 (дер. Чухчерема) уровень воды установился на высоте +2,6 м над устьем. При понижении уровня на 0,7 м дебит скважины составил 0,054 л/с, что свидетельствует о незначительной водоотдаче этих песков. Минерализация вод этого горизонта — от 6 до 21 г/дм³. Состав их сульфатно-хлоридный и хлоридный натриевый. Содержание иона аммония ниже, чем в водах микулинских песков, и составляет до 1 мг/дм³, а йода от 2 до 40 мг/дм³. Наиболее высокие содержания йода были установлены в высоконапорных соленых водах с минерализацией 21 г/дм³ вблизи бывшего Лапоминского йодного завода, в 30 км к северу от г. Архангельск.

В целом для комплекса четвертичных отложений платформенной части листа наиболее характерной чертой является незначительная мощность

зоны пресных вод, что связано с условиями их формирования, обусловленными влиянием как межледниковых и послеледниковых трансгрессий моря, так и подтоком неглубокозалегающих соленых вод из дочетвертичных отложений.

Ассельско-сакмарский водоупорный горизонт сложен доломитами и доломитизированными известняками и приурочен к узкой полосе вдоль восточного края листа в центральной части Кулойского плато по правобережью р. Мегра и верхнего течения рек Золотица и Сояна. Мощность этих пород здесь – до 30 м. В верхней части разреза породы загипсованы. Выходы горизонта на дочетвертичную поверхность тяготеют к водораздельным частям рельефа.

Средне-верхнекаменноугольный относительно водоупорный горизонт с трещинно-карстово-пластовыми водами в доломитизированных известняках распространен под чехлом четвертичных отложений в южной части Северо-Двинской впадины и на западе центральной части Кулойского плато. Максимальная мощность этой карбонатной толщи достигает 250 м в Северо-Двинской впадине. Наибольшая трещиноватость и закарстованность отмечаются до глубин 100–122 м. Подземные воды карбонатной толщи вскрыты колодцами и скважинами на глубинах от 0,2 до 58 м. Воды преимущественно напорные с величиной напора до 9–18 м [65]. Водообильность карбонатных пород в целом высокая, но неравномерная. В южной части территории при проведении откачек из скважин были получены водопритоки от 2 до 28 л/с. По химическому составу воды гидрокарбонатные кальциево-магниевые с минерализацией до 0,4–0,5 г/дм³ в верхних частях разреза и сульфатные и хлоридные с минерализацией до 8 г/дм³ в нижних. Подземные воды верхних горизонтов этого комплекса используются для водоснабжения многих населенных пунктов и являются альтернативным источником водоснабжения г. Архангельск.

Нижнекаменноугольный водоносный горизонт с порово-трещинно-пластовыми и карстово-пластовыми водами в алевролитах, песчаниках, доломитах и известняках выходит на дочетвертичную поверхность узкой полосой широтного направления, погружаясь затем к югу под карбонатную толщу верхнего–среднего карбона. Максимальные мощности водоносного комплекса, по данным бурения, до 100–260 м. Подземные воды вскрыты скважинами на глубинах от 23 до 142 м. Они большей частью напорные. Пьезометрические уровни устанавливаются на глубинах от 10 до 19 м. Водообильность пород комплекса пестрая, что обусловлено неоднородностью их литологического состава. В нижней глинистой части разреза водопритоки в скважины составляли 0,01–0,4 л/с при понижениях уровня на 1,8–10,5 м. Песчаная часть разреза более водообильна, и дебит скважин из нее достигал 5–6 л/с, а удельный дебит 1 л/с и более. Состав вод данного комплекса весьма разнообразен. В юго-восточной части территории в верховьях р. Малая Юра до глубин 70–120 м вскрыты пресные гидрокарбонатные воды с минерализацией до 0,3 г/дм³. Но уже на глубинах 160–200 м их минерализация повсеместно достигает 3–5 г/дм³. При этом с увеличением минерализации происходит изменение гидрокарбонатного состава на сульфатный (содержание сульфат-иона до 2–3 г/дм³). Такой состав воды в верхних частях разреза характерен практически для всей Северо-Двинской впадины,

исключая территорию Онежского полуострова. Однако с глубиной сульфатные воды сменяются хлоридными с минерализацией 8–25 г/дм³ и содержаниями брома до 10 мг/дм³ и йода до 10–20 мг/дм³ [65].

Верхнедевонский водоносный комплекс трещинно-пластовых вод в песчаниках верхнего девона выходит на дочетвертичную поверхность только в одном пункте: в долине верхнего течения р. Лая. В нем содержатся напорные воды. Удельный дебит одной из скважин 0,6 л/с [62]. Вследствие загипсованности пород подземные воды имеют хлоридно-сульфатный натриево-кальциевый состав и минерализацию до 3 г/дм³. На схеме не показан из-за ограниченности площади его выхода на поверхность.

Верхневендский водоносный комплекс трещинно-пластовых вод в песчаниках, гравелитах и алевролитах венда имеет повсеместное распространение. На дочетвертичную поверхность он выходит по всему Онежскому полуострову и в западной части Кулойского плато. В южном направлении он моноклинально погружается под более молодые отложения. Наиболее обводнена верхняя часть разреза данного комплекса, сложена песчаниками и алевролитами падунской и мезенской свит общей мощностью до 390 м в Онежской и до 465 м в Беломорской моноклиналях. Воды почти повсеместно напорные и часто самоизливаются. Величина напора определяется глубиной залегания кровли вскрытого водоносного горизонта и изменяется от 24 м (ст. Рикасиха) до 246 м (г. Архангельск) [46]. В верхних частях разреза водообильность неравномерная. Дебиты источников колеблются в пределах от сотых долей до первого десятка литров в секунду. Большинство скважин самоизливаются с дебитами от сотых долей до 10–28 л/с. Величина минерализации подземных вод также испытывает значительные колебания и меняется от 1 до 27 г/дм³, а в пос. Ненокса на глубине 272 м вскрыты рассолы с минерализацией 116,4 г/дм³. Из микрокомпонентов установлены йод – до 16 мг/дм³ и бром – до 25 мг/дм³.

Пресные воды (менее 1 г/дм³) встречаются только в отдельных источниках в долине р. Северная Двина и на Онежском полуострове в долинах рек Солза и Верховка [65].

Залегающая ниже по разрезу усть-пинежская свита общей мощностью до 309 м в Онежской моноклинали и до 350 м в Беломорской сложена преимущественно глинистыми отложениями (аргиллиты, алевролиты) и представляет собой мощный региональный водоупор. Лишь в самых низах разреза глинистые отложения сменяются песчаниками и конгломератами тамицкой подсвиты. Из этих отложений в Усть-Пинежской скважине в интервале 804–826 м был получен водоприток напорных хлоридных натриевых рассолов с минерализацией до 152,7 г/дм³ и содержаниями брома до 100–140 мг/дм³. Дебит скважины составил 6 л/с при понижении уровня на 35 м [46].

В пределах западной части Кулойского плато в верхних горизонтах падунской свиты установлены напорные гидрокарбонатные кальциевые воды с минерализацией 0,1–0,4 г/дм³ и гидрокарбонатные натриевые воды с минерализацией 0,3–0,6 г/дм³ [135]. С глубиной минерализация вод в песчаниках этой свиты постепенно нарастает до 27,4 г/дм³. В песчано-глинистых отложениях мезенской свиты повсеместно распространены хлоридные воды с минерализацией 18–21 г/дм³.

Верхне-среднерифейский водоносный комплекс трещинно-пластовых вод в песчаниках, гравелитах и конгломератах среднего–верхнего рифея вскрыт скважинами только в пределах Онежско-Тойменского и Зимнегорского авлакогенов. В первом из них он вскрыт скважинами на глубинах от 18 до 330 м [108]. Вскрытая мощность – от 330 до 430 м. Удельный дебит скважин от 0,08 до 0,2 л/с. В двух скважинах, заданных в зоне тектонического нарушения, удельные дебиты составили 0,82 и 1,65 л/с. По химическому составу воды хлоридные кальциево-натриевые с минерализацией от 1,3 до 117 г/дм³. В центральной части грабена до глубины 785 м минерализация не превышает 5,8 г/дм³, а по северо-восточному обрамлению грабена вблизи пос. Ненокса вдоль разлома к поверхности поднимаются рассолы, разгружающиеся в виде источников.

На поверхность этот комплекс выходит на участке вдоль Терского побережья Кольского полуострова и связан с песчаниками и алевролитами, которые в западной части среднетрещиноватые, а на востоке сильнотрещиноватые, что сказывается на степени их водоносности. В большей степени водоносны песчаники. На западе дебиты источников 0,01 до 3 л/с, а в восточной части источники изливаются с дебитами от 3,7 до 78 л/с [45]. Высокие дебиты источников связаны с приуроченностью их разгрузки к зонам разломов. По химическому составу воды как в источниках, так в колодцах гидрокарбонатно-хлоридные натриевые или кальциево-магниевого с минерализацией от 0,02 до 0,26 г/дм³. Воды этого комплекса могут рассматриваться в качестве источника водоснабжения. Поскольку приуроченность выходов комплекса к морскому побережью на глубинах ниже уровня моря, возможен подток соленых вод моря.

Водоносная зона трещиноватости кристаллических пород фундамента вскрыта единичными скважинами в г. Архангельск на глубине 536 м и в пос. Пушлахта на глубине 104 м. В пос. Пушлахта на северо-западе Онежского полуострова из скважины получен самоизлив с дебитом 0,16 л/с гидрокарбонатно-хлоридной натриевой воды с минерализацией 2,5 г/дм³. На дочетвертичной поверхности эта зона отмечена лишь небольшим фрагментом в юго-западном углу листа.

На закартированной территории Мезенского артезианского бассейна в зависимости от его тектонического строения и распространения в нем отмеченных водоносных комплексов выделяются следующие гидрогеологические районы: Онежско-Тойменский, Архангельский, Зимнегорский, Кулойский, Терский.

Выделенные гидрогеологические районы различаются характером гидрогеологического разреза до глубин залегания кристаллического фундамента.

1. Онежско-Тойменский гидрогеологический район (II_1) приурочен к одноименному авлакогену. Повсеместно распространенный водоносный комплекс четвертичных отложений в нем характеризуется мощностью до 50–100 м. Из водоносных комплексов дочетвертичных отложений повсеместно развиты вендский и рифейский, которые погружаются на юго-восток под водоносные комплексы среднего палеозоя. На дочетвертичную поверхность водоносный комплекс венда выходит почти по всей территории Онежского полуострова, где мощность зоны пресных вод редко превышает 25–30 м, а зачастую они отсутствуют. Мощность водоносного комплекса вендских отложений –

до 700 м, а вскрытая мощность средне-верхнерифейского комплекса превышает 400 м. В последнем развиты только соленые воды и рассолы. В южной части района в гидрогеологический разрез включаются водоносные комплексы верхнего девона, нижнего карбона и верхнего—среднего карбона, соответственно с мощностями до 30, 260 и 250 м. Воды девонского комплекса в верхних горизонтах солоноватые. При погружении комплекса в южном направлении они становятся солеными. Водоносные комплексы карбона содержат пресные и соленые напорные воды. Мощность пресных вод в отложениях карбона до 100—120 м, и они являются наиболее надежным источником водоснабжения.

2. В разрезе Архангельского гидрогеологического района (II_1^1) выпадает водоносный комплекс рифея. Распространение других водоносных комплексов и их характеристики аналогичны таковым для Онежско-Тойменского района. В северной части района под четвертичными отложениями широко распространен водоносный комплекс вендских отложений со слабосолеными и солеными водами. Это создает определенные трудности в водоснабжении таких крупных городов как Архангельск, Северодвинск и др., учитывая существенную загрязненность поверхностных вод и особенно р. Северная Двина. Мощность вендского водоносного комплекса в районе г. Архангельск 462 м, а в Усть-Пинеге уже 749 м, где вскрыты рассолы с минерализацией до 157,7 г/дм³.

3. Зимнегорский гидрогеологический район (II_1^1) приурочен к одноименному авлакогену на западе Кулойского полуострова. Гидрогеологический разрез района сходен с разрезом Онежско-Тойменского района. Но в нем выпадают из разреза водоносные комплексы девона и нижнего карбона. По данным А. И. Малова [135], в районе месторождения алмазов им. М. В. Ломоносова разрез представлен четвертичными отложениями мощностью от 20 до 100 м, карбонатными отложениями среднего—верхнего карбона мощностью 20—50 м, терригенными отложениями венда общей мощностью до 950 м и терригенными отложениями рифея мощностью 200—300 м. Кристаллический фундамент вскрывается на глубинах 900—1200 м. В верхних горизонтах этих комплексов содержатся пресные воды с минерализацией от 0,1 до 0,6 г/дм³. Состав их гидрокарбонатный кальциевый или натриевый. Подземные воды нижних горизонтов венда повсеместно слабосоленые и соленые хлоридные натриевые.

4. Кулойский гидрогеологический район (II_1^1) приурочен к одноименному горсту. Здесь в восточной части района под маломощными четвертичными отложениями (около 20 м) залегает также маломощный (до 30 м) водоносный комплекс нижней перми. Далее вниз по разрезу выделяются водоносные комплексы среднего—верхнего карбона и венда. Верхние горизонты их содержат пресные кальциевые и слабосоленоватые сульфатные воды. Вниз по разрезу они сменяются слабосолеными и солеными хлоридными водами.

5. Терский гидрогеологический район (II_1^1) приурочен к участку северного склона Мезенского артезианского бассейна, погружающегося под акваторию Белого моря. В гидрогеологическом строении этого района, по всей видимости, участвуют моноклинально залегающие терригенные отложения терской серии с трещинно-пластовыми подземными водами.

Своеобразные гидрогеологические структуры представляют собой трубки взрыва девонского возраста в пределах артезианских бассейнов, осложняющие, в первую очередь, их гидродинамические условия. Линейные размеры трубок в верхней части разреза — от 0,4 до 1 км, глубина — до 700 м [135]. На большей части территории они перекрываются четвертичными отложениями мощностью от 20 до 100 м. Для этих структур характерен трещинный и трещинно-жильный тип скопления подземных вод. Такие структуры установлены в Мезенском артезианском бассейне в Зимнегорском алмазоносном районе, на западе Кулойского района, в Солзенской ступени Онежско-Тойменского района, а также в гидрогеологическом районе Терского берега на Кольском полуострове. Трещинные и трещинно-жильные воды в этих структурах приурочены к зонам дробления в слагающих их брекчированных кимберлитах, меллилитах и туффизитах, прорывающих отложения рифея и венда с пластовыми водами. В этих структурах скважинами встречены как безнапорные, так и напорные подземные воды. Пьезометрические уровни напорных вод на месторождении им. М. В. Ломоносова устанавливаются на 1–6 м, а в долине р. Золотица на +1 м. Коэффициент фильтрации до 1,5 м/сут. Водопроницаемость брекчированных пород 1,4–8 м/сут [135]. Удельные дебиты скважин, по данным В. С. Корепанова [62], в Ненокском поле развития трубок взрыва составили от 0,3 до 0,8 л/с на Куртяевской трубке, а на трубке Луговая из верхних горизонтов 0,6 л/с, из нижних — 0,003 л/с. По химическому составу и минерализации подземные воды в трубках близки к водам вмещающих их терригенных отложений рифея и венда. На месторождении им. М. В. Ломоносова в одной из кимберлитовых трубок до глубины 150 м развиты воды с минерализацией до 3 г/дм³ гидрокарбонатного натриевого, реже сульфатного натриевого состава. В интервале 150–300 м минерализация вод от 9 до 21 г/дм³, а в интервале 300–470 м — от 25 до 26 г/дм³. Состав их хлоридный натриевый [135].

Зоны дробления в трубках взрыва являются гидравлическими окнами и связывают между собой различные водоносные комплексы, в том числе и четвертичных пород. Так, с такой зоной на трубке Луговая на контакте с породами усть-пинезжской свиты связано происхождение мощной разгрузки рассолов с минерализацией до 107 г/дм³ из рифейских отложений. Подобная разгрузка обусловила происхождение Ненокских рассолов в четвертичных отложениях [62].

Таким образом в пределах листа выделяются две крупные гидрогеологические структуры, существенно различающиеся по своим гидрогеологическим условиям и перспективам использования подземных вод в различных целях.

Подземные воды в Балтийском гидрогеологическом массиве области содержатся в маломощном невыдержанном слое четвертичных отложений и в верхней трещиноватой зоне метаморфизованных и кристаллических пород. При отсутствии выдержанных водоупорных слоев подземные воды четвертичных отложений и коренных пород гидравлически связаны между собой и часто образуют единый водоносный горизонт. Наиболее водоносными из четвертичных отложений являются флювиогляциальные образования с мощностью более 20 м, слагающие камы, озы, зандры. Водоносные зоны трещиноватости в коренных породах развиты в основном до глу-

бин 20–50 м в синклинальных структурах. В антиклинальных структурах они, как правило, распространяются на меньшие глубины и не образуют сколько-либо значимых ресурсов подземных вод. Заложенные здесь скважины большей частью безводны. Наибольшая обводненность дочетвертичных пород наблюдается в зонах тектонических разломов. Здесь формируются системы трещинно-жильных вод, которые часто фиксируются источниками с повышенными дебитами. Такие участки, обычно приуроченные к долинам рек или к озерным котловинам, наиболее перспективны для поисков пресных подземных вод.

Для Мезенского артезианского бассейна характерно широкое развитие во всех выделенных водоносных комплексах минерализованных вод преимущественно хлоридного натриевого состава и их незначительные в целом мощности, что определяет ограниченные ресурсы пресных подземных вод. Это создает в ряде районов определенные трудности при организации хозяйственно-питьевого водоснабжения за счет подземных вод, тем более, что поверхностные воды (особенно р. Северная Двина и ее дельта) подвержены интенсивному техногенному загрязнению. Последнее обстоятельство особенно необходимо учитывать при карьерной разработке алмазных месторождений, при которой нарушится естественный режим поверхностных и подземных вод на значительных площадях. Имеющиеся там запасы пресных подземных вод могут значительно сократиться, а поверхностные воды будут загрязнены.

Наиболее перспективными для хозяйственно-питьевого водоснабжения в Мезенском бассейне в пределах листа являются водоносные комплексы карбонатных каменноугольных отложений до глубин 120–160 м. В этих отложениях разведан ряд месторождений питьевых вод, которые показаны на карте полезных ископаемых (Тундра-Ломовское, Холмогорское, Товринское и им. М. В. Ломоносова). Большую часть гидрогеологического разреза Мезенского артезианского бассейна занимают воды с повышенной минерализацией: от слабосоленых и соленых до рассолов, которые могут быть использованы (и используются) в качестве минеральных лечебных.

Субаквальные гидрогеологические структуры шельфа Белого моря (Б)

На основании данных о геологическом строении дна Белого моря можно полагать, что субаэральные гидрогеологические структуры с развитыми в их пределах водоносными комплексами имеют продолжение в акватории. Границы субаквальных гидрогеологических районов совпадают с границами распространения дочетвертичных водоносных комплексов и в целом определяются тектонической структурой Беломорской впадины. В дочетвертичных отложениях выделяются следующие гидрогеологические подразделения:

1) пермский терригенно-карбонатный водоносный комплекс с трещинно-карстовыми скоплениями подземных вод. Имеет ограниченное распространение в северо-восточной части листа;

2) каменноугольный терригенно-карбонатный водоносный комплекс с трещинно-карстовыми скоплениями подземных вод. Также распространен в северо-восточной части листа;

3) верхневендский терригенный водоносный комплекс с порово-трещинно-пластовыми скоплениями подземных вод. Распространен на большей части акватории Белого моря под толщей четвертичных отложений различной мощности (см. схему мощности четвертичных образований);

4) средне-верхнерифейский водоносный комплекс с порово-трещинно-пластовыми скоплениями подземных вод. Он залегает под маломощным слоем четвертичных образований вдоль Терского берега и в северной части Горла Белого моря;

5) водоносная зона трещиноватости в гнейсах и метаморфических сланцах раннего докембрия. В акватории представлена на небольшом участке на юго-западе территории листа;

6) водоносная зона трещиноватости архейско-нижнепротерозойских кристаллических пород.

Повсеместно эти подразделения перекрыты четвертичным водоносным комплексом с минимальной мощностью до 20 м в прибрежной полосе Белого моря. Наибольшие его мощности отмечаются в акватории северо-западного окончания Онежского полуострова и в юго-западной части Двинской губы, а также в северной части Горла Белого моря (см. схему мощности четвертичных образований).

В пределах акватории выделяются восемь гидрогеологических районов, различающихся сложностью их строения. Наиболее сложным по особенностям строения является Восточно-Беломорский район (B_8), в разрезах которого в разной степени присутствуют пермский, каменноугольный и верхневендский водоносные комплексы. Для Кандалакшского (B_2) и Северо-Беломорского (B_7) районов характерно распространение средне-верхнерифейского водоносного комплекса. Гидрогеологические районы Соловецко-Онежский (B_3), Центрально-Беломорский (B_4) и Горла Белого моря (B_5) характеризуются распространением верхневендского водоносного комплекса. В гидрогеологических районах Западно-Беломорском (B_1) и Припойском (B_6) под четвертичными образованиями развиты водоносные зоны трещиноватости кристаллических пород.

Общими для всех гидрогеологических подразделений в акватории Белого моря являются условия формирования состава подземных вод, которые определяются инфильтрацией вод плейстоценового моря и современных морских хлоридных натриевых вод в толщи горных пород. Этому процессу способствует пористая проницаемость четвертичных отложений, закарстованность карбонатных образований, экзогенная трещиноватость кристаллических пород и неотектоническая активность региона. Роль последней в частности проявилась в заложении в плейстоцене и голоцене системы разломов, а также обновления разломов, заложившихся в более ранние этапы развития региона. Минерализация современных морских вод находится в пределах 25–26 г/дм³ в поверхностном слое, а в глубоких слоях до 30–31 г/дм³ [150]. Это позволяет предполагать такую же минерализацию подземных вод в породах дна Белого моря. И только на участках распространения верхнепалеозойских водоносных комплексов, связанных сульфатно-карбонатными отложениями, в их нижних горизонтах можно предполагать существование слабых рассолов с минерализацией до 140 г/дм³.

ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

ХАРАКТЕРИСТИКА ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЧАСТИ ЛИСТА

Анализ ландшафтных, эколого-инженерных, техногенных, эколого-гидрологических и эколого-радиологических данных [105, 108, 96, 121] позволяет провести интегральную оценку эколого-геологической обстановки территории листа.

Ландшафты, как основная таксономическая единица природно-территориальных комплексов, представляют собой генетически единую территорию с однородным геологическим субстратом, одним типом рельефа, климата, почвенно-растительных ассоциаций, в наиболее полном и концентрированном виде отражают особенности эколого-геологических условий.

На территории листа расположены континентальные ландшафты, которые представлены равнинными широтно-зональными ландшафтами: тундровым и лесотундровым евроазиатской ландшафтной области и северо-таежным европейско-западно-сибирской таежной ландшафтной области.

С учетом геоморфологической характеристики, генезиса и литологии рельефообразующих пород, растительной поясности, на территории листа выделено 11 природных ландшафтов.

Ландшафты северо-таежные. Аккумулятивно-денудационные ледниковые и водно-ледниковые равнины (5). Сложены валунными супесчано-суглинистыми и гравийно-песчаными слабо сортированными отложениями. Почвы глеево-подзолистые и иллювиально-гумусовые подзолы. Растительный комплекс характеризуется хвойными и смешанными лесами, иногда с редколесными мохово-кустарничковыми лесами.

Экзарационные цокольные возвышенные равнины (3) с ледниковыми аккумулятивными формами. Сложены преимущественно валунными супесями, песками и торфяниками. Почвы иллювиально-гумусовые и подзолистые. Растительный комплекс характеризуется хвойными и смешанными мохово-кустарничковыми, иногда редкостойными лесами.

Аккумулятивные плоско-волнистые ледниковые и водно-ледниковые равнины (2) сложены преимущественно разнозернистыми песками с гравием и галькой, супесями, суглинками и глинами. Почвы глеевые и глеево-подзолистые. Растительность представлена сосновыми, местами заболоченными лесами.

Аккумулятивные аллювиальные равнины (4) с накоплением аллювиальных и озерных отложений различного литологического состава (пески, гравийники, суглинки). Почвы подзолистые и болотно-подзолистые. Растительность характеризуется хвойными и смешанными мохово-кустарничковыми, иногда редкостойными лесами.

Болота низинные, переходные, кочковатые, реже верховые (7); почвы болотные, торфяно-болотные. Растительность грядово-мочажинная, осоко-моховая с редкими экзарационными останцами и суходольными залесенными островами.

Болота верховые и переходные (6); почвы торфяные, болотные и торфяно-глеевые; растительность — мохово-кустарничковая, моховая, осоко-моховая и мохово-кустарничковая.

Аккумулятивные морские равнины (1), сложенные песками, реже галечниками, суглинками и глинами с отдельными экзарационными формами и участками болот. Почвы железисто-гумусовые, глеево-подзолистые и глеевые. Растительность характеризуется хвойными и смешанными мохово-кустарничковыми редкостойными лесами.

Ландшафты тундровые и лесотундровые. *Структурно-денудационные глыбовые горы (8)* с конусовидными выположенными и куполообразными вершинами. С ледниковыми цирками, карами, нивальными нишами, осыпями и россыпями. Почвы горно-тундровые и подзолистые. Растительность представлена кустарничковыми и лишайниковыми тундрами или горными березовыми криволесьями.

Аккумулятивные плоско-волнистые ледниковые и водно-ледниковые равнины (11), сложенные супесчаными, песчаными и торфяными отложениями. Почвы глеевые и глеево-подзолистые. Растительный комплекс характеризуется сосновыми, местами заболоченными лесами.

Аккумулятивные морские плоские равнины (9), сложенные преимущественно валунно-песчаными, супесчаными отложениями. Почвы тундрово-глеевые. Растительность представлена тундровыми кустарниками и лишайниками.

Болота (12) низинные, сложенные торфяно-болотными отложениями. Почвы торфяно-глеевые и торфяно-болотные. Растительность травяно-моховая, грядово- и кочковато-мочажинная.

Аккумулятивно-аллювиальные равнины (10) (отложения дельт и мелких эстуариев), представленные песками и песчаными алевритами. Почвы болотные, болотно-подзолистые и глеево-подзолистые. Растительность характеризуется лишайниками и тундровыми кустарниками.

Для каждого из этих ландшафтов характерны районы с различной устойчивостью к загрязняющим продуктам техногенеза, со своими потенциалами самоочищения (ПС) от органических (О) и минеральных (М) веществ, служащих основанием для районирования территории по условиям трансформации и перераспределения загрязняющих веществ. На территории листа выделяются ПС от органических веществ: O_1 — очень низкий и низкий; O_2 — ниже среднего; ПС от минеральных загрязняющих веществ: M_1 — низкий; M_2 — ниже среднего; M_3 — очень высокий. Пространственное распределение этих районов определяется зонально-климатическими особенностями распределения тепла и влаги, строением литологической основы, интенсивностью поверхностного и подземного стоков.

В пределах тундрового и лесотундрового ландшафта, распространенного на северо-востоке территории листа, развиты районы с очень низким потенциалом самоочищения: O_1M_1 ; O_1M_2 ; O_1M_3 ; O_2M_3 — с преобладанием районов с O_1M_2 , приуроченных к юго-западной и южной границе ландшафтной зоны. В пределах северотаежного ландшафта, распространенного на большей части территории листа, потенциал самоочищения повышается за счет широкого распространения районов с O_1M_3 в северной и O_2M_3 — южной части ландшафта и незначительного распространения районов с O_1M_1 .

Значительное влияние на распределение районов с неодинаковой устойчивостью к загрязнению оказывает рельеф. На низменных слаборасчлененных и недренированных равнинах, занимающих большую часть территории листа, энергия водообмена выражена слабо, преобладают химическая денудация и миграция веществ в растворенном состоянии, а также восстановительная обстановка с водозастойным режимом, особенно в тундре и тайге. Процессы аккумуляции преобладают над выносом вещества.

Существенное влияние на распределение районов с различной устойчивостью к загрязнению оказывает тип литологической основы, который определяет литогеохимический фон района. Особую важность представляет наличие в породах подвижных компонентов. Салические породы обогащены калием, кремнием; в них концентрируются уран, свинец, барий, фтор, бор. В мафических породах повышены концентрации железа, титана, магния, кальция, хрома, никеля. Песчаники и алевриты близки по составу к салическим породам. Известняки и доломиты обогащены кальцием, магнием, барием, стронцием и цинком. Ледниковые и водно-ледниковые отложения сохраняют геохимические особенности пород областей сноса. Для отложений водно-ледникового, морского, аллювиального, озерного генезиса литогеохимические черты обусловлены их минеральным составом. В торфяниках абсорбируются практически все элементы, мигрирующие через них.

Наибольшая опасность длительного загрязнения продуктами техногенеза при пониженной устойчивости к воздействию существует на севере территории. Условия разложения и выноса техногенных загрязнителей здесь крайне неблагоприятны. Опасность накопления органических и минеральных загрязнителей высока. Эти общие ландшафтные закономерности варьируют в зависимости от силы, длительности и состава воздействия загрязнения.

Промышленное освоение территории может вызвать серьезные изменения геологической среды, осложняющие эксплуатацию техногенных систем, связанных с освоением заболоченных и заторфяненных районов, районов развития ММП и закарстованности пород.

Эколого-геологическая обстановка территории зависит от ее загрязнения промышленными и сельскохозяйственными производствами.

Наибольшие изменения геологической среды наблюдаются в пределах Архангельского промышленного района.

На остальной территории техногенное воздействие незначительно. Сельскохозяйственное загрязнение проявлено слабо.

В гидрогеологическом отношении территория листа, характеризующаяся наличием докембрийского фундамента, в пределах которого располо-

жена сложная система бассейнов стока субнапорных и безнапорных вод, отличается отсутствием мощных региональных водоупоров, что создает условия для миграции загрязняющих веществ в глубокие водоносные горизонты. Выделяются бассейны преимущественно пластовых вод, образующих сложную систему водоносных и слабоводоносных горизонтов. Гидродинамическая зональность территории сложная.

Подземные воды в основном защищены от загрязнения. А загрязненность безнапорных вод в значительной степени определяется распространением типов четвертичных отложений. В районах, где преобладают глинистые ледниковые отложения, безнапорные воды более защищены, чем территории, где распространены песчаные флювиогляциальные отложения. В районах с неледниковыми отложениями естественная защищенность безнапорных вод от загрязнения также достаточно высока, т. к. здесь преобладают слабопроницаемые суглинки; в районах, где развиты песчано-суглинистые отложения, подземные воды защищены слабо. Защищенность от загрязнения субнапорных вод слабая из-за отсутствия региональных водоупоров. В речных долинах с хорошо проницаемыми аллювиальными отложениями подземные воды не защищены.

На территории листа выделяется ряд геохимических провинций с аномальными концентрациями токсичных компонентов. В таежных ландшафтах в водах часто наблюдаются повышенные концентрации железа и марганца. На Кольском полуострове в водах выявлено повышенное содержание фтора. Выделены локальные районы с повышенными содержаниями в водах молибдена, стронция, кобальта, никеля, радона, урана и др. В северной части листа наблюдаются повышенные концентрации в субнапорных водах никеля, титана, бериллия, лития, связанные с выщелачиванием кристаллических пород, обогащенных этими элементами.

Район хранения ядерного топлива и отработанных реакторов на Северодвинской ВМБ может быть отнесен к потенциально опасным.

По эколого-геологическим условиям территория листа весьма неоднородна. Имеющаяся информация дает возможность оценить эколого-геологическую обстановку по отдельным ее районам.

Факторы, определяющие природную эколого-геологическую обстановку, основными из которых являются тектоника и климат, подчиняются зональным закономерностям. Гидрохимическая и гидрогеологическая зональность выражена слабо. Криолитозона развита на Крайнем Севере. Наибольшие площади охватывает зона выщелачивания в пределах таежного ландшафта.

По совокупности показателей экологическое состояние большей части листа оценивается как условно благоприятное. Район, где экологическое состояние геологической среды благоприятное, приурочен к юго-западному углу листа. Условно неблагоприятное состояние геологической среды наблюдается в северо-восточной и центральной частях Кольского полуострова, на восточном побережье Белого моря и южном побережье Двинской губы.

В целом эколого-геологическая обстановка территории листа сильно дифференцирована как по площади, так и по интенсивности. Вклад естественных геологических факторов в формировании эколого-геологической

обстановки территории является доминирующим. В ландшафтах гумидной зоны эколого-геологическая обстановка более благоприятна, чем в ландшафтах криолитозоны. Техногенное воздействие на геологическую среду территории крайне неравномерно и носит локальный характер. Оно более значительно в промышленном районе Архангельской области и отсутствует в неосвоенных районах.

ХАРАКТЕРИСТИКА ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ МОРСКОЙ ЧАСТИ ЛИСТА

Для изучения геоэкологических особенностей дна акватории листа Q-37 использован фактический материал, полученный в ходе комплексных геолого-геофизических экспедиций на НИС «Геофизик» 2006–2007 гг. Привлечены результаты мониторинга геологической среды, выполненного ФГУНПП «Севморгео» в 2005–2007 гг., результаты совместных исследований ФГУНПП «Севморгео» с ИО РАН 2003–2008 гг., а также все доступные сведения из печатных источников за предшествующие годы [44, 71, 91, 106, 137, 182, 78, 169, 67].

Комплексное опробование и аналитические исследования выполнены на 154 станциях.

Геоэкологическая схема составлена в масштабе 1 : 2 500 000 на основе изучения и обобщения радионуклидного, спектрального полуколичественного (по данным МАГЭ 2006–2007 гг.) и флюоресцентного (по данным ФГУНПП «Севморгео» 2005–2007 гг.) анализов.

Районирование дна акватории для составления геоэкологической карты

Районирование дна для геоэкологических целей является решающим фактором при составлении геоэкологических карт. На суше обычно используется ландшафтный метод как универсальный способ интегрирования данных о рельефе, характере растительности и составе почвы, что косвенно отражает также климатические условия. Постоянным биотическим фактором в этом случае выступает растительность, пространственное распределение которой отражает как зональный, так и азональный характер распределения природных условий. В геоэкологическом отношении в качестве единиц районирования часто принимаются геологические элементы. В морских условиях существуют два направления: первое — ландшафтное, которое обычно используется при экологических исследованиях, когда речь идет о природной среде, и фаціальное, когда в основе картирования лежат геоэкологические факторы, которые обуславливают особенности накопления химических элементов и соединений, загрязнения придонного слоя вод за счет взаимодействия их с иловыми водами. Основными факторами, определяющими природные условия формирования геохимической структуры донных отложений и придонных вод, являются литологический тип донных осадков и, в меньшей мере, их минеральный состав, рельеф и гид-

ро-литодинамика природной среды. Существенными факторами являются также геохимические барьерные зоны, крупнейшие из которых — маргинальные фильтры в устьях рек и раздел «дно—вода». Биоценозы бентоса в данном случае играют подчиненную роль, и их реакция на состояние природной среды во многом определяется качеством придонных вод. Хотя, конечно, существует и определенная приуроченность типов животных и объема биомасс к определенным типам грунта. Изменение биоценозов является наиболее объективной оценкой изменения природных условий.

Эколого-геологическая схема листа Q-37 была построена на основе синтеза литологической карты поверхности морского дна, карты четвертичных отложений и геоморфологической схемы. Особенности распространения донных сообществ на акватории составлены по литературным источникам [88, 20, 53, 153].

В качестве основных таксонов, как это рекомендовано в подготовленном ВСЕГЕИ научно-методическом руководстве по проведению геоэкологического картирования, выделяются группы фациальных обстановок (ландшафтов): аккумулятивные, транзитные и деструктивные. Дальнейшая классификация производилась по принадлежности участков дна акваторий к определенным морфоскульптурам (равнинам, склонам), типам донных осадков, отражающих гидродинамические особенности седиментации, и интервалам глубин. Таким образом, выделена элементарная седиментационная обстановка, характеризующаяся определенными физическими условиями седиментации и характерным набором литофаций, отличных от окружающих участков морского дна. В свою очередь литологический тип донных осадков предопределяет особенности формирования геохимической структуры осадков, что делает возможным классификацию донных образований по степени геоэкологической устойчивости. Кроме того, каждый тип ландшафта (седиментационной обстановки) должен характеризоваться однородностью сочетания биоценозов, а также отдельными (особыми) условиями геохимических обстановок (в частности присутствием маргинальных зон, обуславливающих особый характер накопления химических элементов). Более подробное описание геоморфологических и литологических характеристик акватории представлено на соответствующих картах.

Биоценозы являются одной из составных частей фаций, под которыми в данном случае, в соответствии с взглядами Л. Б. Рухина, понимаются группы донных отложений, формирующиеся в физико-геологических условиях, отличных от окружающих участков морского дна. В этом случае рассматриваемые биоценозы являются составными частями фаций, а их картировочным признаком является трофическая группировка.

Неподвижные сестонофаги приурочены преимущественно к районам прибрежных мелководий с активным гидродинамическим режимом и крупнозернистыми (гравийно-песчаными) грунтами с большим содержанием грубообломочного материала, где донные осадки содержат мало органического вещества (Горло и Воронка Белого моря).

Подвижные сестонофаги поселяются в условиях достаточно высокой подвижности придонных вод, когда процессы переноса мелких гранулометрических фракций и органической взвеси над дном преобладают над процессами их оседания. Значительная часть пищевого материала находится

во взвеси. Подобные группировки характерны для Онежского, Двинского заливов, Горла и Воронки Белого моря.

Собирающие детритофаги поселяются обычно в районах с относительно вялым гидродинамическим режимом, где процессы осаждения взвеси преобладают над процессами ее переноса и накапливаются алевритовые и алеврито-пелитовые осадки (Центральная впадина Белого моря, Двинский и Онежский заливы).

Грунтоеды характерны для донных осадков, накапливающихся во впадинах с максимально ослабленным гидродинамическим режимом, представленных алеврито-пелитовыми разностями с повышенным содержанием органического вещества. Верхние слои таких осадков обычно интенсивно перемешаны (Центральная впадина Белого моря, Двинский и Онежский заливы).

Совокупность вышеперечисленных критериев позволила на изученной акватории выделить типы ландшафтов (седиментационных обстановок).

Аккумулятивные седиментационные обстановки (группы ландшафтов).

Морские ундувиальные пологонаклонные равнины с углами наклона до 10' (13), формирующиеся в зонах воздействия волнения. Сложены мелкозернистыми, хорошо сортированными песками с повышенным содержанием тяжелых минералов (вплоть до формирования россыпей проявлений). Характерны формы микрорельефа в виде ряби и вдольбереговых валов. Развиты преимущественно до глубины порядка 10 м, а у аккумулятивных берегов могут наблюдаться до глубины 20 м за счет формирования стоковых течений и экстремальных штормов. Находятся в приливной зоне, вследствие чего частично сохнут во время отливов. Развиты практически на всей акватории Белого моря вдоль современной береговой линии, однако распределение их крайне неравномерно и часто они не выходят за пределы бухт. Ширина распространения ундувиальных песков обычно менее 500 м, вследствие чего они не отображены на карте. Наиболее мощными зонами волнового осадконакопления являются Варзугинское взморье и отдельные участки вдоль Зимнего Берега. Донное население представлено неподвижными сестонофагами: усонogie раки (*Balanus balanus* + *Balanus crenatus*), в зоне осушек фиксируется большое количество червей-грунтоедов (*Pectinaria hyperborean*). В геоэкологическом отношении при нестабильности существования и постоянном перемыве песков, в результате выноса тонкозернистых фракций данные осадки характеризуются только накоплением терригенных минералов, отсутствием подвижных форм поллютантов и априори представляют зоны устойчивой геоэкологической ситуации.

Аллювиально-морские пологонаклонные равнины (с углами наклона до 10') (14), сложенные песками, алевритами, пелитами значительной мощностью. Приурочены к устьям крупных рек — Северная Двина и Онега — и протягиваются до глубины 30 м. При этом у первой из них отмечается хорошо выраженная дельта с маргинальным фильтром, наиболее контрастная часть которого протягивается вдоль северной бровки островов по направлению к северной оконечности о-ва Мудьюг. В акватории находится преимущественно передовая часть дельты — авандельта, сложенная песками и алевритовыми песками, обычно слоистыми, с большим количеством органики, количество которой возрастает к внешней части дельты. Характерно большое количество баровых и косовых форм рельефа. Трофические группировки бентоса — подвижные сесто-

нофаги: двустворчатые моллюски (*Mytilus edulis*, *Elliptica elliptica*, *Ephera vineta*); собирающие детритофаги: *Portlandia arctica*, *Macoma baltica*, ракообразные (*Pontoporeia affinis*, *Mesidotheae entomon*, *Limnocalanus macrurus*), голотурии (*Chiridota laevis*) и грунтоеды (*Pectinaria hyperborean*). Биомасса макробентоса составляет 10–200 г/м². В самых верхних горизонтах характерно большое количество отмершего планктона [20, 21].

С геозкологической точки зрения аллювиально-морские пологонаклонные равнины представляют зону слабоустойчивую, но в то же время именно здесь происходит осаждение большей части взвеси, идущей из рек, в том числе и интенсивно загрязненной.

Морские нефелоидно-флювиальные плоские равнины (15), развитые на ледниково-морском субстрате и сложенные аллювиально-морскими и морскими отложениями, представленными алеврито-песчаными и смешанными песчано-пелито-алевритовыми (алевритовыми миктитами) осадками с локальными полями песчано-алевритового перлювия на глубине до 60 м. Характеризуются стабильно умеренной гидродинамической активностью, складывающейся под воздействием ветровых, стоковых и приливных течений, с преобладанием процессов перетолжения обломочного материала и высоким содержанием взвеси в водной толще. Донные организмы представлены подвижными сестонофагами: двустворчатыми моллюсками *Mytilus edulis*, *Elliptica elliptica*, *Ephera vineta* и собирающими детритофагами: *Portlandia arctica*, *Macoma baltica*, ракообразные *Pontoporeia affinis*, *Mesidotheae entomon*, *Limnocalanus macrurus*, голотурии *Chiridota laevis* и грунтоедом: *Pectinaria hyperborean*. Биомасса макробентоса составляет 10–200 г/м² [20, 21].

Морские нефелоидные аккумулятивные равнины с локальными выходами перлювиальных отложений, перекрывающих ледниково-морские и ледниковые отложения (16) на глубинах 10–60 м. В гидродинамическом отношении характеризуются нестабильной активностью, усиливаемой холмистым рельефом с резким преобладанием нефелоидных процессов и частичным перетолжением донных осадков на склонах холмов ледникового происхождения. Преобладают пелитовые и алевропелитовые осадки. Группировки бентоса представлены собирающими детритофагами: двустворками *Portlandia arctica*, *Macoma baltica*, голотуриями *Chiridota laevis*, иглокожими *Ophiopleura borealis* + *Ophiocten sericeum* и грунтоедом: полихетами (*Pectinaria hyperborean*). Биомасса макробентоса составляет 50–200 г/м² [20, 21].

Морские нефелоидно-флювиальные равнины, формирующиеся за счет выноса тонкого обломочного материала из зон течения (17) в условиях низкой гидродинамической активности на глубинах 50–100 м. Сложены пелито-алевритовыми слоистыми осадками, источником поступления которых является тонкозернистая взвесь, выносящаяся из Горла Белого моря. Характерна повышенная мощность осадков из-за высокого темпа осадконакопления. Трофические группировки бентоса – собирающие детритофаги: двустворчатые моллюски *Macoma baltica*, *Portlandia arctica* и грунтоеды: полихеты *Spochaetopterus typicus*. Биомасса макробентоса – 50–200 г/м² [88, 118].

Морские нефелоидные аккумулятивные равнины глубоководных впадин (18) на глубине более 200 м (зоны халистаз). Дно покрыто сплош алевропелито-

выми и пелитовыми осадками с высоким содержанием пелитовой фракции в условиях слабой гидродинамической активности и стабильного осаждения взвешенного материала. Эти условия способствуют бедному видовому разнообразию биоценозов. В основном это собирающие детритофаги: двустворчатые моллюски *Portlandia arctica*, *Leda pernula*, иглокожие *Asterias linski*, *Ophiocantha bidentata* и грунтоеды: полихеты *piochaetopterus typicus*, *Scolesoma fragilis*, *Scoloplos armiger*, общая биомасса которых составляет 10–200 г/м² [88, 118].

Транзитные седиментационные обстановки (группы ландшафтов). Денудационно-аккумулятивные наклонные равнины (склоны впадин) с углами наклона до 3° (19), покрытые ледниково-морскими, ледниковыми и декливиальными образованиями на глубинах 50–200 м. На глубинах до 100–150 м встречаются многочисленные выходы подстилающих пород. Сложены алевритами песчаными и пелитовыми, с тонкими прослоями песка, накопление которых происходит в условиях вялого гидродинамического режима и гравитационного перемещения осадочных масс вниз по склону в виде оползней и суспензионных потоков малой мощностью. В донной фауне господствуют собирающие детритофаги: иглокожие *Ophiocantha bidentata*, *Asterias lincki*, двустворки *Leda pernula*, *Astarta montagui* и грунтоеды: полихеты *Maidane sarsi*. Общая биомасса составляет 10–100 г/м² [72, 85]. Располагаются в центральной части Белого моря.

Флювиальные аккумулятивные мелкогрядовые равнины (20), сформированные на ледниковом и ледниково-морском субстрате в зонах интенсивных придонных течений на глубинах 20–60 м. Сложены песчаными и гравийно-песчаными осадками, образующими характерные формы транзитной аккумуляции (песчаные ленты, волны, гряды) высотой до 12–15 м с обширными участками абразионного дна, где вскрываются ледниково-морские глины и песчано-глинистые валуносодержащие отложения ледникового генезиса. В северной части листа, в Воронке песчано-гравийные осадки имеют силикатно-карбонатный состав. Группировки бентоса представлены неподвижными сестонофагами: усоногими раками *Balanus balanus* + *Balanus crenatus* (преимущественно в Воронке) и подвижными сестонофагами: двустворчатыми моллюсками *Modiolus modiolus*, *Epheria vineta*, актиниями *Metridium senile*, *Aulactinia stella* + офиурами *Ophiopholis aculeata*, *Ophiura robusta*, *Stegophiura nodosa*. Общая биомасса бентоса составляет 50–100 г/м² [20, 21]. Развита в Горле и Воронке Белого моря, небольшие площади зафиксированы в Западной и Восточной Соловецких Салмах, а также в южной части Онежского залива.

Денудационно-аккумулятивные плоские перлювиальные равнины (21), сформированные на раннеголоценовом морском субстрате под влиянием слабых стоковых течений на глубинах 10–60 м. Сложены песчаными и пелитопесчаными осадками с гравием и галькой незначительной мощностью (до 20–50 см), с размывом перекрывающими толщу раннеголоценовых морских отложений. Занимает обширные площади в Онежском заливе. Трофические группировки бентоса – подвижные сестонофаги: двустворчатые моллюски *Serripes groenlandicus*, *Ciliatocardium ciliatum*, *Arctica islandica*, собирающие детритофаги: двустворки *Portlandia arctica*, *Macoma baltica*, голотурии *Chiridota laevis*, иглокожие *Ophiopleura borealis* + *Ophiocten sericeum* и грунтоеды: полихеты *Pectinaria*

hyperborean. Биомасса макробентоса составляет 50–200 г/м² [20, 21]. Занимают обширные площади в восточной части Онежского залива.

Деструктивные седиментационные обстановки (группы ландшафтов). *Перлювиальные денудационные пологонаклонные (15'–30') равнины (22)*, сформированные на ледниково-морском и ледниково-озерном субстрате с локальными зонами нефелоидной аккумуляции на глубинах 15–60 м, развитые от подножия подводного берегового склона. Сложены гравийно-галечными, песчано-галечными и несортированными песчано-алевритовыми отложениями. Песчано-алевритовые миктиты незначительной мощностью образуются в результате волновых и приливных течений при более низком уровне моря. В настоящее время осадконакопление практически не происходит, за исключением образования редких и мелких железо-марганцевых конкреций. Донное население представлено подвижными сестонофагами: двустворчатыми моллюсками *Elliptica elliptica*, *Epheria vineta* и собирающими детритофагами: иглокожие *Ophiocantha bidentata*. Доминирующими видами являются двустворчатые моллюски. Биомасса макробентоса составляет 10–50 г/м² [72, 75].

Перлювиальные абразионные пологонаклонные (5'–40') равнины (вдольбереговые склоны) (23), сформированные на ледниково-морском и коренном субстратах на глубинах 0–40 м в результате волновой деятельности и интенсивных придонных течений. Сложены валунно-галечными, гравийно-галечными и песчано-гравийными отложениями, образовавшимися при интенсивном современном гидродинамическом режиме. Преобладающим населением являются подвижные сестонофаги, представленные двустворчатыми моллюсками *Serripes groenlandicus*, *Ciliatocardium ciliatum*, *Arctica islandica* и собирающими детритофагами: иглокожие *Ophiopholis aculeata*, *Ophiura robusta* [72, 75].

Перлювиальные абразионные пологонаклонные (15'–40') равнины (вдольбереговые склоны) (24) на ледниковом и коренном субстратах на глубинах 0–30 м, сформированные под влиянием интенсивного волнения и волновых течений. Сложены валунно-галечными, гравийно-галечными и песчано-гравийными отложениями силикатного и карбонатно-силикатного состава. В трофических группировках преобладают неподвижные сестонофаги: усоногие раки *Balanus balanus* + *Balanus crenatus*, подвижные сестонофаги: двустворчатые моллюски *Serripes groenlandicus*, *Ciliatocardium ciliatum*, *Arctica islandica* + офиуры *Ophiopholis aculeata*, *Ophiura robusta*, *Stegophiura nodosa*.

Общая биомасса в пределах склоновых седиментационных обстановок составляет 50–500 г/м² [20, 21].

Перлювиальные денудационные холмисто-грядовые равнины (25) на ледниковом и ледниково-морском субстрате на глубинах 60–100 м, формирующиеся в условиях интенсивных придонных течений. Сложены валунно-галечными, гравийно-галечными и песчано-гравийными отложениями. Донное население представлено подвижными сестонофагами: двустворчатыми моллюсками *Serripes groenlandicus*, *Ciliatocardium ciliatum*, *Arctica islandica*, актиниями *Metridium senile*, *Aulactinia stella* + офиурами *Ophiopholis aculeata*, *Ophiura robusta*, *Stegophiura nodosa*. Общая биомасса бентоса составляет 50–200 г/м² [20, 21].

В заключение можно констатировать, что структура бентоса тесно связана с процессом осадконакопления и опосредованно с рельефом дна и

динамикой вод. Животные с определенной пищевой адаптацией занимают на дне моря участки, где формы пищевого материала соответствуют типу их питания [10]. Видовой состав растений и животных, обитающих в Белом море, значительно беднее, чем в Баренцевом. Объясняется это такими гидрологическими особенностями Белого моря, как длительный ледовый покров, зимнее охлаждение поверхностного слоя воды, вечный холод на глубинах более 50 м, а также пониженная соленость воды. Однако биомасса как водорослей, так и массовых видов беспозвоночных на Белом море значительно больше, чем на Мурмане. Это объясняется тем, что на Белом море велика площадь самых богатых жизнью морских горизонтов – прибрежных мелководий, представленных на крутых берегах Баренцева моря лишь узкой полосой [20].

Характеристика геоэкологического состояния придонных сред

Лист Q-37 захватывает центральную часть акватории Белого моря и включает восточную половину глубоководной впадины. Населенные пункты на берегах редки, представляют собой поморские села. Наиболее крупными являются порты Архангельск, Северодвинск и расположенный вблизи южной рамки площади листа г. Онега. Основными источниками загрязнения изученной территории является ряд предприятий целлюлозно-бумажной промышленности и лесопромышленного комплекса, которые сосредоточены в Архангельской области. Комплексы машиностроительных, судостроительных и иных предприятий расположены в Северодвинске и Архангельске. Основу энергетики района составляют Архангельская и Северодвинская ГРЭС, работающие на интинских углях и мазуте (Доклад о состоянии..., 2003 г.). Одним из основных источников нарушения устойчивости природной среды Белого моря является судоходство, а также деятельность портов. По акватории проходит основная линия грузовых перевозок из порта Архангельск в Баренцево море, кроме того, подчиненную роль играют трасса Кандалакша–Горло Белого моря.

Проведенные работы по мониторингу геологической среды, данные Архангельской гидрометеослужбы, а также результаты исследований последних лет свидетельствуют, что донные отложения Белого моря практически не загрязнены. В то же время антропогенное давление на природную среду неоспоримо и связано со стоком рек, осаждением аэрозолей и утечкой нефтепродуктов при перегрузке в районе портов.

Загрязнение акватории тяжелыми металлами

Тяжелые металлы являются одними из наиболее универсальных индикаторов техногенных процессов. Они присутствуют практически во всех промышленных и бытовых стоках, сопровождают зоны дампинга. Кроме того, многие тяжелые металлы, обладая высокой геохимической подвижностью, могут являться индикаторами осадочных потоков, с которыми распространяются и продукты антропогенеза. Тяжелые металлы достаточно

легко попадают в трофические цепи и могут оказывать токсическое воздействие как на животный мир, так и, в конечном счете, на здоровье человека. Поэтому изучение геохимических закономерностей их распределения и особенностей концентрации в современных донных осадках крайне важно для выявления источников и путей поступления антропогенного загрязнения.

Критерии определения экологически опасных уровней загрязнения донных осадков пока разработаны недостаточно. Общепринятые уровни опасных для здоровья человека концентраций химических компонентов для донных осадков практически отсутствуют. ОДК, разработанные для почв, не подходят для оценки уровня концентраций элементов в донных осадках. В настоящее время существует только один официальный норматив, разработанный для региона Санкт-Петербурга и Ленинградской области, который может быть использован и для района Белого моря. Он утвержден главным санитарным врачом Санкт-Петербурга и председателем Комитета по охране окружающей среды и природных ресурсов Санкт-Петербурга и Ленинградской области 17.06.1996 г. (табл. 15)

В акватории листа Q-37 изучалось распределение группы тяжелых металлов: Ni, Zn, Pb, Cu, Cr, As.

Содержание и статистические параметры распределения тяжелых металлов в донных осадках акватории листа Q-37 приведены в табл. 16 и 17. В качестве фона мы рассматриваем среднее значение по всей выборке проб донных осадков, а порогом аномальных концентраций считаем содержание более двух-трех стандартных отклонений. С одной стороны, это позволяет выявить компоненты, которые проявляют тенденцию к концентрированию, а с другой – определить те геоморфологические области, с которыми связаны аномалии. Далее эти значения сравнивались с Региональным уровнем загрязнения в Санкт-Петербурге.

Медь. Относится к металлам второго класса опасности. Региональный фон меди в донных осадках достаточно высок и на большинстве станций превышает минимальный уровень загрязнения по Региональному нормативу для Санкт-Петербурга. Максимальные концентрации (88–100 ppm) обнаружены в донных осадках Центральной впадины Белого моря и в алевроитовых пелитах Двинского залива. Повышенное содержание меди обусловлено металлогеническими особенностями региона, что отражает высокий фон в донных осадках, но могут быть связаны с антропогенным фактором и привносом меди со стоками рек.

Мышьяк. Содержание мышьяка характеризуется равномерным распределением по площади. Концентрация мышьяка практически на всех станциях, за исключением тех, где развиты пески, превышает уровень минимального загрязнения по «Региональному нормативу для Санкт-Петербургского региона (ОДК₀ = 29)». Максимальные концентрации мышьяка характерны для осадков в Двинском заливе в авандельте, где их уровень выше среднего загрязнения.

Свинец. Концентрации свинца в донных осадках акватории листа Q-37 невелики и во всех точках ниже уровня минимального загрязнения (85 ppm), принятого для Санкт-Петербургского региона. Аномальные зоны с максимальным для акватории содержанием свинца в осадке (30 ppm) располага-

Таблица 15

**Уровни загрязнения донных отложений акваторий 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/л	
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/л	
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. ** – ПДК – предельно-допустимые концентрации (для воды). (Перечень ПДК и ОБУВ вредных веществ для воды рыбохозяйственных водоемов. – М., 1995). *** при солёности более 13 ‰: ОДК₀ – ориентировочно допустимые концентрации, ниже которых чистые отложения; ОДК₁ – ниже этого уровня слабозагрязненные отложения; ВЗ – ниже этого уровня умеренно загрязненные отложения, выше – высокое загрязнение.

Таблица 16

**Содержание тяжелых металлов в донных осадках акватории листа Q-37
(по данным полуколичественного спектрального анализа, МАГЭ,
2006–2007 гг.)**

Компонент	Среднее содержание (X _{ср}), мкг/г	Предельные значения (min–max)	ОДК ₀ , ppm	ОДК ₁ , ppm	ВЗ, ppm
Cu	53	20–100	35	90	190
Ni	56	10–100	35	45	210
Pb	13	7–30	85	530	530
Zn	72	30–200	140	480	720
Cr	154	30–500	140	380	380

Таблица 17

**Содержание тяжелых металлов в донных осадках акватории листа Q-37
(по данным флюоресцентного анализа, Севморгео, 2006–2007 гг.)**

Компонент	Среднее содержание (X _{ср}), мкг/г	Предельные значения (min–max)	ОДК ₀ , ppm	ОДК ₁ , ppm	ВЗ, ppm
Cu	83	33–142	35	90	190
Ni	46	8–118	35	45	210
Zn	68	14–205	140	480	720
As	16	0–79	29	55	55

ются в Двинском заливе (на глубине около 100 м), в Центральной впадине Белого моря, где их накопление связано с распределением наиболее тонкозернистых разностей донных образований, и близ акватории Соловецких островов.

Цинк. Концентрации цинка в донных осадках акватории колеблются от 14 до 205 ppm. Цинк образует две аномалии в понижении дна Двинского залива с максимальным содержанием 200–205 ppm, превышающим уровень минимального загрязнения (85 ppm), принятого для Санкт-Петербургского региона. На всей остальной акватории не отмечено заметных концентраций цинка, поэтому можно говорить об отсутствии загрязнения этим металлом донных осадков акватории листа Q-37.

Никель. Распределение никеля в донных осадках листа Q-37 на большинстве станций превышает минимальный уровень загрязнения по «Региональному нормативу для Санкт-Петербургского региона». Концентрации никеля колеблются от 10 до 118 ppm. Аномальные зоны с максимальным для акватории содержанием никеля в осадке (100–118 ppm) располагаются в Центральной впадине Белого моря и в осадках Двинского залива.

Хром. Относится к металлам второго класса опасности. Фоновая его характеристика, по данным полуколичественного спектрального анализа, выше нижнего уровня загрязнения по «Региональному нормативу для Санкт-Петербургского региона». Аномальные значения тяготеют к отложениям Двинского залива. Отмечена одна локальная контрастная (более 3σ) аномалия по хрому в донных осадках в Горле Белого моря. Концентрация его здесь составляет 500 ppm (по данным МАГЭ), что соответствует интенсивно загрязненным донным отложениям.

Таким образом, большинство аномальных ореолов повышенных и высоких содержаний металлов, отмеченных в пределах территории листа Q-37, связаны в основном с тонкозернистыми осадками моря и имеют природное происхождение. Закартированные аномалии представляют лишь геохимический интерес, а акватория листа может считаться свободной от загрязнений тяжелыми металлами.

Загрязнение техногенными компонентами

Статистические параметры распределения техногенных компонентов в донных осадках акватории листа Q-37 приводятся в табл. 18.

Дендротехногенное загрязнение. К этому виду относится загрязнение древесины и продуктами ее технологической переработки и разложения (целлюлоза, лигнин, фенолы). В значительной мере дендротехногенное

Таблица 18

Содержание техногенных компонентов в донных осадках Белого моря (по данным Гуревича В. И., 2002 г.)

Загрязнители	Размерность	Закон распределения	Содержание				ПДК или ориентировочные уровни загрязнения
			Западно-Арктический шельф				
			min	max	фоновое	аномальное	
Донные осадки							
Фенолы	мкг/кг	П	0,1	<5	0,1	0,9	Не рассчитано
ДДТ	нг/г	Н	0,01	34,5	0,03	0,13	1,6

Примечания. Уровни ПДК приводятся по работе «Обобщенный перечень...», 1990»; ДДТ – группы ароматических хлорорганических пестицидов. Закон распределения поллютантов: Н – нормальный, П – промежуточный.

загрязнение связано с потерями при сплаве леса по рекам. Крупные скопления штормовой древесины наблюдались в районах Терского и Кандалакшского Берегов Белого моря. К числу наиболее токсичных продуктов техногенного загрязнения донных ландшафтов относятся фенолы, которые образуются при гниении лигнина и других компонентов древесины в подводных условиях. Попадая на дно, древесные остатки захораниваются в морских отложениях в районах с пониженной гидродинамической активностью.

Аномальные зоны с максимальным для акватории содержанием фенолов в осадке (3–5 мкг/г и более) располагаются в Центральной впадине Белого моря, в осадках Двинского и Онежского заливов. В приустьевой части Двинского залива на значительной площади прослежен слой осадков черного цвета, включающих полуразложившиеся остатки древесины. Концентрации фенолов в беломорских осадках, безусловно, связаны с последствиями лесосплавов и сброса отходов лесопильных предприятий и целлюлозно-бумажных комбинатов, находящихся в Архангельской, Мурманской областях и Карелии [67].

Агротехногенное загрязнение. К числу наиболее распространенных и токсичных загрязнителей агротехногенного происхождения относятся хлорорганические пестициды (ХОП), среди которых выделяют циклические (группа ГХЦГ), ароматические (группа ДДТ) и хлорированные бифенилы (ПХБ), сам факт обнаружения которых в придонных средах свидетельствует о техногенном загрязнении. Они поступают в море с сельскохозяйственных угодий и с промышленными стоками некоторых предприятий. Статистические параметры распределения техногенных органических поллютантов приведены в табл. 17.

Концентрации ДДТ и его производных в количестве 0,3–0,5 нг/г (максимально до 34,5 нг/г) установлены в Белом море у Летнего Берега [67].

Радионуклиды. Радиоэкологические исследования, выполненные МАГЭ в 2005–2006 гг. на НИС «Геофизик», позволили выяснить уровень и закономерности распределения удельной активности радионуклидов в донных осадках акватории листа Q-37. Статистические параметры приведены в табл. 19.

К радионуклидам природного происхождения относятся ^{40}K , ^{232}Th , ^{226}Ra . Распространение их в донных отложениях контролируется в основном при-

Таблица 19

Активность радионуклидов в донных осадках

Компоненты	Радиоактивность (Бк/кг)		
	min	max	среднее
^{226}Ra	0	99	8
^{40}K	0	1269	354
^{232}Th	0	90	5
^{137}Cs	0,1	25	1,3

родными 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 геоэкологическую схему эти аномалии не вынесены.

Результаты определения удельной активности ^{137}Cs , полученные при радиоэкологических исследованиях МАГЭ в 2005–2006 гг. на НИС «Геофизик», показали сравнительно невысокий уровень загрязненности донных отложений акватории листа Q-37. Концентрация цезия варьирует от 0,1 до 25 Бк/кг, а фоновая составляет 1,3 Бк/кг.

В акватории листа не установлено протяженных контрастных аномалий, а среднее содержание ^{137}Cs в осадках составило 1,3 Бк/кг, что, очевидно, соответствует его природному фону. Повышенные значения активности ^{137}Cs (25 Бк/кг) наблюдались лишь в отложениях существенно пелитового состава в пределах Центральной впадины Белого моря и Двинского залива.

Аналогичные данные получены и ФГУНПП «Севморгео» при работах с ИО РАН. Повышенная радиоактивность в донных отложениях как для ^{137}Cs , так и для ^{134}Cs , указывающая на современное загрязнение, практически отсутствуют, в том числе и в районе Северодвинска.

Таким образом, можно констатировать, что антропогенное загрязнение радионуклидами в Белом море отсутствует.

Геоэкологическая оценка состояния природных сред

Выполненные картографические обобщения показали, что для большинства загрязненных участков характерно присутствие целого комплекса тяжелых металлов, обладающих токсичными свойствами. По степени политехногенной контаминации всю изученную акваторию можно разделить на три области: 1) слабозагрязненные, 2) весьма слабозагрязненные, 3) практически чистые.

Слабозагрязненные – это области с контрастными аномалиями по 1–2 компонентам. Сюда относится – глубоководная часть Белого моря с контрастными природными аномалиями по Cu, Ni, Zn;

– акватория Двинского залива, где зафиксированы аномалии по Zn, Ni, As.

Весьма слабозагрязненные – это области со слабоконтрастными природными аномалиями по 2–3 компонентам.

Сюда относится: акватория Двинского залива. Здесь в донных осадках зафиксированы аномалии по тяжелым металлам Ni, Zn, Pb, Cr с превышением фона в 2–3 стандартных отклонения.

Практически чистыми, незатронутыми техногенным воздействием остаются обширные области акватории листа Q-37.

Следует еще раз подчеркнуть, что в изученной акватории листа Q-37 даже максимальные концентрации токсичных микроэлементов, за редким

исключением, не превышают уровней имеющихся нормативов, а часто во много раз меньше. Картируемые аномалии являются чисто геохимическими критериями, а природное их происхождение сказывается на комплексности этих аномалий. В основном аномалии обусловлены геохимически подвижными элементами. Распределение большинства изученных компонентов четко связано с литологией донных отложений и пропорционально содержанию пелитовой фракции. Относительно невысокое содержание токсичных микроэлементов в пелитовых осадках Двинского залива при довольно высоком уровне загрязнения донных отложений в устье Северной Двины связано с эффективностью работы маргинального фильтра в устье р. Северная Двина. Таким образом, изученная акватория относится к областям, которые пока в достаточно слабой степени затронуты техногенным воздействием.

Однако вызывает опасение факт обнаружения в придонных средах значимых концентраций хлорорганических соединений (ДДТ) и фенолов, которые имеют чисто техногенную природу, и, стало быть, принесены течениями из районов, подверженных антропогенному загрязнению. По существующим уровням ПДК, эти загрязнители не должны присутствовать в морских водоемах. Таким образом, усиление техногенного загрязнения на берегу, несмотря на длительный путь миграции хлорорганических поллютантов, отзывается концентрированием их в придонных средах [67].

Эколого-геологические обстановки формируются под влиянием антропогенного (техногенного) воздействия на геологическую среду. Такое воздействие может быть негативным и позитивным, но гораздо чаще имеет отрицательные тенденции, особенно в долгосрочной перспективе, например, масштабное осушение болот и заболоченных лесов может приводить к понижению уровня грунтовых вод, обмелению рек и усилению эрозионных процессов. Практически вся акватория Белого моря в пределах территории листа соответствует удовлетворительной эколого-геологической обстановке.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты морских и сухопутных геолого-геофизических исследований, выполненных в последнее десятилетие на Кольском полуострове и в Белом море, Чешской губе, позволили на новом уровне знаний представить геологическое и тектоническое строение территории листа Q-37 – Архангельск. В данной работе проанализированы и использованы результаты предшествующего этапа картосоставительских работ [228], новые данные по сухопутной и акваториальной частям листа и обобщающие научные публикации, а также материалы актуализированной геофизической основы.

В результате проведенных работ составлены карты – масштаба 1 : 1 000 000 – структурная карта поверхности фундамента, структурная карта по подошве вендских отложений, дочетвертичных образований, четвертичных образований, литологическая, полезных ископаемых, прогнозно-минерагеническая, прогноза нефтегазоносности; схемы масштаба 1 : 2 500 000 – метаморфизма и метасоматоза, мощности четвертичных образований, тектоническая, глубинного строения, геоморфологическая, эколого-геологическая, гидрогеологическая.

По новым сейсмическим данным МОГТ, в акватории Белого моря впервые в разрезе нерасчлененной толщи среднего–верхнего рифея выделены три сейсмокомплекса, различающихся по стратиграфическому положению и характеристикам волновой картины. Установлено, что мощность рифейских образований в Кандалакшско-Онежском грабен-прогибе превышает 9 км, в Керецко-Пинежском составляет около 4 км, в Сафоновско-Понойском прогибе – до 8 км. На глубинных геолого-геофизических разрезах по профилям МОГТ и МПВ прослежены основные границы в земной коре: подошва осадочного чехла, поверхность верхней, нижней коры и мантии.

По сейсмоакустическим данным уверенно прослежена граница распространения отложений верхневендского и каменноугольного возрастов. Установлено, что комплекс верхневендских пород залегает на размытой поверхности рифейских образований или на выступах кристаллического основания. Толща полого погружается на восток, увеличиваясь в мощности. Линия выклинивания вендских отложений прослежена вблизи восточного побережья Кольского полуострова и в центральной части бассейна Белого моря. На схеме тектонического районирования зоне выклинивания пород верхневендского комплекса соответствует западная граница Мезенской синеклизы Русской плиты.

При составлении карты дочетвертичных образований увязаны геологические границы на стыке листа Q-37 с листами Q-36 и Q-38 в соответ-

ствии с актуализированной легендой и новыми данными по геологии Кольского полуострова акватории Белого моря и территории Зимнего берега. Уточнены возраст, тектоническая позиция, границы и площади развития стратифицированных и нестратифицированных геологических образований. Составлена легенда, отвечающая современным требованиям с учетом общей шкалы докембрия России с изменением индексации эратем.

Построены сводные структурные карты поверхности дорифейского фундамента и подошвы вендских отложений масштаба 1 : 1 000 000, которые служили основой тектонического и нефтегазогеологического районирования. Построена увязанная с соседними листами тектоническая схема. На тектонической схеме выделены два структурных этажа – раннедокембрийский (нижний) и верхний, представленный осадочным чехлом, показаны области развития процессов трех эпох тектономагматических активизаций: свекофенской, байкальской и палеозойской. По новым данным МОГТ в акватории и на суше показана структура рифейского подэтажа, слагающего самостоятельный комплекс интракратонных и перикратонных прогибов. Выделены основные тектонические нарушения, показана их кинематика. Основными объектами, отраженными на схеме глубинного строения земной коры, являются структурные области (геоблоки) и блоки, сформировавшиеся в различных геодинамических условиях и находящиеся отражение в аномалиях геофизических полей.

Новые сведения, полученные в результате большого объема сейсмоакустического профилирования, опробования морского дна и геологических работ на суше, позволили осветить геологическое строение верхней части осадочного чехла. Для моря и суши построена актуализированная карта четвертичных образований масштаба 1 : 1 000 000. Установлено, что мощность четвертичных отложений изменяется в широких пределах (от 0 до 200 м), возрастая в депрессиях коренного ложа, погребенных долинах, у подножия юго-западного крутого склона впадины Белого моря и в зонах краевых ледниковых образований. Решен ряд принципиальных вопросов расчленения квартера, охарактеризованы площади распространения ледников, выделены несколько стадий оледенения и зоны распространения краевых образований. Уточнена стратиграфическая позиция выделенных комплексов и индексация картографируемых подразделений.

Полученные данные НСП и донного опробования также послужили основой для составления литологической карты поверхности дна, геоморфологической и эколого-геологической схем.

На эколого-геологической схеме отображены основные экологически значимые ландшафтные особенности геологической среды, находящиеся как в естественном состоянии, так и под влиянием антропогенной нагрузки, а также площади существенного изменения среды – техногенные ландшафты.

Среди опасных природных явлений наиболее значимыми для рассматриваемой территории являются экзогенные процессы. Однако на современную эколого-геологическую обстановку существенное влияние оказывает фактор антропогенного (техногенного) воздействия. Основными источниками загрязнения в северной части Республики Карелия и в Архангельской области являются предприятия деревообрабатывающего комплекса.

Геоэкологические исследования акватории показали, что установленные фоновые и аномальные содержания для всех видов загрязнителей, включая тяжелые металлы, нефтяные углеводороды, радионуклиды, не превышают существующие уровни предельно допустимых концентраций для донных осадков. В целом характер экосистемы Белого моря сохраняет свою устойчивость.

На гидрогеологической схеме показаны основные гидрогеологические комплексы, выделяемые на территории листа. Приуроченность дочетвертичных водоносных комплексов к определенным тектоническим и геоморфологическим структурам позволила выделить гидрогеологические районы, различающиеся по условиям формирования ресурсов подземных вод.

На геоморфологической схеме отражены основные формы рельефа. Основная роль в создании дочетвертичного рельефа суши принадлежит различным денудационным процессам. Поверхность рельефа повсеместно осложнена аккумулятивными образованиями ледникового генезиса. Аккумулятивные процессы имели моделирующее значение. Для шельфа морей ведущим фактором формирования рельефа являются абразия и аккумуляция.

Проведены изотопно-геохимические исследования магматических, метаморфических и метасоматических образований, которые определяют минерагенический потенциал региона. По дочетвертичным образованиям усовершенствованы стратиграфические местная и региональная схемы докембрия и схема магматизма, адаптированные к требованиям Геолкарты-1000 и новым материалам, в первую очередь — по изотопному возрасту пород. Выделены как самостоятельные новые комплексы Ондомозерский гипербазит-базитовый и Пялочноозерский норит-габброноритовый. В легенде отражена структурно-формационная зональность региона. Составлены схемы структурно-формационного районирования для главных этапов эволюции региона — среднего лопия, позднего лопия, карелия, а также рифея и венда—палеозоя.

Для выделенных структурно-формационных, плутонических и плутоно-метаморфических зон составлена схема корреляции геологических образований. Плутонические и метаморфические породы на площади листа слагают Балтийский щит и фундамент Восточно-Европейской платформы. Плутонические комплексы обычно обнаруживают тесную связь с СФЗ, но иногда располагаются в пределах самостоятельных плутонических зон. Эти обширные территории выделены как плутоно-метаморфические зоны.

Наиболее значимыми для металлогенического районирования являются зеленокаменные пояса I и II порядков в докембрии, так же как зоны палеозойской активизации для фанерозоя. В частности территория Терского зеленокаменного пояса в южном обрамлении Имандра-Варзугской протерозойской грабен-синклинали является наиболее перспективной на золоторудную минерализацию.

На схеме метаморфизма и метасоматоза показаны условия регионально-го метаморфизма позднearerхейского, раннепротерозойского и рифейского времен. Ведущим цветом показаны метаморфические фации и фациальные серии разновозрастных тектоно-метаморфических циклов, преобладающие на данной территории. Штриховкой и внесмасштабными знаками изображены наложенные или реликтовые метаморфические процессы.

Результаты проведенных изотопно-геохимических и геохронологических исследований позволили определить возраст важнейших метаморфических событий и связанных с ними процессов метасоматоза для Терского зеленокаменного пояса, одной из крупнейших структур на территории листа.

Региональная метаморфическая и структурно-тектоническая зональность докембрийских пород на территории листа положена в основу районирования метасоматитов. Тектонические флюидопроницаемые зоны с повышенным содержанием метасоматитов в свою очередь принимались во внимание при выделении минерагенических зон. В связи с этим схема метаморфизма и метасоматоза масштаба 1 : 2 500 000, как приложение к геологической карте и карте полезных ископаемых, существенно дополняет их.

Все новые геохронологические данные были получены в ЦИИ ВСЕГЕИ Th-U-Pb методом по цирконам на вторично-ионном микрозонде SHRIMP-II. Эта технология впервые позволила корректно разделять и датировать реликтовые (детритовые или магматические), метаморфические и метасоматические зональные цирконы [228]. Полученные результаты позволяют значительно уточнить последовательность эндогенных процессов на территории листа.

К регионально распространенным прежде всего относятся метасоматиты метаморфогенного происхождения. Их геологическая позиция определяется заключительными регрессивными этапами тектоно-метаморфических циклов, когда по системам разломов мигрировали крупные объемы высокоминерализованных флюидов. В настоящее время выделяются четыре периода метасоматической активности: позднеархейский (позднеребольский, 2,8–2,6 млрд лет), два раннепротерозойских (ранне- и позднесвекофеннский, около 1,90 и 1,76 млрд лет соответственно), а также позднепротерозойский (1,2–1,05 млрд лет).

На территории листа выделены средне- и низкотемпературные метасоматиты. К среднетемпературным отнесены метасоматиты, сформировавшиеся в условиях эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций регионального метаморфизма до начала процессов ультраметаморфизма и гранитизации (т. е. не более 620–650 °С). Такие породы распространены в Кейвской синклинали, Колмозеро-Вороньинском и Терском зеленокаменных поясах.

К низкотемпературным отнесены метасоматиты, сформировавшиеся в условиях, не превышающих верхнюю температурную границу зеленосланцевой фации. По совокупности частных сочетаний различных метасоматитов в каждой из геологических структур составлялась обобщенная последовательность фаций. Метасоматиты рассматриваются как эффективный геологический и петрологический репер, поскольку они маркируют не только тектонические структуры, синхронные времени их формирования, но и термодинамические условия этого периода развития. Большинство зон локализации метасоматитов практически совпадает с главными разломами, показанными на схематической тектонической карте довендских образований масштаба 1 : 2 500 000.

Минерагеническое значение зон флюидного массопереноса отражено на карте полезных ископаемых и прилагаемой к ней схеме метаморфизма и метасоматоза. Интенсивность перераспределения рудных компонентов при

метасоматозе очень высока, что и определяет высокую значимость этого процесса при рудообразовании. Поэтому можно считать закономерным значительное совпадение региональных метасоматических и металлогенических зон на карте полезных ископаемых и карте метаморфических и метасоматических пород.

При актуализации карты полезных ископаемых использовались материалы ГИС-Атласа по Северо-Западному ФО, ГИАС «Минерально-сырьевые ресурсы России», монография «Недра Северо-Запада Российской Федерации» (2003 г.), балансы запасов полезных ископаемых, актуализированные паспорта ГКМ по Мурманской области, многочисленные фондовые и литературные материалы [228]. Была проведена типизация рудных объектов по возрасту и геологической обстановке. В легенде отражены генетические типы и рудные формации для месторождений и рудопоявлений полезных ископаемых. На карте показаны положение, размерность и освоенность месторождений, запасы по которым утверждены ГКЗ или ТКЗ, рудопоявления, учтенные ГКМ, по состоянию на 1.01.2009 г., а также наиболее типичные для данной геологической обстановки пункты минерализации, шлиховые и литогеохимические аномалии.

Территория листа относится к двум минерагеническим провинциям – Русской плиты и Балтийского щита. Последняя провинция включает в себя две субпровинции – Беломорскую и Кольскую, что совпадает с основными элементами тектонического районирования региона. На территории листа выделяются одна минерагеническая зона (МЗ), две потенциальные минерагенические зоны (ПМЗ), два рудных (РР) и два потенциальных рудных района (ПРР) и пять рудных (РУ) и потенциальных рудных узлов (ПРУ), которые объединяют практически все промышленно значимые проявления полезных ископаемых.

Минерагенические зоны оконтуривают территории, в пределах которых комплексно проявлены региональные факторы рудоносности. На территории листа проявлен многоэтапный и своеобразный тип минерагенической эволюции региона от раннего докембрия до фанерозоя. Крупнейшие или даже уникальные месторождения глиноземистого сырья, алмазов, редких и редкоземельных элементов образуют особый минерагенический комплекс. Для прогнозно-минерагенической оценки важно учитывать направленность процессов накопления или разубоживания полезных ископаемых в полихронных рудных узлах.

Оценка платиноносности проводилась по результатам изучения двух самых крупных дифференцированных массивов гипербазит-базитового состава. Впервые выполнено U-Pb датирование цирконов из габброноритов этих массивов. В результате было установлено, что время их формирования – позднекарельское и составляет $1966,2 \pm 5,6$ и 1880 млн лет соответственно. Это отличает данные массивы от платиноносных интрузий Панско-Федоровского рудного узла, возникших в начале раннего карелия.

Наиболее перспективной на золото региональной структурой является южная зона сочленения Имандра-Варзугской протерозойской грабен-синклинали с Терским зеленокаменным поясом архея. Здесь локализована большая часть золоторудных объектов. Наиболее значительными из них

являются проявления уч. Ворговый (Сергозерский ПРР, Au — до 3 г/т) и уч. Олений (Стрельнинско-Пулоньгский ПРУ, Au — до 4 г/т).

В результате проведенных работ [228] на территории Сергозерского ПРР выделены две перспективные на благороднометалльное оруденение площади — Панареченская (600 км²) и Кривецко-Япомская (675 км²) зоны метасоматитов. Панареченская метасоматическая зона локализована в северной части потенциально рудного района в зоне сочленения Имандра-Варзугской протерозойской грабен-синклинали с Терским зеленокаменным поясом. Кривецко-Япомская метасоматическая зона приурочена к зоне сочленения зеленокаменного пояса с Южно-Кольской складчатой зоной. Здесь наблюдаются наиболее дифференцированные зональные метасоматические тела сложного строения. Прогнозные ресурсы золота категории P_3 Панареченской и Кривецко-Япомской зон в пределах площади листа Q-37 оцениваются в 19,2 т.

На территории Стрельнинско-Пулоньгского потенциального рудного узла расположено одно золоторудное проявление руч. Олений, а также 15 пунктов минерализации золота. В качестве рудовмещающих рассматриваются мусковит-кварцевые метасоматиты регрессивного этапа поздневекофенского метаморфизма. Прогнозные ресурсы золота категории P_3 Стрельнинско-Пулоньгского ПРУ оценены в 30,5 т.

Оценка алмазности листа проводилась на основе обобщения имеющихся многочисленных фондовых и литературных материалов. На Кольском полуострове выделяется Оленицко-Пялицкая алмазная зона, а на Русской плите Зимнебережный алмазный район с одноименным алмазным узлом и Двинско-Пинежский потенциальный алмазный район. Зимнебережный алмазный узел объединяет Золотицкое и Верхотинское рудные алмазные поля, а также Кепинское потенциальное рудное поле с установленными алмазными проявлениями. Кроме того, в пределах Зимнебережного алмазного района выделены потенциальные рудные поля: Товское, Ручьевское, Нижнезолотицкое, Среднезолотицкое.

Двинско-Пинежский потенциальный алмазный район включает Ненокский потенциальный алмазный узел. Перспективы обнаружения алмазных кимберлитов в пределах собственно Ненокского поля оцениваются невысоко. Однако по аналогии с Зимнебережным кимберлитовым районом здесь можно предположить наличие зональности щелочно-ультраосновных магматитов. На первом этапе поисков были обнаружены магнитные и высокомагнитные оливиновые мелилититы. Предстоит заверить малоинтенсивные аномалии, выявленные аэромагнитной съемкой по соседству с Ненокским полем.

В целом же Зимнебережный и Двинско-Пинежский районы являются перспективными на обнаружение здесь новых полей кимберлитов среднепалеозойского возраста. Об этом свидетельствуют как геофизические признаки, так и многочисленные находки минералов-индикаторов и собственно алмазов в низовьях р. Северная Двина и ее притоков, по р. Лая и на других локальных участках.

Прогнозные ресурсы алмазов на площади листа оценены (млн карат): по категории P_1 — 49,2; P_2 — 9,4; P_3 — 435,1.

Неоднородность экономической освоенности и геологической изученности также вносит существенные коррективы в планирование современных исследований. Многие проявления и месторождения ценного нерудного сырья (кианит, абразивы, флюс, оптический кварц) в настоящее время не могут быть освоены. Тем большее значение приобретает комплексное выделение факторов рудоносности региона и их картирование на основе современных методик, целенаправленный поиск новых рудных тел в горнорудных районах.

Целый ряд проблемных вопросов для региона остается нерешенным. Общей задачей стратиграфии докембрия является приведение местных стратиграфических схем в соответствии со структурно-формационной зональностью важнейших этапов геологического развития территории. Необходимо проведение специализированных исследований по созданию опорных разрезов лопийских и карельских стратифицированных образований. Одной из нерешенных проблем стратиграфии докембрия является возраст рифейских толщ. Необходимо проведение дополнительных исследований, в частности поисков в рифейских породах органических остатков. Необходимо продолжить исследования структурных и возрастных соотношений выделенных метаморфических комплексов. Не решены многие вопросы, касающиеся морфологии зон разломов и их возраста, в частности нерешенной остается проблема наличия на территории надвигов. Несомненно, актуальной является проблема включения региональных метасоматических образований, являющихся одним из важнейших минерогенических факторов, в состав серийных легенд Госгеолкарты-1000 третьего поколения.

Стратегическими задачами воспроизводства минеральной сырьевой базы на ближайшую перспективу на территории листа являются:

1. Поиски и разведка перспективных проявлений золоторудной минерализации в пределах Имандра-Варзугской золоторудной ПМЗ и Титовско-Поросозерской золото-молибден-редкометалльной МЗ.

2. Расширение, уточнение границ и внутренней структуры алмазоносных районов и выявление новых алмазоносных объектов на Кольском полуострове в Оленицко-Пялицкой алмазоносной зоне, на Русской плите в Зимнебережном алмазоносном районе с одноименным алмазоносным узлом, и в Двинско-Пинежском потенциально алмазоносном районе.

Перспективы нефтегазоносности на площади листа связаны с мощной толщей рифейских образований. Рифейские толщи представляют собой слабо дислоцированные платформенные образования, но древние породы уплотнены и характеризуются очень низкими коллекторскими свойствами. Преобладающие значения пористости находятся в пределах 0,87–4,9 %, проницаемости – 0,008– $1,31 \times 10^{-3}$ мкм². Поэтому для пород рифея перспективы на обнаружение залежей УВ можно связывать в основном с развитием трещинных коллекторов.

В Мезенской потенциально нефтегазоносной провинции основные перспективы нефтегазоносности могут быть связаны с неструктурными ловушками на пологих склонах рифтогенных прогибов, где, возможно, сохранились зональные флюидоупоры, которые на поднятиях были уничтожены предвендским размывом. Сохраниться могли также ловушки УВ в глубоких частях прогибов, перекрытые региональным флюидоупором.

Карта прогноза нефтегазоносности отражает распределение начальных суммарных ресурсов (НСР) углеводородов в пределах территории и акватории Мезенской потенциально нефтегазоносной провинции. На площади листа выделены Северокольско-Мезенская и Беломорско-Северодвинская ПНГО, отличающиеся характеристиками нефтегазоносных комплексов и приуроченные к определенным крупным структурно-тектоническим элементам. Главным потенциально нефтегазоносным комплексом (ПНГК) провинции являются отложения рифейского возраста, локализованные в грабенообразных прогибах. Потенциальные начальные суммарные ресурсы (геологические) УВ площади, входящей в рамки листа Q-37, по проведенной оценке, составляют 253 млн т у. т. нефтяного эквивалента.

Дальнейшие работы по поискам нефти и газа на исследуемой площади можно рекомендовать в зависимости от достижения положительных результатов работ в восточных районах Мезенской синеклизы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Опубликованная

1. *Аплонов С. В., Лебедев Б. А., Тимошенкова Н. В.* Новые данные о строении и перспективах нефтегазоносности Мезенского бассейна // ДАН, 2004, т. 396, № 1. С. 71–76.

2. *Арманд А. Д., Гунова В. С., Лебедева Р. М.* Стадия Сальпаусселья и позднеледниковые морские проливы на юго-западе Мурманской области // Основные проблемы геоморфологии и стратиграфии антропогена Кольского п-ова. – Л.: Наука, 1969. С. 86–95.

3. Архангельская алмазоносная провинция (геология, петрография, геохимия и минералогия) / Под ред. О. А. Богатикова. – М.: МГУ, 2000. 584 с.

4. *Балаганский В. В.* Главные этапы тектонического развития северо-востока Балтийского щита в палеопротерозое. Автореф. докт. дис. – СПб., 2002. 32 с.

5. *Батиева И. Д.* Петрология щелочных гранитов Кольского полуострова. – Л.: Наука, 1976. 224 с.

6. *Батиева И. Д., Бельков И. В.* Гранитоидные формации Кольского полуострова // Очерки по петрологии, минералогии и геохимии гранитоидов Кольского полуострова. – Л.: Наука, 1968. С. 5–143.

7. *Баянова Т. Б.* Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. – СПб.: Наука, 2004. 174 с.

8. *Баянова Т. Б., Митрофанов Ф. П., Пожиленко В. И.* Геохронология реперных геологических образований и процессов раннего докембрия Кольского региона // Общие вопросы расчленения докембрия. Мат-лы III Всероссийского совещания 13–17 июня 2000 г. – Апатиты, 2000. 315 с.

9. *Бекасова Н. Б., Пушкин Г. Ю.* Стратиграфия центральной части Имандра-Варзугской структуры // Мат-лы по геологии и металлогении Кольского полуострова, вып. 3. – Апатиты: Изд-во Кольского филиала АН СССР, 1972. С. 28–34.

10. Белое море. Биологические ресурсы и проблемы их рационального использования // Исследование фауны морей, вып. 42(50). – СПб.: Изд-во Зоол. ин-та РАН, 1995. 96 с.

11. *Белолитецкий А. П., Гаскельберг В. Г., Гаскельберг Л. А. и др.* Геология и геохимия метаморфических комплексов раннего докембрия Кольского полуострова. – Л.: Наука, 1980. 240 с.

12. *Бельков И. В.* Кианитовые сланцы свиты кейв // Геологическое строение, кристаллические сланцы и кианитовые руды. – М.–Л.: АН СССР, 1963. 321 с.

13. *Беляев О. А., Баянова Т. Б., Петров В. П.* Раннелопийский возраст кислых метавулканитов района Малых Кейв // Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты. Тез. докл. I Российской конференции по изотопной геохронологии. – М.: ГЕОС, 2000. С. 60–62.

14. *Беляев О. А., Пожиленко В. И.* Структурно-метаморфическая эволюция Беломорского подвижного пояса (Енский сегмент) // Беломорский мобильный пояс: геология, геодинамика, геохронология. Тез. докл. – Петрозаводск, 1997. С. 17.

15. Бибикова Е. В., Богданова С. В., Слабунов А. И. и др. Изотопный возраст и первичная природа раннего магматизма в пределах Беломорского подвижного пояса // Беломорский мобильный пояс: геология, геодинамика, геохронология. Тез. докл. — Петрозаводск, 1997. С. 18—19.
16. Бибикова Е. В. Уран-свинцовая геохронология ранних этапов развития древних щитов. — М.: Наука, 1989. 179 с.
17. Бибикова Е. В., Слабунов А. И. Реконструкция возраста протолита архейских комплексов Балтийского щита // Геология, геохимия, геофизика на рубеже XX и XXI веков. Мат-лы Всерос. науч. конф. Т. 2. — М., 2002. С. 51—53.
18. Бибикова Е. В., Слабунов А. И., Богданова С. В., Шельд Т. и др. Ранний магматизм Беломорского подвижного пояса, Балтийский щит: латеральная зональность и изотопный возраст // Петрология, 1999, т. 7, № 2. С. 115—140.
19. Бибикова Е. В., Шельд Т., Богданова С. В. и др. Геохронология Беломорид: интерпретация многостадийной геологической истории // Геохимия, 1993, № 10. С. 17—35.
20. Биологические ресурсы Белого моря. — М.: Изд-во МГУ, 1990. 208 с.
21. Биология Белого моря. — М.: Изд-во МГУ, 1980. С. 33—46.
22. Бискэ Г. С. Четвертичные отложения и геоморфология Карелии. — Петрозаводск, 1959. 307 с.
23. Богатырев В. В. Литолого-фациальная и геохимическая характеристика вендских и кембрийских отложений центральной части Мезенской впадины в связи с перспективами их нефтегазоносности. Автореф. канд. дис. — Л., 1977.
24. Богданов Ю. Б., Воинов А. С. К вопросу усовершенствования стратиграфической схемы архея Карелии // Тр. ВСЕГЕИ, новая серия, 1985, т. 339. С. 16—25.
25. Борисов А. Е. К проблеме строения и стратиграфии карельских образований Усть-Понойского района на Кольском полуострове // Геология и история формирования докембрийских структур Кольского полуострова. — Апатиты: КФ АН СССР, 1984. С. 8—15.
26. Бушмин С. А. Минеральные фации метасоматитов, связанных с региональным метаморфизмом // Зап. ВМО, 1987, вып. 5. С. 585—601.
27. Веричев Е. М., Гаранин В. К., Гриб В. П. и др. Геологическое строение и петрологические особенности кимберлитов Архангельской провинции // Геология и разведка, 1991, № 4. С. 88—94.
28. Ветрин В. Р. Гранитоидные формации северо-восточной части Кольского полуострова // Мат-лы по геологии и металлогении Кольского полуострова, 1972, вып. 3. С. 136—142.
29. Ветрин В. Р. Гранитоиды Мурманского блока. — Апатиты: КФ АН СССР, 1984. 124 с.
30. Ветрин В. Р. Граниты и пегматиты Стрельнинского слюдоносного района // Очерки по петрологии, минералогии и геохимии гранитоидов Кольского полуострова. — Л.: Наука, 1968. С. 144—178.
31. Ветрин В. Р. Древнейшие гранитоидные комплексы Мурманского кристаллического массива // Древнейшие гранитоиды Балтийского щита. — Апатиты: КФ АН СССР, 1979. С. 50—90.
32. Ветрин В. Р. Древнейшие рапакивиобразные граниты Кольского полуострова // ДАН СССР, 1987, т. 292, № 5. С. 1223—1228.
33. Ветрин В. Р., Каменский И. Л., Баянова Т. Б. и др. Меланократовые включения и петрогенезис щелочных гранитов Понойского массива (Кольский полуостров) // Геохимия, 1999, № 11. С. 1178—1190.
34. Ветрин В. Р., Шлайфштейн Б. А. Петрология гранитов Иоканьгского массива (Кольский полуостров) // Изв. АН СССР, сер. геологическая, 1986, № 5. С. 39—49.
35. Виноградов А. П. Введение в геохимию океана. — М.: Наука, 1967. 212 с.
36. Володичев О. И. Беломорский комплекс Карелии (геология и петрология). — Л., 1990. 248 с.

37. Володичев О. И. Метаморфизм фации дистеновых гнейсов (на примере беломорского комплекса). — Л., 1975. 170 с.
38. Высокоградиентные режимы метаморфизма в развитии земной коры / Отв. ред. Ю. Соколов. — М.—Л., 1982. 232 с.
39. Гавриленко Б. В., Митрофанов Ф. П., Зозуля Д. Р. и др. Перспективы россыпной алмазности Кольского региона // Вестник МГТУ, т. 3, № 2. — Мурманск, 2000. С. 235—244.
40. Гаврилов В. П., Руднев А. Н., Дворецкий П. И., Пономарев В. А. Перспективы нефтегазоносности Мезенской синеклизы // Геология нефти и газа, 1998, № 5. С. 12—20.
41. Гей Н. А., Рыбалко А. Е. и др. Терригенно-карбонатное осадконакопление голоцена в Соловецком шельфе // Проблемы кайнозойской палеоэкологии и палеогеографии морей Северного Ледовитого океана. Тез. докл. 3-й Всесоюзной конференции. — Апатиты: АН СССР, 1989. С. 12—13.
42. Геодинамика и возможная нефтегазоносность Мезенского осадочного бассейна / Отв. ред. С. В. Аглонов, Д. Л. Федоров. — СПб.: Наука, 2006. 319 с.
43. Геология Карелии. — Л., 1987. 231 с.
44. Герлах С. А. Загрязнение морей: диагноз и терапия. — Л.: Гидрометеоздат, 1985. 30 с.
45. Гидрогеология СССР. Т. 27. Мурманская область и Карельская АССР / Ред. И. К. Зайцев. — М.: Недра, 1971. 295 с.
- 46, 47. Гидрогеология СССР. Т. 44. Архангельская и Вологодская области / Ред. А. А. Манкаев. — М.: Недра, 1969. 300 с.
48. Глазнев В. А. Комплексные геофизические модели литосферы Фенноскандии. — Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2003. 252 с.
49. Глебовицкий В. А. Геологические и физико-химические связи метасоматоза с региональным метаморфизмом // Метасоматиты докембрия и их рудоносность / Отв. ред. В. А. Жариков. — М., 1989. С. 197—207.
50. Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления / Под ред. Н. В. Шарова. — Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2004. 353 с.
51. Глубинное строение и эволюция земной коры восточной части Фенноскандинавского щита: профиль Кемь—Калевала / Отв. ред. Н. В. Шаров. — Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2001. 194 с.
52. Глубинное строение территории СССР / Отв. ред. В. В. Белоусов, Н. И. Павленкова, Г. Н. Квятковская. — М.: Наука, 1991. 224 с.
53. Голиков А. Н. Gastropoda // Моллюски Белого моря. — Л.: Наука, 1976. 65 с.
54. Головенко В. К. Высокоглиноземистые формации докембрия. — Л.: Недра, 1977. 267 с.
55. Головнина Е. А. Реконструкция изменений окружающей среды на основе анализа на динофлагеллаты за последние 300 лет в Белом море // Геология морей и океанов. Тез. докл. XVI Международной научной конференции (школы) по морской геологии. Т. 1. — М.: ГЕОС, 2005.
56. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия). Лист Q-(35)-37 — Кировск. Объяснительная записка / К. Э. Якобсон, Ю. Б. Богданов и др. — СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2004. 268 с.
57. Государственная геологическая карта РФ масштаба 1 : 200 000 (серия Кольская). Объяснительная записка и комплект карт. Лист Q-37-I / Е. Г. Минина и др. — М., 1965. 83 с.
58. Государственная геологическая карта РФ масштаба 1 : 200 000 (серия Кольская). Объяснительная записка и комплект карт. Лист Q-37-XIII, XIV / Е. Е. Селивановская и др. — М., 1976. 88 с.
59. Государственная геологическая карта РФ масштаба 1 : 200 000 (серия Тихвинско-Онежская). Объяснительная записка и комплект карт. Лист Q-37-XXV, XXVI / Т. Н. Зоренко и др., 2000.
60. Государственная геологическая карта РФ масштаба 1 : 200 000 (серия Тихвинско-Онежская). Объяснительная записка и комплект карт. Лист Q-37-XXVII, XXVIII / Т. Н. Зоренко и др., 2000.

61. Государственная геологическая карта РФ масштаба 1 : 200 000 (серия Тихвинско-Онежская). Объяснительная записка и комплект карт. Лист Q-37-XXXI, XXXII / Т. Н. Зоренко и др. 2000.
- 62, 64. Государственная геологическая карта РФ масштаба 1 : 200 000 (серия Тихвинско-Онежская). Объяснительная записка и комплект карт. Лист Q-37-XXXIII, XXXIV / Т. Н. Зоренко и др., 2000.
63. Государственная геологическая карта РФ масштаба 1 : 200 000 (серия Тихвинско-Онежская). Объяснительная записка и комплект карт. Лист Q-37-XXXV, XXXVI / Т. Н. Зоренко и др., 2000.
65. Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200 000. Серия Тихвинско-Онежская. Лист Q-37-XXXV, XXXVI (Архангельск). Объяснительная записка / З. К. Махнач и др., 1985.
66. Гранитоидные формации докембрия северо-восточной части Балтийского щита. — Л.: Наука, 1978. 264 с.
67. Гуревич В. И. Современный седиментогенез и геоэкология Западно-Арктического шельфа Евразии. — М.: Научный мир, 2002. 134 с.
68. Даркшевич О. А., Шлайфштейн Б. А., Антонюк Е. С. Новые данные по позднеархейскому магматизму шовных зон Кольского полуострова // Геология докембрия Кольского полуострова. — Апатиты: КФ АН СССР, 1984. С. 40–57.
69. Даркшевич О. Я., Шлайфштейн Б. А. Процессы полиметаморфизма и гранитизации в восточной части Мурманского блок-антиклинория // Метаморфизм раннего докембрия. Тез. докл. — Апатиты, 1979. С. 166–167.
70. Девятова Э. И. Природная среда позднего плейстоцена и ее влияние на расселение человека в Северо-Двинском бассейне и в Карелии. — Петрозаводск: Карелия, 1982. 156 с.
71. Денисов В. В. Эколого-географические основы устойчивого природопользования в шельфовых морях (экологическая география моря). — Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2002. 42 с.
72. Дерюгин К. М. Фауна Белого моря. — Л.: Изд-во Гос. гидрол. ин-та, 1928. 510 с.
73. Джиноридзе Р. Н., Калугина Л. В., Рыбалко А. Е. и др. Стратиграфия верхнечетвертичных отложений северной части Белого моря // Позднечетвертичная история и седиментогенез окраинных и внутренних морей. — М.: Наука, 1979. С. 34–39.
74. Добрынинская Л. Ф., Марков М. С. Природа меланократовых включений в архейских гранитоидах Балтийского щита (Кольский полуостров) // ДАН СССР, 1984, т. 274, № 5. С. 1172–1177.
75. Добровольский А. Д., Залогин Б. С. Моря СССР. — М.: МГУ, 1982. 192 с.
76. Докембрийская геология СССР. — Л., 1988. 440 с.
77. Докембрийская тектоника северо-восточной части Балтийского щита / А. Т. Радченко, В. В. Балаганский и др. // Объяснительная записка к тектонической карте масштаба 1 : 500 000. — СПб., 1992. 110 с.
78. Доклад о состоянии и охране окружающей среды Мурманской области в 2002 году. Управление природных ресурсов и охраны окружающей среды МПР России по Мурманской области. — Мурманск, 2003 г. С. 14–25.
79. Дэйли Дж. С., Балаганский В. В., Тиммерман М. Я. и др. Первые изотопные данные о раннепротерозойских супракrustальных образованиях Терского района, Кольский п-ов // Тез. III Всероссийского совещания «Общие вопросы расчленения докембрия». — Апатиты, 2000. С. 86–89.
80. Егоркин А. В. Строение земной коры по сейсмическим геотраверсам // Глубинное строение территории СССР / Ред. В. В. Белоусов, Н. И. Павленкова, Г. И. Кветковская. — М.: Наука, 1991. С. 118–135.
81. Жарков А. М. Строение и перспективы нефтегазоносности Мезенской синеклизы // Геология нефти и газа, 2005, № 1. С. 20–28.
82. Журавлев В. А. Структура земной коры Беломорского региона // Разведка и охрана недр, 2007, № 9. С. 22–26.

83. Журавлев В. А., Павлов С. П., Шипилов Э. В. Структура фундамента и осадочно-чехла Беломорского сектора Восточно-Европейской платформы // Комплексные исследования процессов, характеристик и ресурсов российских морей Северо-Европейского бассейна (проект подпрограммы «Исследование природы Мирового океана» федеральной целевой программы «Мировой океан»), вып. 2. — Апатиты: Изд-во Кольского научного центра РАН, 2007. С. 302–310.

84. Журавлев В. А., Шипилов Э. В. Новые данные о тектонике и структуре осадочного чехла Беломорской рифтовой системы // ДАН, 2007, т. 417, № 6. С. 1–5.

85. Загородный В. Г., Предевский А. А., Басалаев А. А. и др. Имандра-Варзугская зона карелид. — Л.: Наука, 1982. 280 с.

86. Запад России / Ред. Б. В. Петров, В. П. Кириков. — СПб.: ВСЕГЕИ, 2005.

87. Земная кора и металлогения юго-восточной части Балтийского щита / Под ред. К. О. Кратца. — Л., 1983. 303 с.

88. Зенкевич А. А. Моря СССР, их флора и фауна. — М.: Уч.-пед. изд-во Мин-ва просвещ. РСФСР, 1956. 116 с.

89. Зозуля Д. Р., Баянова Т. Б. Геологическая и геохронологическая (Sm-Nd, U-Pb, Rb-Sr, K-Ar) характеристика щелочногранитного магматизма Кейвского террейна Балтийского щита // Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты. Тез. докл. I Российской конференции по изотопной геохронологии. — М.: ГЕОС, 2000. С. 150–151.

90. Иванова А. М., Смирнов А. Н., Ушаков В. И. Кайнозойский рудогенез в шельфовых областях России. — СПб.: Изд-во ВНИИОкеангеология, 2005. 168 с.

91. Изразль Ю. А., Цыбань А. В., Шука С. А. Экологическое состояние морей России // Тр. Итоговой конф. по результатам 1-го этапа реализации ФЦП «Мировой океан», 2002. 26 с.

92. Инструкция по составлению и подготовке к изданию листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третьего поколения). — СПб., 2007.

93. Казак А. П., Якобсон К. Э. Инъекционные туффзиты Золотицкого кимберлитового поля // Очерки по геологии и полезным ископаемым Архангельской области / Отв. ред. Р. М. Галимзянов, сост. А. Ф. Станковский. — Архангельск: Поморский университет, 2000. С. 103–114.

94. Калита А. П. Пегматиты и гидротермалиты щелочных гранитов Кольского полуострова. — М., 1974. 140 с.

95. Карта геоморфолого-неотектонического районирования Нечерноземной зоны РСФСР. Масштаб 1 : 500 000 / Гл. ред. В. И. Бабак. — М.: ГУГК, 1980.

96. Карта источников загрязнения России. Масштаб 1 : 5 000 000 / Р. Г. Корнева, Т. А. Конохова, С. Р. Крайнова, В. Н. Островский. Под ред. Л. А. Островского, С. Р. Крайновой. Объяснительная записка / В. Н. Островский, Л. А. Островский. — М., 1995. 24 с.

97. Карта минеральных фаций метаморфических пород восточной части Балтийского щита / Ред. В. А. Глебовицкий. — СПб., 1991. 1 л.

98. Кислицын Р. В., Балаганский В. В., Манттари И. Возраст супракrustального комплекса полигона Воче-Ламбина, Кольский полуостров. По результатам U-Pb датирования по цирконам / Мат-лы III Всероссийского совещания «Общие вопросы расчленения докембрия». — Апатиты, 2000. С. 103–106.

99. Кищенко Н. Т. Физические свойства докембрийских образований Карелии (справочные материалы). — Петрозаводск: Карельский научный центр АН СССР, Институт геологии. 68 с.

100. Кожевников В. Н. Архейские зеленокаменные пояса Карельского кратона как аккреационные орогены. Автореф. докт. дис. — Петрозаводск, 1999. 47 с.

101. Козлов Е. К. Естественные ряды никеленосных интрузий и их металлогения. — Л.: Наука, 1973.

102. *Козлов М. Т.* Стратиграфия и магматизм юго-восточной части Кольского полуострова // Стратиграфия и изотопная геохронология докембрия восточной части Балтийского щита. — Л.: Наука, 1971. С. 143–152.
103. Кольская сверхглубокая. — М.: Недра, 1984. 490 с.
104. Кольская сверхглубокая. Научные результаты и опыт исследований / Ред. Н. П. Лаверов и В. П. Орлова. — М.: Техтонефтегаз, 1998. 260 с.
105. Кольская энциклопедия. — СПб. — Апатиты: ИС, КНЦ РАН, 2008. 225 с.
106. Комплексные исследования экосистемы Белого моря / Под ред. В. В. Сапожникова // Сб. науч. тр. — М.: ВНИРО, 1994. 123 с.
107. *Коровкин В. А., Турылева Л. В.* Недрa Северо-Запада Российской Федерации. — СПб., 2003. 250 с.
108. *Коротков А. И.* Среднерусский артезианский бассейн. — Л., 1982. 62 с.
109. *Корсакова О. П., Молодьков А. Н., Колька В. В.* Геолого-стратиграфическая позиция верхнеплейстоценовых морских образований на юге Кольского полуострова (по геохронологическим и геологическим данным) // ДАН, 2004, т. 398, № 2. С. 218–222.
110. *Костянов А. И.* Изучение К-Са и Rb-Sr геохронометров // Эволюция системы кора—мантия. — М., 1986. С. 196–206.
111. *Костюченко С. Л.* Структура и тектоническая модель земной коры Мезенской синеклизы по результатам комплексного геолого-геофизического изучения // Геология и охрана недр, 1995, № 5. С. 2–7.
112. *Коц В. Г., Камышиников А. В., Чернов В. В.* Новые данные о глубинном геологическом строении и перспективах нефтегазоносности Мезенской синеклизы и западного склона Тиманской гряды // Геология нефти и газа, 1972, № 7. С. 10–13.
113. *Кочегура В. В., Русинов Б. Ш.* Палеомагнитное расчленение и корреляция плейстоценовых и голоценовых осадков Онежского залива // Комплексные морские геолого-геофизические исследования внутренних морей гляциального шельфа. — Л.: ВСЕГЕИ, 1987. С. 63–71.
114. *Кошечкин Б. И.* Голоценовая тектоника восточной части Балтийского щита. — Л.: Наука, 1979. 158 с.
115. *Красный Л. И.* Новые структурные элементы в тектонике территории России и дна обрамляющих морей // Региональная геология и металлогения, 2009, № 3. С. 5–13.
116. *Красовский С. С.* Отражение динамики земной коры континентального типа в гравитационном поле // Гравитационное моделирование структур земной коры континентального типа. — Киев: Наукова думка, 1981. 264 с.
117. *Кудряшов Н. М., Гавриленко Б. В., Никитин И. В., Петровский М. Н.* Геохронологические реперы шовной зоны Колмозеро—Воронье и ее обрамления (Кольский полуостров) // Мат-лы III Всероссийского совещания «Общие вопросы расчленения докембрия». — Апатиты, 2000. С. 125–127.
118. *Кузнецов В. В.* Белое море и биологические особенности его флоры и фауны. — М.—Л.: Изд-во АН СССР, 1960. 154 с.
119. *Куплетский Б. М.* Петрография Кольского полуострова. — М.—Л.: Изд-во АН СССР, 1932. 152 с.
120. *Кухаренко А. А., Орлова М. П., Булах А. Г., Багдасаров Е. А., Римская-Корсакова О. М. и др.* Каледонский комплекс ультраосновных, щелочных пород и карбонатов Кольского полуострова. — Недра, 1965. 772 с.
121. Ландшафтная эколого-геохимическая карта России. Масштаб 1 : 5 000 000. Объяснительная записка / Е. П. Сорокина, Е. М. Никифорова и др. Под ред. В. В. Добровольского, Л. А. Островского. — М., 1995. 41 с.
122. *Легкова В. Г., Бонбенкова В. А., Шукин Л. А.* Основные генетические категории и морфоструктурный анализ строения поверхности Карелии и Кольского п-ова // Геоморфология Карелии и Кольского п-ова. — Л.: Недра, 1977. С. 80–128.
123. *Легкова В. Г., Шукин Л. А.* Основные черты геоморфологии // Геология четвертичных отложений Северо-Запада Европейской части СССР. — Л.: Недра, 1967. С. 33–48.
124. *Лиферович Р. П., Баянова Т. Б.* Цагинский массив: геохимические особенности. Возрастные данные // Геология Балтийского щита и других докембрийских облас-

- тей России. Мат-лы 9-й Молодежной научной конференции памяти чл.-корр. РАН К. О. Кратца. — Апатиты: КНЦ РАН, 1995. С. 20–25.
125. *Лохов К. И., Астафьев Б. Ю. и др.* Генезис и условия образования графитистых пород в лапландских гранулитах // Тез. докл. XVII симпозиума по геохимии изотопов. — М., 2004. С. 151–152.
126. *Любавин Л. М., Жамалетдинов А. А., Пожиленко В. И.* Строение юго-восточной части Кольского полуострова: геологическая интерпретация аэро- и наземной электроразведки. — Апатиты: Изд-во «Полиграф», 2000. 30 с.
127. Магматизм и металлогения рифтогенных систем восточной части Балтийского щита / Отв. ред. А. Д. Шеглов. — СПб.: Недра, 1993. С. 24–63.
128. Магматические горные породы. Т. 2. — М.: Наука, 1984. 415 с.
129. Магматические формации докембрия северо-восточной части Балтийского щита / И. Д. Батиева, И. В. Бельков, В. Р. Ветрин и др. — Л.: Наука. 176 с.
130. Магматические формации раннего докембрия территории СССР. // Магматизм подвижных поясов раннего докембрия / Под ред. Ф. П. Митрофанова, К. А. Шуркина. — М., 1980. 283 с.
131. Магнитные аномалии земных глубин / Отв. ред. С. И. Субботин. — Киев: Наукова думка, 1976.
132. *Макарова В. А., Смелова Г. И., Митрофанова Н. В.* Лечебные минеральные воды и грязи Архангельской области // Очерки по геологии и полезным ископаемым Архангельской области. — Архангельск, 2000. С. 22–27.
133. *Макиевский С. И.* Геология метаморфических толщ северо-запада Кольского полуострова. — Л.: Наука, 1973. 151 с.
134. *Малаховский Д. Б., Амантов А. В.* Геолого-геоморфологические аномалии на севере Европы // Геоморфология, 1991, № 1. С. 89–95.
135. *Малов А. И.* Особенности геоэкологических условий месторождения алмазов им. М. В. Ломоносова // Север: Экология / Отв. ред. Ф. Н. Юдахин. — Екатеринбург, 2000. 205 с.
136. *Маслеников В. А., Бондаренко Л. П., Прияткина Л. А. и др.* Граниты северо-восточной части Кольского полуострова // Граниты Кольского полуострова и Карелии, вып. 15. — М.—Л., 1963. С. 5–160.
137. *Матишов Д. Г., Матишов Г. Г.* Загрязнение донных отложений Белого моря искусственными радионуклидами // ДАН РФ, 1995, т. 345, № 2. С. 53–55.
138. Медно-никелевые месторождения Балтийского щита / Отв. ред. Г. И. Горбунов, Х. Папунен. — Л.: Наука, 1985. 329 с.
139. Метаморфизм супракрустальных комплексов раннего докембрия: северо-восточная часть Балтийского щита / В. П. Петров, О. А. Беляев и др. — Л.: Наука, 1986. 272 с.
140. Методическое руководство по количественной и экономической оценке ресурсов нефти, газа и конденсата России. — М., 2000. 189 с.
141. *Миллер Ю. В.* Тектоно-метаморфические циклы. — Л., 1982. 160 с.
142. Минерально-сырьевая база строительной индустрии Российской Федерации. Т. 1 — Архангельская обл. и Ненецкий автономный округ. 1993. 311 с. Т. 3 — Мурманская обл. 1993. 228 с.
143. Минеральные месторождения Кольского полуострова / Под ред. Г. И. Горбунова. — Л.: Наука, 1981. 272 с.
144. *Миц М. В., Берзин Р. Г., Заможняя Н. Г. и др.* Строение и эволюция коры и верхней мантии восточной части Балтийского щита: геологическая интерпретация сейсморазведочных материалов по профилю 4 В // Глубинное строение и эволюция земной коры восточной части Фенноскандинавского щита: профиль Кемь—Калевала. — Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2001. С. 157–190.
145. *Миц М. В., Соботович Э. В., Цюнь О. В.* Свинцово-изохронное датирование горных пород Мурманского блока и его обрамления (Кольский полуостров) // Изв. АН СССР, сер. геол., 1982, № 10. С. 5–17.

146. *Мирская Д. Д.* Стратиграфия и корреляция образований Кейвской и Колмозеро-Воронинской зон // Стратиграфические подразделения докембрия Кольского полуострова и их корреляция. — Апатиты, 1978. С. 6—13.

147. *Митрофанов Ф. П., Балаганский В. В., Балашов Ю. А. и др.* U-Pb возраст габбро-анортозитов Кольского полуострова // ДАН РФ, 1993, т. 331, № 1. С. 95—98.

148. *Митрофанов Ф. П., Баянова Т. Б., Балабонин Н. Л., Сорохтин Н. О., Пожиленко В. И.* Кольский глубинный раннедокембрийский коллизиион: новые данные по геологии, геохронологии, геодинамике и металлогении // Вестник СПб. гос. ун-та, 1997, № 3. С. 3—17.

149. *Морозова И. М., Ризванова Н. Г., Лохов К. И. и др.* U-Pb система цирконов из пород экзоконтакта щелочно-ультраосновной интрузии // Геохимия, 1998, № 8. С. 782—790.

150. *Невесский Е. Н., Медведев В. С., Калинин В. В.* Белое море. Седиментогенез и история развития в голоцене. — М.: Наука, 1977. 235 с.

151. *Никонов К. А.* Литология и эколого-геологические особенности верхнечетвертичных отложений в зонах аккумуляции Белого моря. Маг. дис. — СПб.: Санкт-Петербургский гос. ун-т, 2008. 45 с.

152. *Нумерова В. Н. и др.* Объяснительная записка к Госгеолкарте-200 по листу Q-36-XIV (серия Карельская). — М., 1966. 84 с.

153. Океанологические условия и биологическая продуктивность Белого моря: аннотированный атлас. — Мурманск: Изд-во ПИПРО, 1991. 115 с.

154. Очерки по геологии и полезным ископаемым Архангельской области / Отв. ред. Р. М. Галимзянов. — Архангельск, 2000. 192 с.

155. *Пахтусова Н. А.* Объяснительная записка к Госгеолкарте-1000 по листу Q-37 «Архангельск» (полезные ископаемые). — М., 1959. 96 с.

156. Петрографический кодекс. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования (издание третье) / Составители: В. В. Жданов, А. Е. Костин и др. — СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009. 200 с.

157. Петрофизика. Справочник. Кн. первая: Горные породы и полезные ископаемые / Под ред. Н. Б. Дортман. — М.: Недра, 1992. 391 с.

158. Петрофизические исследования при высоких РТ-параметрах и их геофизические приложения / Т. С. Лебедев, В. А. Корчагин, Б. Я. Совенко и др. — Киев: Наукова думка, 1988. 248 с.

159. Планета Земля. Энциклопедический справочник. Том «Тектоника и геодинамика» / Ред. Л. И. Красный, О. В. Петров, Б. А. Блюман. — СПб.: ВСЕГЕИ, 2004. 652 с.

160. Платина России. Проблемы развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов // Сб. науч. тр. — М.: АО «Геоинформмарк», 1994. 248 с.

161. Платина России. Проблемы развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов в XXI веке // Сб. науч. тр. Т. III. — М.: ЗАО «Геоинформмарк», 1999, 368 с.

162. Подземные воды СССР. Обзор подземных вод Архангельской области. Т. II. Буровые на воду скважины, кн. 3. — М., 1968. 242 с.

163. *Пожиленко В. И., Баянова Т. Б. и др.* Соотношение и возраст арваренчской и кукшинской свит (г. Арваренч, Кольский регион, Балтийский щит) // Общие вопросы расчленения докембрия. Мат-лы III Всероссийского совещания 13—17 июня 2000. — Апатиты, 2000. С. 215—218.

164. *Потрубович Л. Н., Симон А. К.* Стратиграфия прогиба Имандра—Варзуга—Сосновка (Кольский полуостров) // Вестн. Моск. ун-та, сер. 4, 1966, № 3. С. 37—45.

165. *Пушкарев Ю. Д.* Мегациклы в эволюции системы кора—мантия. — Л.: Наука, 1990. 216 с.

166. *Пушкарев Ю. Д., Шестаков Г. И., Рюнгенен Г. И., Шуркина Л. К.* Гранитоиды древнее 2800 млн лет на Кольском полуострове // Древнейшие гранитоиды восточной части Балтийского щита. — Апатиты, 1979. С. 18—43.

167. Ресурсы и геохимия подземных вод Карелии / Под ред. В. С. Самариной. — Петрозаводск, 1987. 151 с.

168. *Романовский С. И.* Физическая седиментология. — Л.: Недра, 1988. 240 с.

169. *Рыбалко А. Е.* Позднечетвертичный седиментогенез внутренних морей гляциальных шельфов северо-запада России. Автореф. докт. дис. — СПб., 1998. 48 с.
170. *Рыбалко А. Е., Назарова О. В., Никитин М. А., Лисицын А. П., Шевченко В. П., Журавлев В. А.* Новые данные о геологии четвертичного покрова в Белом море // Геология морей и океанов. Мат-лы XVIII Международной научной конференции по морской геологии. Т. III. — М.: ГЕОС, 2009. С. 232–236.
171. *Рыбалко А. Е., Спиридонов М. А.* О новом типе прибрежно-морского россыпеобразования на гляциальном шельфе // Тез. докл. VIII совещания по геологии россыпей. — Киев: Наукова думка, 1987. С. 270–273.
172. *Рыбалко А. Е., Спиридонов М. А., Спиридонова Е. А. и др.* Четвертичные отложения Онежского залива и основные черты его палеогеографии в плейстоцене—голоцене // Комплексные морские геолого-геофизические исследования внутренних морей гляциального шельфа. — Л.: ВСЕГЕИ, 1987. С. 38–52.
173. *Саблуков С. М.* Архангельская алмазоносная провинция (ААП) // Очерки по геологии и полезным ископаемым Архангельской области. — Архангельск, 2000. С. 75–84.
174. *Самсонов А. В., Носова А. А., Третьяченко В. В. и др.* Возраст и тектоническая принадлежность кристаллического фундамента Зимнебережного района (Архангельская алмазоносная провинция) // Сб. публ. по рез. I и II ежегодных научных чтений им. Г. П. Кудрявцевой. — М.: МГУ, 2008. С. 124–145.
175. Сейсмогеологическая модель литосферы Северной Европы: Баренц-регион / Кол. авт. Под ред. Ф. П. Митрофанова, Н. В. Шарова. — Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 1998. Ч. I — 237 с.; ч. II. — 205 с.
176. *Селивановская Е. Е., Маркитахина Т. М., Шлайфштейн Б. А. и др.* Отчет о геологосъемочных и поисковых работах масштаба 1 : 50 000, проведенных Ондомозерской партией в Терском районе Мурманской области в 1960–1963 гг. — Л., 1964. Фонды ТФГИ по Мурман. обл.
177. *Сиверцева И. А., Станковский А. Ф.* Новые данные по геологии верхнедокембрийских отложений северо-запада Архангельской области // Вестник ЛГУ, сер. 7, 1982, вып. 2, № 12. С. 30–40.
178. *Слабунов А. И.* Геология и геодинамика архейских подвижных поясов на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита. — Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2008. 296 с.
179. *Смолькин В. Ф.* Коматиитовый и пикритовый магматизм раннего докембрия Балтийского щита. — СПб.: Наука, 1992. 272 с.
180. *Смолькин В. Ф.* Магматизм раннепротерозойской (2,5–1,7 млрд лет) палеорифтогенной системы. Северо-запад Балтийского щита // Петрология, 1997, т. 5, № 4. С. 394–411.
181. *Соболев В. М., Алешинская З. В., Полякова Е. И.* Новые данные о палеогеографии Белого моря в позднем плейстоцене—голоцене // Корреляция палеогеографических событий: материк—шельф—океан. — М.: МГУ, 1995. С. 120–130.
182. Состояние окружающей природной среды Мурманской области в 2000 году. Комитет природных ресурсов по Мурманской области. — Мурманск, 2001. С. 10–50.
183. Стратиграфический кодекс России / Отв. ред. А. И. Жамойда. — СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2006. 96 с.
184. Стратиграфический кодекс. Изд. 2-е. — СПб., 1992. 120 с.
185. *Стрелков С. А.* Морфоструктуры северо-восточной части Балтийского щита и основные законы их формирования // Палеогеография и морфоструктуры Кольского п-ова. — Л., 1973. С. 5–80.
186. Строение литосферы Балтийского щита / Отв. ред. Н. В. Шаров. — М.: ВИНТИ, 1993. 168 с.
187. Строение литосферы российской части Баренц-региона / Под ред. Н. В. Шарова, Ф. П. Митрофанова, М. Л. Вербы и др. — Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005. 318 с.

188. Суздальский О. В. Литодинамика мелководья Белого, Баренцева и Карского морей // Геология моря, вып. 3. — Л.: НИИГА, 1974. С. 27–33.
189. Сыстра Ю. И. Тектоника Карельского региона. — СПб.: Наука, 1991. 176 с.
190. Тарасов Г. А., Шлыкова В. В. Распределение мощностей четвертичных отложений и основные черты довалдайской поверхности бассейна Белого моря // ДАН, 2006, т. 411, № 2. С. 226–230.
191. Тимонов В. В. Схема общей циркуляции вод бассейна Белого моря и происхождения его глубинных вод // Тр. Гос. океанограф. ин-та, 1947, вып. 1/13. С. 25–41.
192. Третьяченко В. В. Минерагеническое районирование кимберлитовой области Юго-Восточного Беломорья. Автореф. канд. дис. — М., 2008. 28 с.
193. Третьяченко В. В. Тектоническая позиция раннегерцинских вулканических комплексов Юго-Восточного Беломорья в системе структур рифея—раннего венда // Мат-лы XV геологического съезда Республики Коми. Т. 2. — Сыктывкар, 2009. С. 328–332.
194. Усикова Т. В., Малаховский Д. Б., Гарбар Д. И. Домикулинские озерные отложения Северо-Западного Приладожья // История озер. Тр. Всес. симп. по проблеме пресноводных озер. Т. II. — Вильнюс, 1970. С. 123–133.
195. Фации метаморфизма восточной части Балтийского щита. — Л., 1990. 144 с.
196. Федонкин М. А. Беломорская биота венда (докембрийская бесскелетная фауна севера Русской платформы). — М.: Наука, 1981. 100 с.
197. Федоров Д. А., Владимиров Т. В., Капустин И. Н. Проблемы нефтегазоносности древних толщ Европейской России // Разведка и охрана недр, 2000, № 6. С. 12–13.
198. Хаин В. Е., Божко Н. А. Историческая геотектоника. Докембрий. — М.: Недра, 1988. 382 с.
199. Харькив А. Д., Зинчук Н. Н., Крючков А. И. Коренные месторождения алмазов мира. — М.: Недра, 1998. 555 с.
200. Шмыгалева Х. М. и др. Объяснительная записка к Госгеолкарте-200 по листу Q-36-VI (серия Кольская). — М., 1964. 84 с.
201. Эндогенные режимы метаморфизма раннего докембрия (северо-восточная часть Балтийского щита) / В. П. Петров, О. А. Беляев, З. М. Волошина и др. — Л.: Наука, 1990. 184 с.
202. Эринчек Ю. М., Мильштейн Е. Д. Рифейский рифтогенез центральной части Восточно-Европейской платформы. — СПб.: ВСЕГЕИ, 1995. 48 с.
203. Эринчек Ю. М., Мильштейн Е. Д., Михайлов М. В. и др. Рифейские авлакогены севера Русской платформы // Советская геология, 1991, № 7. С. 49–58.
204. Юдахин Ф. Н., Французова В. И. Сейсмичность Севера европейской части России // Поморье в Баренц-регионе на рубеже веков: экономика, экология, культура. Мат-лы международной конференции. — Архангельск: ИЭПС УрО РАН, 2006. С. 276–278.
205. Юдин Б. А. Габбро-лабрадоритовая формация Кольского полуострова и ее металлогения. — Л.: Наука, 1980. 168 с.
206. Якобсон К. Э., Казак А. П. Эволюция геосистемы «Русская платформа—Урал» // Региональная геология и металлогения, № 20. — СПб.: ВСЕГЕИ, 2004. С. 64–72.
207. Balashov Yu. A., Bayanova T. B., Mitrofanov F. P. Isotope data on the age and genesis of layered basic-ultrabasic intrusions in the Kola Peninsula and northern Karelia, northeastern Baltic Shield // Precambrian Res., 1993, v. 64, № 1–4. P. 197–205.
208. Balashov Yu. A., Mitrofanov F. P., Balagansky V. V. New geochronological data on Archaean rocks of the Kola peninsula // Correlation of Precambrian formations of the Kola-Karelian region and Finland. — Apatity, 1992. P. 13–34.
209. Borisova E. Yu., Bibikova E. V., Lvov A. B. et al. U-Pb age and nature of magmatic complex of Seryak Lare (Belomorian Mobile Belt, Baltic Shield) // Terra Nova, 1997, v. 9, Abstract supplement, № 1. P. 132.
210. Daly J. S., Balagansky V. V., Timmerman M. J. et al. Ion microprobe U-Pb zircon geochronology and isotopic evidence supporting a trans-crustal suture in the Lapland Kola Orogen, northern Fennoscandian Shield // Precambrian Research, 2001, vol. 105. P. 289–314.

211. *Ekman I., Ilyin V.* Deglaciation, the Younger Dryas and moraines and their correlation in the Karelian A.S.S.R. and adjacent areas. Geological Survey of Finland. Opas-guide 32. Espoo 1991. P. 73–99.

212. *Krasnova A. F., Gooskova E. G.* The paleomagnetic constraints of the Early Proterozoic crustal evolution of the eastern part of the Baltic shield // Precambrian of Europe: stratigraphy, structure, evolution and mineralization. MAEGS-9, Abstracts. — St. Petersburg, 1995. 58 p.

213. *Munz I. A.* Whiteschists and orthoamphibole-cordierite rocks and the P-T-t path of the Modum complex, South Norway // Lithos, 1990, v. 24. P. 181–200.

214. *Munz I. A., Wayne D., Austrheim H.* Retrograde fluid infiltration in the high-grade Modum complex, South Norway: evidence for age, source and REE mobility // Contrib. Miner. Petrol., 1994, v. 116. P. 32–56.

215. *Timmerman M. J., Daly J. S.* Sm-Nd evidence for late Archaean crust formation in the Lapland–Kola Mobile Belt, Kola Peninsula, Russia and Norway // Precambrian Research, 1995, v. 72. P. 97–107.

Фондовая

216. *Астафьев Б. Ю., Воинова О. А., Воинов А. С., Калинин А. А.* Информационный отчет о научно-исследовательской работе по теме «Оценка металлогенической значимости региональных метасоматитов Кольского региона». — Мончегорск: Фонды ОАО «ЦКЭ», 2003. 202 с.

217. *Ахмедов А. М. и др.* Оценка перспектив золотоносности зеленокаменных поясов архея России. — СПб.: Фонды ВСЕГЕИ, 1998.

218. Балансы запасов (рукописные) питьевых вод за 1999 год, Архангельская область. — Архангельск: ФГУ, 1999.

219. *Безруков В. И. и др.* Отчет о результатах тематических работ по оценке перспективности местной минерально-сырьевой базы на нетрадиционные для горнодобывающей промышленности Мурманской области рудные и нерудные полезные ископаемые и по пополнению дежурных регистрационных карт полезных ископаемых Кольского полуострова. — Мончегорск: ФГУ, 1998.

220. *Березовский В. З., Ширококов В. Н., Губайдуллина Л. В. и др.* Составление карт глубинного строения и прогноза кимберлитового магматизма севера Восточно-Европейской платформы масштаба 1 : 1 000 000 за 1985–1988 гг. — Архангельск: Фонды ПГО «Архангельскгеология», 1988.

221. *Бичук Н. И. и др.* Отчет по теме «Переоценка прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых Мурманской области по состоянию на 1.1.1998 г.». — Апатиты, 1998.

222. *Богачев В. С. и др.* Региональный металлогенический анализ восточной части Балтийского щита и его склонов на основе рудно-магматических систем. — СПб.: ФГУ СЗРФГИ, 2000.

223. *Веричев Е. М.* Отчет о результатах групповой геологической съемки и геологического доизучения площадей масштаба 1 : 1 200 000 в Беломорско-Кулойском регионе Архангельской области (листы Q-37-XVII, XVIII, XXII–XXIV, XXVIII–XXX, Q-38-XIII, XIV, XIX, XX, XXV, XXVI, XXXI, XXXII). — Архангельск: ФГУ, 1980.

224. *Воинова О. А., Астафьев Б. Ю.* Отчет о научно-исследовательской работе «Разработка региональной корреляционной схемы метасоматоза; составление карты средне- и низкотемпературных метасоматитов раннего докембрия Карелии масштаба 1 : 1 000 000». — СПб.: ФГУ СЗРФГИ, 1999.

225. *Гаскельберг В. Г. и др.* Сводный отчет о геологическом доизучении Кейвской структуры и составлении обновленной геологической карты масштаба 1 : 200 000; поисково-разведочных и ревизионных работах на слюду-мусковит в Центральном слюдоносном районе, проведенных Кейвской и Восточно-Понойской партиями в 1971–1978 гг. в Ловозерском районе Мурманской области в пределах листов Q-36-VI, Q-I-IV, VII–XI. — Апатиты: ФГУ СЗРФГИ, 1978.

226. *Гаскельберг В. Г. и др.* Сводный отчет Усть-Пурначской и Лахтинской партий о геологосъемочных работах масштаба 1 : 50 000, проведенных в 1969–1972 гг. в Ловозерском районе Мурманской области. – Апатиты: ФГУ СЗРФГИ, 1972.

227. *Гольдберг Ю. И., Пушкин Г. Ю. и др.* Отчет по геологическому доизучению Имандра-Варзугской структурной зоны в масштабе 1 : 200 000 и проведению геохимических поисков в масштабе 1 : 100 000 за 1974–1978 гг. в Кирово-Апатитском, Ловозерском и Терском районах Мурманской области. – Апатиты: ФГУ СЗРФГИ, 1978.

228. Государственная геологическая карта масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение). Лист Q-37 – Архангельск. Объяснительная записка / Б. Ю. Астафьев, Ю. Б. Богданов, О. А. Воинова. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2005.

229. Государственная геологическая карта РФ. Масштаб 1 : 200 000. Серия Онежская. Лист Q-37-XXIII, XXIV. Объяснительная записка / Г. М. Черемхина, В. В. Третьченко и др. – СПб., 2008. 248 с.

230. *Гуревич В. И., Чиколаев В. И., Матюшев А. П. и др.* Отчет о поисковых работах на россыпи ракушечного песка на Святоносском участке Баренцева моря в 1982–1986 гг. Т. 1. – Мурманск: МАГЭ, 1986. 245 с.

231. *Гуревич В. И., Яковлева Т. М.* Обзор промышленных вод Северо-Запада РСФСР. – Л.: ФГУ СЗРФГИ, 1961.

232. *Гурьянов К. Ф. и др.* Обзор сырьевой базы цветных камней Мурманской, Архангельской областей и Карельской АССР. – Л.: ФГУ СЗРФГИ, 1971.

233. *Даин А. Д., Ремизова А. М. и др.* Отчет по глубинному геологическому картированию, геологическому доизучению масштаба 1 : 50 000 и поискам медно-никелевых руд, меди и золота в пределах Центрального блока Имандра-Варзугской структуры на площади 2400 км² в 1978–1984 гг. – Мончегорск: ФГУ СЗРФГИ, 1984.

234. *Даркшевич О. Я. и др.* Отчет о проведении групповой геологической съемки масштаба 1 : 50 000, геологического доизучения масштаба 1 : 50 000 и поисков железных руд, апатита, цветных и редких металлов на площади 5000 км² в зоне сочленения Кейвского, Контозерского и Колмозерского разломов и составлении регистрационной карты полезных ископаемых и карты прогнозов масштаба 1 : 200 000 Мурманского блока гранитоидов на площади 30 000 км² за 1976–1981 гг. – Мончегорск: ФГУ СЗРФГИ, 1982.

235. *Егоркин А. В.* Строение земной коры и верхней мантии вдоль профилей Чешская губа–Пай-Хой, Белое море–Воркута, Двинская губа–р. Мезень, р. Онега–Чешская губа, р. Вага–Белое море. Отчет камеральной партии СРГЭ. – М., 1987.

236. *Журавлев В. А.* Опытнo-методическая геофизическая съемка нефтегазоперспективных площадей Баренцева моря масштаба 1 : 200 000. – Мурманск: Фонды МАГЭ, 1995.

237. *Журавлев В. А.* Государственная гравиметрическая карта РФ масштаба 1 : 200 000. Листы Q-37-V, VI и Q-38-I, II. Объяснительная записка. – Мурманск: Фонды МАГЭ, 2002. 35 с.

238. *Журавлев В. А.* Государственная гравиметрическая карта РФ масштаба 1 : 200 000. Лист Q-37-XVII, XVIII. Объяснительная записка. – Мурманск: Фонды МАГЭ, 2002. 27 с.

239. *Журавлев В. А.* Государственная гравиметрическая карта РФ масштаба 1 : 200 000. Листы Q-37-XI, XII и Q-38-VII. Объяснительная записка. – Мурманск: Фонды МАГЭ, 2002. 33 с.

240. *Журавлев В. А. и др.* Морские работы (сейсморазведка МОВ ОГТ, надводные гравиметрические наблюдения, дифференциальные гидромагнитные наблюдения, НСАП) вдоль геотраверса 3-АР в Белом, Баренцевом и Карском морях и региональные комплексные геофизические исследования в Беломорском секторе геотраверса 3-АР с целью прогноза минерально-сырьевого потенциала шельфа Белого моря в рамках объекта «Изучить глубинное строение Баренцево-Карской плиты на основе результатов комплексных геофизических (сейсморазведочных МОВ ОГТ, КМПВ, ГСЗ, гравиметрических, магнитометрических) исследований на опорных профилях». – Мурманск: Фонды МАГЭ, 2005. 240 с.

241. *Журавлев В. А.* Морская гравиметрическая съемка 1 класса по программе МГС в южной части Баренцева моря в 1990–1991 гг. Отчет по объекту 88-88/90. – Мурманск: Фонды МАГЭ, 1991.

242. *Журавлев В. А.* Отчет по объекту 87-120/88 в 4-х книгах. Морская гравиметрическая съемка 1 класса по программе МГС в южной части Баренцева моря в 1988–1990 гг. – Мурманск: Фонды МАГЭ, 1990.

243. *Зандер В. М.* Аэромагнитная съемка масштаба 1 : 1 000 000. – Л.: ЗГТ ПГО «Севзапгеология», 1960.

244. *Калинкин М. М., Зыков И. М. и др.* Отчет по опережающим геохимическим работам в Кицко-Япомской зоне и геологическому изучению трубок взрыва. – Мончегорск: ФГУ СЗРФГИ, 1988.

245. *Клюнин С. Ф., Апухтин Н. И. и др.* Отчет Верхне-Варзугской партии о результатах геолого-съёмочных работ масштаба 1 : 50 000, проведенных в 1972–1973 гг. в верховьях р. Варзуга. – Апатиты: ФГУ СЗРФГИ, 1974.

246. *Клюнин С. Ф., Апухтин Н. И. и др.* Отчет Сергозерской партии о результатах групповой геологической съемки масштаба 1 : 50 000, проведенной в 1974–1977 гг. в районе среднего течения р. Варзуга. – Апатиты: ФГУ СЗРФГИ, 1978.

247. *Колесников Г. П. и др.* Отчет о геолого-съёмочных и поисковых работах на никель, проведенных Южно-Ловозерской группой партий в Кировском и Ловозерском районах в 1960–1963 гг. ТГФ, 1963.

248. *Коровкин В. А., Турылева Л. В.* Карта прогнозных ресурсов Северо-Запада РФ. ФГУ СЗРФГИ, 1994.

249. *Коссовой Л. С., Буданов Г. Ф., Бызер М. Б. и др.* Комплексное изучение материалов параметрического бурения с целью оценки перспектив нефтегазоносности Мезенской впадины и северной части вала Сорокина Тимано-Печорской провинции. – М.: Росгеолфонд, 1979.

250. *Макаревич В. Н., Жарков А. М., Баженова Т. К. и др.* Прогнозная оценка нефтегазоносности Мезенской синеклизы и Предтиманского прогиба. – М.: Росгеолфонд, 2001.

251. *Машкара А. М.* Отчет о результатах геолого-разведочных работ на строительные материалы в десятикилометровой полосе вдоль автопроезда г. Архангельск–пос. Поморье, проведенных в 1995–1998 гг. – Архангельск: ФГУ, 1999.

252. *Москаленко П. Е., Амантов А. В. и др.* Опытные-методические морские геолого-съёмочные работы с целью усовершенствования геоморфологических методов исследований при геологической съемке шельфа масштаба 1 : 200 000. – Л.: ВСЕГЕИ, 1985. 266 с.

253. *Оборин С. В., Шукин И. А., Соболев В. М.* Геологическое строение и полезные ископаемые Горла Белого моря. Отчет Морской геолого-геофизической партии о результатах геолого-съёмочных работ масштаба 1 : 200 000, проведенных в 1988–1991 гг. Листы Q-37-XVI, XVII, XVIII, XXII, XXIII. – Новодвинск, 1991.

254. *Пименов Б. А. и др.* Отчет по теме «Количественная оценка прогнозных ресурсов углеводородов Мезенской синеклизы». – Институт геологии Уральского отделения Коми НЦ РАН, 1994.

255. *Пылаев Н. В. и др.* Отчет Экспедиции № 17 по поисково-оценочным работам на трубках Чидвинская, Апрельская, Юраская, Ключевая и 651, силах Звездочка и аномалии 494 б. – Поморье–Архангельск, ФГУ, 1988.

256. *Рослов Ю. В. и др.* «Изучить глубинное строение Баренцево-Карской плиты на основе результатов комплексных геофизических (сейсморазведочных МОВ ОГТ, КМПВ, ГСЗ, гравиметрических, магнитометрических) исследований на опорных профилях». – СПб, 2006.

257. *Рыбалко А.Е.* Литология верхнечетвертичных отложений Кандалакшского залива и некоторые вопросы седиментогенеза на гляциальных шельфах. Канд. дис. – Л., 1976. 178 с.

258. *Селивановская Е. Е., Назаренко Г. А. и др.* Отчет о поисково-ревизионных работах на золото, проведенных Пурначской партией в 1967–1970 гг. в Мурманской области. – Апатиты: ФГУ СЗРФГИ, 1971.

259. *Семенов В. В. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые верховьев рек Стрельна, Чапома, Пулонга. Отчет Восточно-Кольской партии о результатах геолого-съемочных работ масштаба 1 : 50 000 с общими поисками на площади 350 км² и поисков масштаба 1 : 25 000 на площади 65 км², проведенных в пределах восточного блока Имандра-Варзугской структурной зоны и ее обрамления. — Мончегорск: ФГУ СЗРФГИ, 1988.

260. *Скворцов Г. Б. (отв.исп.), Лобкова Л. П. и др.* Районирование Юго-Восточного Беломорья по применимости шлихо-минералогического метода при поисках и прогнозировании коренной алмазности в условиях широкого развития отложений ледникового комплекса. Отчет по г/з № 104 за 1990–1992 гг. — Л.: Фонды ВСЕГЕИ, 1992.

261. *Соколова В. Н. и др.* Отчет о геологосъемочных и поисковых работах на никель, проведенных Полисарской партией в Ловозерском и Терском районах в 1962–1963 гг. ТГФ, 1964.

262. Торфяные месторождения Архангельской области (обзорная карта масштаба 1 : 750 000). — М.: ФГУ СЗРФГИ, 1990.

263. Торфяные месторождения Мурманской области (обзорная карта масштаба 1 : 750 000). — М.: ФГУ СЗРФГИ, 1973.

264. *Федоров Д. Л., Вейс А. Ф., Владимирова Т. В.* Результаты региональных геолого-геофизических работ в Мезенской синеклизе в 2000–2004 гг. — Архангельск, 2004.

265. *Хан Ю. В., Шаповалов В. Б. и др.* Отчет о результатах опытно-производственных морских геолого-геофизических работ в Белом море. Морская геолого-геофизическая партия, 1981–1984 гг. Т. 1. — Новодвинск: ПГО «Архангельскгеология», 1984.

266. *Шеманина Е. И., Лобкова Л. П., Лебедева Л. И. и др.* Разработка петрографо-минералогических критериев прогноза коренной алмазности северо-запада Русской платформы на основе изучения вещественного состава кимберлитовых и родственных им пород. Отчет по г/з 318. — Л.: Фонды ВСЕГЕИ, 1989.

267. *Широбоков В. Н., Шукин И. А., Свириденко В. И. и др.* Результаты профильных сейсморазведочных работ МОГТ, выполненных в северной части Мезенской синеклизы. — М.: Росгеолфонд, 1999.

268. *Шлайфштейн Б. А. и др.* Отчет Колмакской партии о геолого-съемочных работах масштаба 1 : 50 000, проведенных в 1971–1972 гг. в Ловозерском районе Мурманской области. — Апатиты: ФГУ СЗРФГИ, 1973.

269. *Шлайфштейн Б. А., Даркшевич О. Я. и др.* Отчет Ачерйокской партии о геолого-съемочных работах масштаба 1 : 50 000, проведенных в 1973–1975 гг. в Ловозерском районе Мурманской области. — Апатиты: ФГУ СЗРФГИ, 1976.

270. *Шукин И. А., Широбоков В. Н., Дрюшин В. Г.* Анализ и обобщение геолого-геофизического материала, составление структурных карт, карты нефтегеологического районирования по территории Мезенской синеклизы. Отчет партии обработки геолого-геофизической информации о тематических работах, выполненных в 1993–1996 гг. на территории Мезенской синеклизы в пределах Архангельской области. — Новодвинск, 1996.

271. *Эйхгорн Г. Л. (отв. исп.)* Опытные производственные морские геолого-съемочные работы среднего масштаба в северной части Белого моря с целью оценки перспектив его россыпенности. — Л.: ВСЕГЕИ, 1976. 289 с.

УКАЗАТЕЛЬ
месторождений, рудопроявлений, пунктов минерализации,
шлиховых и литогеохимических ореолов
к карте полезных ископаемых*

Индекс квадрата и номер объекта	Полезные ископаемые	Название или географическая привязка объекта	Характер объекта	Номер по списку литературы
			Промышленная освоенность	
ТВЕРДЫЕ ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
I-1-20	Торф	Взводное	МК	263
II-1-2	Торф	Юзовское	МК	263
II-1-8	Торф	Болота Бол. Варзуга	МК	263
II-1-18	Торф	Сергозерская группа	МК	263
II-2-1	Торф	Чальмны Варра	МК	263
II-2-5	Торф	Варзугское	МК	263
III-1-2	Торф	Япомское	МК	263
III-1-9	Торф	Морские болота	МК	263
V-3-4	Торф	Монастырский Мох	МК	262
V-3-5	Торф	Ратоминский Мох	МК	262
V-5-4	Торф	Патреевский Мох	МК	262
VI-1-4	Торф	Сельгозерский Мох	МК	262
VI-2-2	Торф	Бабьерецкий Мох	МК	262
VI-3-3	Торф	Кинковский Мох	МК	262
VI-4-3	Торф	Мох Падун	МК	262
VI-4-13	Торф	Солзенское I	МК	262

* Используемые сокращения: МК – крупное месторождение; МС – среднее месторождение; ММ – мелкое месторождение; З – залежь; СС – водоносные скважины, среднее месторождение; СП – водоносные скважины, проявление; ИС – источник, среднее месторождение; ИП – источник вод, проявление; П – рудопроявление; ПМ – пункт минерализации; ГР – государственный резерв; Э – эксплуатируемые; НР – находящиеся в разведке и изучении; В – выработанные; ПГМ – песчано-гравийный материал; Обн. – обнажение; ШО – шлиховой ореол; ЛО – литогеохимический ореол. При перечислении полезные компоненты указаны в порядке убывания значимости.

Продолжение

Индекс квадрата и номер объекта	Полезные ископаемые	Название или географическая привязка объекта	Характер объекта	Номер по списку литературы
			Промышленная освоенность	
VI-4-14	Торф	Чурка	МК	262
VI-4-16	Торф	№ 34	МК	262
VI-4-18	Торф	Чудское	МК	262
VI-4-19	Торф	Тихоновское	МК	262
VI-5-3	Торф	Бол. Светлый Мох	МК	262
VI-5-7	Торф	Талаги	МК	262
VI-5-13	Торф	Залазна	МК	262
VI-5-14	Торф	Северодвинское	МК/ГР	262
VI-5-21	Торф	Рикасиха	МК/ГР	262
VI-5-22	Торф	Безымянное	МК	262
VI-5-30	Торф	Брусовица	МК	262
VI-5-33	Торф	Брусовицкое	МК	262
VI-5-36	Торф	Сосновское Идоловское	МК	262
VI-5-37	Торф	Клюк-озеро	МК	262
VI-5-38	Торф	Тундра I	МК	262
VI-5-39	Торф	Тундра	МК	262
VI-5-40	Торф	Большое	МК	262
VI-6-10	Торф	Зелень	МК	262
VI-6-12	Торф	Бережное	МК	262
VI-6-13	Торф	Обокшинское	МК	262
VI-6-19	Торф	Дикое	МК/ГР	262
МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
ЧЕРНЫЕ МЕТАЛЛЫ				
I-3-1	Железо, титан, ванадий	Куроптевское	П	225
II-3-14	Железо, хром	Обн. 1014	ПМ	227
II-4-6	Железо, титан, ванадий	Патчервтундра	П	226

Индекс квадрата и номер объекта	Полезные ископаемые	Название или географическая привязка объекта	Характер объекта	Номер по списку литературы
			Промышленная освоенность	
II-4-8	Железо	Обн. 1556	ПМ	227
II-4-9	Железо	Обн. 1891	ПМ	227
II-4-10	Железо	Канава 252, обн. 176686	ПМ	227
II-4-12	Железо	Участок Комарий	ПМ	259
III-4-1	Железо	Бабье, оз., южный берег	ПМ	227
I-2-6	Титан, железо, ванадий	Магазин-Мусюр	П	234
II-4-2	Ванадий, титан, железо	Ачерийокское	П	268
ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ				
I-3-6	Медь	Река Ачерйок	ПМ	269
II-1-4	Медь	Обн. 136/4	ПМ	227
II-1-5	Медь	Река Юзия	ПМ	227
II-1-6	Медь	Среднеюзинское	ПМ	227
II-1-7	Медь, железо	Без названия	ПМ	233
II-1-9	Медь	Ручей Канов	ПМ	245
II-1-12	Медь	Обн. 495	ПМ	227
II-1-19	Медь, серебро, вольфрам	Скв. 23	ПМ	227
II-2-8	Медь	Без названия	ПМ	227
II-3-15	Медь	Чапома, р., правый берег	ПМ	259
II-6-5	Медь, свинец, цинк	Устье р. Русинга	ПМ	226
II-6-7	Медь, свинец, цинк	Участок Три Острова	ПМ	226
II-2-14	Свинец, цинк	Скв. 12, 15	ПМ	259
II-6-2	Свинец, цинк, медь	Орловский Маяк	П	234
V-2-1	Свинец, цинк	Голдарея	ПМ	59
V-2-4	Свинец, цинк	Яреньга	ПМ	59

Индекс квадрата и номер объекта	Полезные ископаемые	Название или географическая привязка объекта	Характер объекта	Номер по списку литературы
			Промышленная освоенность	
III-1-4	Цинк, уран	Река Варзуга	ПМ	246
II-1-1	Никель, медь	Участок 6	ПМ	227
II-1-14	Никель, медь, железо	Обн. 2442, канава 302	ПМ	227
II-1-15	Никель, медь, графит	Аномалия 10	ПМ	227
II-1-16	Никель, медь, тальк	Фалалей-1	ПМ	227
II-1-17	Никель, медь	Фалалей-2	ПМ	227
II-2-7	Никель, медь	Без названия	ПМ	227
II-3-13	Никель, медь, железо	Обн. 502	ПМ	227
II-4-4	Никель	Участок Усть-Колмак	ПМ	226
I-3-3	Молибден	Гора Каймвэй	ПМ	269
II-2-15	Молибден, бериллий	Многолюдинское	П	259
II-5-2	Молибден	Ручей Бол. Вязка	ПМ	226
II-3-10	Вольфрам	Обн. 17059	ПМ	259
Редкие металлы и редкоземельные элементы				
I-2-2	Литий, ниобий, тантал, бериллий	Колмозерское	МК/ГР	221
I-1-3	Цирконий, ниобий, тантал	Юмперуайв	П	248
I-1-19	Цирконий, иттрий	Сахарйок	П	221
I-1-1	Редкие земли (без подразделения)	Тапперйок	П	225
I-1-12	Редкие земли (без подразделения)	Пессарйок	П	225
I-1-13	Редкие земли (без подразделения)	Жила № 63	П	225
I-1-22	Редкие земли (без подразделения)	Ельскозерское 1	П	225
I-1-23	Редкие земли (без подразделения)	Ельскозерское 3	П	225

Индекс квадрата и номер объекта	Полезные ископаемые	Название или географическая привязка объекта	Характер объекта	Номер по списку литературы
			Промышленная освоенность	
I-1-24	Редкие земли (без подразделения)	Ельскозерское 2	П	225
I-2-1	Редкие земли (без подразделения)	Бол. Патчемварек	П	234
II-2-6	Редкие земли (без подразделения)	Участок 14	П	225
Благородные металлы				
I-4-2	Золото	Участок 1	ПМ	268
II-1-10	Золото	Участок 9	ПМ	233
II-1-11	Золото	Порог Котельня	ПМ	227
II-1-13	Золото	Канавы 987	ПМ	227
II-1-21	Золото	Без названия	ПМ	246
II-1-23	Золото, цинк, медь	Скв. 3	ПМ	227
II-1-24	Золото	Кривецкий	ПМ	
II-1-25	Золото, серебро	Скв. 2	ПМ	227
II-1-26	Золото, графит	Скв. 24, 25	ПМ	227
II-2-10	Золото	Ворговый	П	259
II-2-11	Золото	Участок Лесной	ПМ	259
II-2-13	Золото	Участок Хирвасный	ПМ	259
II-3-3	Золото	Пурначское	ПМ	225
II-3-4	Золото	Пурначский участок	ПМ	258
II-3-5	Золото	Обн. 636, 639	ПМ	227
II-3-6	Золото	Пурначский участок 4	ПМ	258
II-3-7	Золото	Канавы 774–779	ПМ	259
II-3-9	Золото	Участок Песчаный	ПМ	259
II-3-11	Золото	Обн. 19654–19666	ПМ	259
II-3-12	Золото	Обн. 19716–19723	ПМ	259

Индекс квадрата и номер объекта	Полезные ископаемые	Название или географическая привязка объекта	Характер объекта	Номер по списку литературы
			Промышленная освоенность	
II-5-1	Золото	Поной, р., правый берег	ПМ	226
II-6-6	Золото	Участок Толчая	ПМ	226
II-6-8	Золото	Мыс Красный	ПМ	248
II-6-9	Золото	Мыс Красный	ПМ	248
III-1-1	Золото	Река Сара	ПМ	244
III-1-3	Золото, молибден	Скв. 61, 63, 83	ПМ	246
III-1-5	Золото, цинк, серебро	Япомское (С 82)	ПМ	244
III-1-7	Золото	Ареньгское	ПМ	244
III-3-1	Золото	Чапомское	ПМ	259
III-3-5	Золото	Обн. 720	ПМ	259
III-4-3	Золото	Участок Олений	П	259
II-2-12	Золото	Ручей Хирвасный	ШО	259
II-3-8	Золото	Ручей Песчаный	ШО	259
III-4-2	Золото	Ручей I Олений	ШО	259
III-1-6	Серебро, цинк, золото	Ареньгское	ПМ	246
III-3-4	Платина	Ручей Казачий	ЛО	259
III-4-4	Платина	Скв. 243–247	ЛО	259
III-4-5	Платина	Скв. 248–251	ЛО	259
III-4-6	Платина	Река Пулоньга	ЛО	259
Радиоактивные элементы				
II-4-5	Уран	Участок 6	ПМ	226
НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
Оптические материалы				
I-1-5	Кварц (оптический)	Белый Бычек	П	225
I-1-9	Кварц (оптический)	Песцовая Тундра	П	225
I-1-10	Кварц (оптический)	Анкурузэй	П	225

Индекс квадрата и номер объекта	Полезные ископаемые	Название или географическая привязка объекта	Характер объекта	Номер по списку литературы
			Промышленная освоенность	
I-1-11	Кварц (оптический)	Воргельурта	П	225
I-1-16	Кварц (оптический)	Западный Серповидный	П	225
I-2-3	Кварц (оптический)	Участок Придорожный	П	225
I-2-4	Кварц (оптический)	Участок Длинный	П	225
I-2-9	Кварц (оптический)	Семиостровский	П	225
Химическое сырье				
II-4-11	Серный колчедан (ру)	Обн. 1899	ПМ	227
III-2-2	Серный колчедан (руг)	Участок I	ПМ	227
III-2-3	Серный колчедан (ру)	Обн. 87, 1262	ПМ	227
III-2-4	Серный колчедан (ру, руг)	Участок II	ПМ	227
III-3-3	Серный колчедан (ру)	Обн. 1587, 1593	ПМ	227
III-3-6	Серный колчедан (ру)	Обн. 1619, 1622	ПМ	227
III-3-7	Серный колчедан (ру, руг)	Обн. 972	ПМ	227
III-5-1	Серный колчедан (ру)	Обн. 113	ПМ	227
III-5-2	Серный колчедан (ру)	Обн. 926	ПМ	227
III-5-3	Серный колчедан (ру)	Обн. 295–320	ПМ	227
III-5-4	Серный колчедан (ру)	Обн. 36	ПМ	227
III-2-5	Барит, аметист	Кицкое	П	58
Минеральные удобрения				
II-2-9	Апатит	Фомкин Ручей	ПМ	245

Индекс квадрата и номер объекта	Полезные ископаемые	Название или географическая привязка объекта	Характер объекта	Номер по списку литературы
			Промышленная освоенность	
Керамическое и огнеупорное сырье				
II-6-3	Кварц, аметист	Губа Орловка	ПМ	226
II-6-4	Кварц	Ручей Шушпаш	ПМ	226
Высокоглиноземистые материалы				
I-2-5	Кианит	Воргельурта	МК/ГР	225
I-2-7	Кианит	Тавурта	МС/ГР	225
I-2-8	Кианит	Тяпыш-Манюк	МК/ГР	225
I-2-10	Кианит	Западная Вольурта	МС/ГР	225
I-2-11	Кианит	Лыстурта	МС/ГР	225
I-2-12	Кианит	Безымянное	МК/ГР	225
I-2-13	Кианит	Червурта	МК/ГР	225
I-2-14	Кианит	Восточная Червурта	МС/ГР	225
I-2-16	Кианит	Большой Ров II	МК/ГР	225
I-2-17	Кианит	Кырпурта	МС/ГР	225
I-2-18	Кианит	Большой Ров I	МС/ГР	225
I-3-2	Кианит	Куроптевское	МК/ГР	225
I-3-4	Кианит	Новая Шуурурта	МК/ГР	225
I-3-5	Кианит	Шуурурта	МК/ГР	225
I-3-7	Кианит	Ягельурта	МК/ГР	225
I-3-8	Кианит	Восточная Кырпурта	МС/ГР	225
I-3-9	Кианит	Северный Мальурдоайв	МС/ГР	225
I-3-10	Кианит	Мальурдоайв	МС/ГР	225
I-3-11	Кианит	Восточный Мальурдоайв	МС/ГР	225
I-3-14	Кианит	Нусса III, Нусса	МК/ГР	225
I-3-15	Кианит	Нусса I	МК/ГР	225
II-4-1	Кианит	Манюк	МК/ГР	225
I-3-12	Кианит	Истоки р. Ача	П	225

Индекс квадрата и номер объекта	Полезные ископаемые	Название или географическая привязка объекта	Характер объекта	Номер по списку литературы
			Промышленная освоенность	
I-3-13	Кианит	Аккурта	П	225
I-4-3	Кианит	Нусса II	П	225
I-4-4	Кианит	Игиурта	П	225
II-1-3	Кианит	Малые Кейвы	ПМ	225
II-2-3	Кианит	Холодные Озера	ПМ	245
II-2-4	Кианит	Малые Кейвы	ПМ	225
II-4-3	Кианит, гранат	Югоньский	П	225
Абразивные материалы				
I-1-2	Гранат	Тахлинтуайв	П	225
I-1-4	Гранат	Макзабак	П	225
I-1-8	Гранат	Ровозеро	П	225
I-1-7	Гранат	Понойский Ручей	П	225
I-1-15	Гранат	Березовское II	П	225
I-1-17	Гранат	Березовское I	П	225
I-1-18	Гранат	Семиостровье	ПМ	225
II-2-2	Гранат	Гора Девичья	ПМ	225
II-3-1	Гранат	Гора Девичья	ПМ	225
II-3-2	Гранат	Гора Девичья	ПМ	225
Горнотехническое сырье				
II-4-7	Амфибол-асбест	Сигозеро	ПМ	225
I-1-14	Мусковит	Кулиокское	МС/ГР	57
III-2-1	Мусковит	Многолодинское	МС/ГР	58
III-3-2	Мусковит	Стрельнинское	ММ/ГР	221
II-1-20	Графит, серный колчедан (ру)	Скв. 87, 88	ПМ	227
II-1-22	Графит	Скв. 11, 13	ПМ	227
Драгоценные камни				
IV-6-5	Алмазы	Трубка им. В. П. Гриба	МС/НР	255

Продолжение

Индекс квадрата и номер объекта	Полезные ископаемые	Название или географическая привязка объекта	Характер объекта	Номер по списку литературы
			Промышленная освоенность	
IV-6-12	Алмазы	Месторождение им. М. В. Ломоносова	МК/ГР	255
IV-6-1	Алмазы	Верхотинская	ПМ	255
IV-6-2	Алмазы	Трубка 685	ПМ	255
IV-6-3	Алмазы	Волчья	ПМ	255
IV-6-4	Алмазы	Верхотина	П	255
IV-6-6	Алмазы	Осетинская	ПМ	255
IV-6-7	Алмазы	Трубка 734	П	255
IV-6-8	Алмазы	Первомайская	П	255
IV-6-9	Алмазы	Белая	П	255
IV-6-10	Алмазы	Кольцовская	П	255
IV-6-13	Алмазы	Шоча	П	255
V-1-1	Пироп	Без названия	ШО	59
V-1-2	Пироп	Без названия	ШО	59
V-2-2	Пироп	Без названия	ШО	59
V-2-3	Спутники алмазов	Без названия	ШО	59
V-2-5	Пироп	Без названия	ШО	59
V-2-6	Пироп	Без названия	ШО	59
V-3-1	Спутники алмазов	Без названия	ШО	60
V-3-2	Спутники алмазов	Без названия	ШО	60
V-3-3	Спутники алмазов	Без названия	ШО	60
V-3-6	Спутники алмазов	Без названия	ШО	60
V-4-2	Спутники алмазов	Без названия	ШО	60
V-6-1	Алмазы	Звездочка	ПМ	255
V-6-2	Алмазы	Юраская	П	255
V-6-3	Алмазы	Снегурочка	П	255

Индекс квадрата и номер объекта	Полезные ископаемые	Название или географическая привязка объекта	Характер объекта	Номер по списку литературы
			Промышленная освоенность	
V-6-4	Алмазы	Трубка 751	ПМ	255
V-6-5	Алмазы	Солозеро	ПМ	255
V-6-6	Алмазы	Степная	П	255
V-6-7	Алмазы	Трубка 693	П	255
V-6-8	Алмазы	Трубка 687	ПМ	255
V-6-9	Алмазы	Суксома	ПМ	255
V-6-10	Алмазы	Ключевая	П	255
V-6-11	Алмазы	Трубка 651	ПМ	255
V-6-14	Алмазы	Чидвия	П	255
V-6-15	Алмазы	Апрельская	П	255
VI-1-1	Спутники алмазов	Без названия	ШО	61
VI-1-2	Спутники алмазов	Без названия	ШО	61
VI-1-3	Спутники алмазов	Без названия	ШО	61
VI-2-3	Спутники алмазов	Без названия	ШО	61
VI-2-4	Спутники алмазов	Без названия	ШО	61
VI-2-5	Спутники алмазов	Без названия	ШО	61
VI-2-6	Спутники алмазов	Без названия	ШО	61
VI-3-2	Спутники алмазов	Без названия	ШО	62
VI-3-4	Спутники алмазов	Без названия	ШО	62
VI-3-5	Спутники алмазов	Без названия	ШО	62
VI-3-6	Спутники алмазов	Без названия	ШО	62
VI-3-7	Спутники алмазов	Без названия	ШО	62
VI-4-6	Алмазы	Болванцы	ПМ	62
VI-4-7	Алмазы	Карахта	ПМ	62
VI-4-20	Спутники алмазов	Без названия	ШО	62
VI-4-21	Спутники алмазов	Без названия	ШО	62
VI-4-22	Спутники алмазов	Без названия	ШО	62

Индекс квадрата и номер объекта	Полезные ископаемые	Название или географическая привязка объекта	Характер объекта	Номер по списку литературы
			Промышленная освоенность	
IV-5-1	Алмазы	Устье р. Мела	ШО	Черемхина, 2007
IV-5-2	Алмазы	Устье р. Това	ШО	Черемхина, 2007
IV-5-3	Алмазы	Устье р. Золотица	ШО	Черемхина, 2007
IV-5-4	Алмазы	Устье р. Золотица	ШО	Черемхина, 2007
Поделочные камни				
I-1-21	Амазонит	Плоскогорское	ММ/Э	232
I-2-15	Амазонит	Гора Парусная	ММ	232
I-1-6	Амазонит	Ровгора	П	232
III-1-10	Аметист	Мыс Корабль	ММ	232
III-2-6	Аметист	Индера	ММ	58
III-3-8	Аметист	Шубино	ММ	232
II-6-4	Аметист	Устье р. Русинга	ПМ	226
III-1-8	Аметист	Петракушка	П	232
Строительные материалы				
Кислые интрузивные породы				
VI-3-9	Гранитогнейс	Покровское	МК/Э	142
Карбонатные породы				
VI-6-14	Известняк	Усть-Пинежское	МК/ГР	63
VI-6-21	Известняк	Орлецкое, южный фланг	МК/Э	63
VI-6-20	Доломит	Орлецкое	МК/Э	63
Глинистые породы				
VI-5-1	Глина кирпичная	Красное	ММ/ГР	63
VI-5-10	Глина кирпичная	Глинниковское	ММ/ГР	63

Индекс квадрата и номер объекта	Полезные ископаемые	Название или географическая привязка объекта	Характер объекта	Номер по списку литературы
			Промышленная освоенность	
VI-5-12	Глина кирпичная	Юрасское	ММ/ГР	63
VI-5-17	Глина кирпичная	Чужегорское	МК/ГР	63
VI-5-18	Глина кирпичная	Боровское III	МС/ГР	63
VI-5-19	Глина кирпичная	Боровское	ММ/ГР	63
VI-5-20	Глина кирпичная	Уемское	МК/Э	63
VI-5-23	Глина кирпичная	Соломатовское	МС/Э	63
VI-5-24	Глина кирпичная	Мечка-Полой	МС/Э	63
VI-5-25	Глина кирпичная	Лайское	МК	63
VI-6-3	Глина кирпичная	Косково	ММ/ГР	63
VI-6-6	Глина кирпичная	Ухтоостровское	ММ/ГР	63
VI-6-8	Глина кирпичная	Кеницкое	МС/ГР	63
VI-6-15	Глина кирпичная	Мало-Товринское	ММ/ГР	63
VI-4-17	Глина керамзитовая	Кудемское	МС/ГР	142
Обломочные породы				
V-6-12	ПГМ, песок строительный	Малиновое	ММ	251
VI-3-10	ПГМ	Семеновское	МК/Э	142
VI-5-43	ПГМ	Обокозеро	МК/ГР	63
VI-6-18	ПГМ	Селище	МК/ГР	63
I-4-1	Песок строительный	Йоканьгское	ММ	142
V-6-12	ПГМ, песок строительный	Малиновое	ММ	251
V-6-13	Песок строительный	Восточное Пальское	ММ	251
V-6-16	Песок строительный	Чидвия (Чидвозеро)	ММ	251
VI-3-8	Песок строительный	Солозеро	МС/ГР	142
VI-4-5	Песок строительный	5-й км	МС	62
VI-4-9	Песок строительный	Солзенское	МК/ГР	142
VI-4-15	Песок строительный	Усальские Боры	МС/ГР	62
VI-5-4	Песок строительный	Колчинянка	МС/Э	63

Индекс квадрата и номер объекта	Полезные ископаемые	Название или географическая привязка объекта	Характер объекта	Номер по списку литературы
			Промышленная освоенность	
VI-5-5	Песок строительный	Лясомин	МК/Э	63
VI-5-8	Песок строительный	Конецдворка	МК/ГР	63
VI-5-9	Песок строительный	Лясомин I	МК/Э	63
VI-5-11	Песок строительный	Западный	МК	63
VI-5-26	Песок строительный	18-й км	МК/ГР	63
VI-5-27	Песок строительный	16-й км	МС/ГР	63
VI-5-29	Песок строительный	Мечка	МК/ГР	63
VI-6-1	Песок строительный	Кехта	МС/Э	63
VI-6-4	Песок строительный	Мало-Юрский	ММ/Э	63
VI-6-5	Песок строительный	Филахта	ММ/Э	63
VI-6-7	Песок строительный	Койдокурье	МК	63
VI-6-9	Песок строительный	Курополка	МК/ГР	63
VI-6-17	Песок строительный	Селиваниха	ММ/Э	63
I-6-2	Песок строительный	Орловская площадь	3	670
II-6-1	Песок строительный	Понойская площадь	3	67
III-6-1	Песок строительный	Вепревская площадь	3	67
IV-3-1	Песок строительный	Чапомская площадь	3	67
V-4-1	Песок формовочный	Остров Кумбыш	ММ	60
VI-4-4	Песок формовочный	Остров Ягры	ММ	62
соли				
VI-3-1	Соли натриевые (глубинные рассолы)	Уна-Лудское	ММ/ГР	231
VI-4-1	Соли натриевые (глубинные рассолы)	Ненокское	ММ	231
VI-5-31	Соли натриевые (глубинные рассолы)	22-й км	МК	63
VI-5-35	Соли натриевые (глубинные рассолы)	Брусеница	МК	63
VI-5-41	Соли натриевые (глубинные рассолы)	Ломовское	МК	63

Индекс квадрата и номер объекта	Полезные ископаемые	Название или географическая привязка объекта	Характер объекта	Номер по списку литературы
			Промышленная освоенность	
V-4-3	Соли натриевые (глубинные рассолы)	Остров Ягры	П	231
VI-2-1	Соли натриевые (глубинные рассолы)	Источник Карабасовский	П	231
ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ И ЛЕЧЕБНЫЕ ГРЯЗИ				
VI-4-2	Воды бромные	Поселок Ненокса	СП	231
V-5-1	Воды йодо-бромные	Река Куя	ИП	231
V-5-3	Воды йодо-бромные	Ижминское	ИП	231
VI-4-8	Воды йодные	Северодвинское	ИС, СС	62
VI-6-2	Воды йодные	Глубокое	СС	63
V-5-2	Воды йодные	Лапоминское	ИП, СП	231
VI-4-10	Вода лечебная минеральная	Куртяевское	ИС	231
VI-5-2	Вода лечебная минеральная	Пансионат «Главархангельскстрой» «Сульфат»	СС/Э	63
VI-5-6	Вода лечебная минеральная	Пансионат «Главархангельскстрой»	СС/Э	63
VI-5-15	Вода лечебная минеральная	Профилакторий «Варавино»	СС/Э	63
VI-5-28	Вода лечебная минеральная	Город Новодвинск, пансионат «Новодвинская вода»	СС/Э	63
VI-5-32	Вода лечебная минеральная	Лесное (27-й км автодороги Архангельск–Вологда)	СС/Э	63
VI-5-34	Вода лечебная минеральная	Беломорское	СС/Э	63
IV-6-11	Вода питьевая	Месторождение им. М. В. Ломоносова	СС/ГР	218
VI-5-16	Вода питьевая	Белогорское	СС/ГР	63
VI-5-42	Вода питьевая	Тундра-Ломовское	СС/ГР	63

Окончание

Индекс квадрата и номер объекта	Полезные ископаемые	Название или географическая привязка объекта	Характер объекта	Номер по списку литературы
			Промышленная освоенность	
VI-6-11	Вода питьевая	Холмогорское	СС	63
VI-6-16	Вода питьевая	Товринское	СС/ГР	218
IV-5-5	Грязь лечебная	Товское, оз.	ММ	155
VI-4-11	Грязь лечебная	Мельничное, оз.	ММ	155
VI-4-12	Грязь лечебная	Нижнее, оз.	ММ	155
РАКУША				
I-6-1	Ракуша кормовая	Святоносское	МС/ГР	230

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение. <i>В. А. Журавлев, Ю. Б. Богданов, С. И. Шкарубо</i>	3
Стратиграфия	8
Верхний архей (лопий). <i>А. С. Воинов, Ю. Б. Богданов</i>	9
Хаутоварский надгоризонт	9
Гимольский надгоризонт	11
Архей нерасчлененный	14
Нижний протерозой (карелий). <i>А. С. Воинов</i>	15
Сумийский надгоризонт	15
Сариолийский надгоризонт	15
Сумийский и сариолийский надгоризонты неразделенные	16
Ятулийский надгоризонт	17
Людиковийский надгоризонт	20
Верхний протерозой <i>А. С. Воинов, С. И. Шкарубо</i>	21
Рифей	22
Верхний венд	26
Палеозой. <i>О. А. Воинова, С. И. Шкарубо</i>	27
Верхний девон	27
Каменноугольная система	28
Пермская система	33
Четвертичная система <i>Л. Р. Семенова, А. Е. Рыбалко, В. А. Журавлев</i>	36
Литология донных отложений. <i>М. С. Парамонова, А. Е. Рыбалко</i>	73
Основные факторы современного седиментогенеза	73
Обработка и интерпретация данных гранулометрического анализа	75
Гранулометрические типы осадков	77
Вещественно-генетические типы донных отложений	80
Минерально-геохимическая характеристика донных отложений	82
Геохимические исследования органического вещества в донных отложениях	84
Магматические и метаморфические образования	86
Магматические комплексы	87
Средний лопий. <i>А. С. Воинов, Ю. Б. Богданов</i>	87
Хаутоварское время	87
Нялмозерское время	88
Поздний лопий. <i>А. С. Воинов, Ю. Б. Богданов</i>	88
Раннегимольское время	88
Позднегимольское время	92
Ранний карелий. <i>А. С. Воинов, Ю. Б. Богданов</i>	96
Сумийское время	96
Поздний карелий. <i>А. С. Воинов, В. К. Кузьмин, М. В. Наумов</i>	97
Людиковийское время	97
Калевийское время	99

Вепсийское время	100
Палеозой. <i>А. А. Поляков, О. А. Воинова</i>	101
Метаморфические комплексы <i>А. С. Воинов</i>	106
Метаморфизм и метасоматоз. <i>Б. Ю. Астафьев</i>	112
Тектоника	127
Глубинное строение земной коры <i>В. А. Журавлев, Н. В. Шаров</i>	127
Тектоническое районирование фундамента и осадочного чехла <i>С. И. Шкарубо</i>	137
Нижний структурный этаж	138
Верхний структурный этаж	142
Структуры палеозойской тектоно-магматической активизации <i>Ю. Б. Богданов,</i>	
<i>А. С. Воинов</i>	146
Неотектоника <i>Ю. Б. Богданов, А. С. Воинов</i>	147
Геоморфология. <i>А. Е. Рыбалко, Л. Р. Семенова</i>	149
История геологического развития. <i>А. С. Воинов, Л. Р. Семенова, С. И. Шкарубо</i>	167
Полезные ископаемые.	176
Горючие ископаемые <i>М. Ю. Ногина</i>	176
Металлические ископаемые <i>О. А. Воинова, Б. Ю. Астафьев</i>	177
Неметаллические ископаемые <i>О. А. Воинова</i>	186
Строительные материалы <i>М. Ю. Ногина</i>	195
Подземные воды и лечебные грязи <i>С. Н. Суриков, О. А. Воинова</i>	200
Закономерности размещения полезных ископаемых и оценка перспектив района	
<i>О. А. Воинова, А. С. Воинов, Б. Ю. Астафьев, А. А. Поляков, С. И. Шкарубо</i>	202
Гидрогеология. <i>С. Н. Суриков</i>	230
Балтийский гидрогеологический массив (I)	230
Мезенский артезианский бассейн (II)	234
Субаквальные гидрогеологические структуры шельфа Белого моря (Б)	243
Эколого-геологическая обстановка. <i>А. Е. Рыбалко, С. Ф. Солонина</i>	245
Характеристика эколого-геологических условий континентальной части листа	245
Характеристика эколого-геологических условий морской части листа	249
Заключение. <i>В. А. Журавлев, О. А. Воинова, С. И. Шкарубо</i>	263
Список литературы	271
Приложение. Указатель месторождений, рудопроявлений, пунктов минерализации, шлиховых и лито-геохимических ореолов к карте полезных ископаемых.	
<i>М. Ю. Ногина</i>	285

**ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ**

Масштаб 1 : 1 000 000

Серия Балтийская

Лист Q-37 – Архангельск

Объяснительная записка

Редактор *Е. А. Зотова*

Подписано в печать 26.12.2012. Формат 70 × 100/16. Гарнитура NewtonС.
Печать офсетная. Печ. л. 19 + 11 вкл. Уч.-изд. л. 32. Тираж 150 экз.
Заказ 81011025

Картографическая фабрика ВСЕГЕИ
199178, Санкт-Петербург, Средний пр., 72
Тел. 321-8121, факс 321-8153

ДЛЯ ЗАМЕТОК