ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

масштаба 1 : 200 000

Серия Кольская

Лист R-36-XXV,XXVI (Приречный)

МОСКВА
2021

МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ И ЭКОЛОГИИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
(Минприроды России)

ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО ПО НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЮ
(Роснедра)

Департамент природных ресурсов по Северо-Западному региону
(СЗ ДПР)

Открытое акционерное общество «Центрально-Кольская Экспедиция»
(ОАО «ЦКЭ»)

ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

масштаба 1 : 200 000

Издание второе

Серия Кольская

Лист R-36-XXV,XXVI (Приречный)

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА

Москва
Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ» ● 2021

УДК 55(470.21)(084.3)
ББК 26
Г72

Авторы
А. М. Ремизова, А. Б. Дуракова, Л. Р. Семенова, Е. П. Шелепина и др.

Редакторы *А. М. Ахмедов, Е. П. Заррина*

Рецензенты
Т. М. Салтыкова
В. Г. Легкова

Г72 **Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Издание второе. Серия Кольская. Лист R-36-XXV,XXVI (Приречный). Объяснительная записка** [Электронный ресурс] / А. М. Ремизова, А. Б. Дуракова, Л. Р. Семенова и др.; Минприроды России, Роснедра, СЗ ДПР, ОАО «ЦКЭ». – Электрон. текстовые дан. – М.: Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2021. – 1 опт. диск (DVD-ROM) (240 Мб). – Систем. требования: Microsoft Windows NT; Microsoft Word от 2003; Adobe Acrobat Reader от 10.0; дисковод DVD-ROM. – Загл. с экрана. – ISBN 978-5-00193-026-6 (объясн. зап.), ISBN 978-5-00193-027-3

Составлен комплект Государственной геологической карты РФ масштаба 1 : 200 000 нового поколения. Систематизированы и изложены материалы по геологическому строению и полезным ископаемым района, с учетом всех работ, проведенных со времени первого издания Госгеолкарты-200. Впервые на данной территории осуществлено специализированное изучение четвертичных отложений и дана оценка эколого-геологической обстановки.

Представляет интерес для широкого круга специалистов.

Табл. 11, илл. 5, список лит. 88 назв., прил. 5.

УДК 55(470.21)(084.3)
ББК 26

Рекомендовано к печати
НРС МПР 30 декабря 2002 г.

ISBN 978-5-00193-026-6 (объясн. зап.)
ISBN 978-5-00193-027-3

© Роснедра, 2021
© ОАО «ЦКЭ», 2002
© Коллектив авторов и редакторов, 2002
© Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2002
© Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2021

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ 5
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ....7
СТРАТИГРАФИЯ....14
ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ И МЕТАМОРФИЗМ....36
ТЕКТОНИКА 76
ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ....82
ГЕОМОРФОЛОГИЯ....87
ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ 90
ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА....106
ГИДРОГЕОЛОГИЯ....113
ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА....115
ЗАКЛЮЧЕНИЕ....117
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ 118
Приложение 1. Список месторождений полезных ископаемых, показанных на карте полезных ископаемых листа R-36-XXV,XXVI Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 122
Приложение 2. Список месторождений полезных ископаемых, показанных на карте четвертичных образований листа R-36-XXV,XXVI Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 123
Приложение 3. Список проявлений (П), пунктов минерализации (ПМ) полезных ископаемых, вторичных геохимических ореолов (ВГХО), гидрохимических (ГДХА) и геофизических (ГА) аномалий, показанных на карте полезных ископаемых лист R-36-XXV,XXVI Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 124
Приложение 4. Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых 136
Приложение 5. Список пунктов определения абсолютного возраста....137

ВВЕДЕНИЕ

Территория листа R-36-XXV,XXVI площадью 5 845 км^2, ограниченная координатами 30°00'–32°00' в. д., 68°40'–69°20' с. ш., расположена в северо-западной части Кольского полуострова, в пределах Печенгского района Мурманской области. Она охватывает северо-западный фрагмент Беломоро-Лапландской палеоколлизионной зоны, маркирующей границу Кольского и Беломорского геоблоков, ограниченной с юга подошвенной частью надвига Лапландской гранулитовой зоны и Солозеро-Анистундровской шовной зоны, с севера – Каллоярским глубинным разломом и Кеулик-Кениримской зоной гранитизации с останцами карельских вулканических структур.

Природные условия территории определяются ее положением на северной окраине Балтийского щита. Рельеф района довольно расчлененный и характеризуется чередованием возвышенностей с обширными заболоченными депрессиями. Абсолютные отметки поверхности изменяются от 80 м (побережье Верхнетуломского водохранилища) до 578 м (гора Кучинтундра). В северной и центральной частях территории развит мелкогорный рельеф. Здесь расположены самые высокие горы района – Кучинтундра, Матерт, Шульгаайв, Порьиташ, Тюльпвыд и др. Относительные превышения составляют от 230 до 320 м. Для гор характерны крутые, часто обрывистые склоны и округлые или гребневидные вершины, несущие ясные следы ледниковой обработки. Западная часть площади представляет собой всхолмленную, заболоченную равнину с абсолютными отметками 155–260 м и относительными превышениями 65–130 м. Большая часть холмов имеет округлые формы и пологие склоны. Изредка на общем равнинном фоне отмечаются небольшие горы высотой 285–300 м с плоскими вершинами и относительно пологими склонами – Вехстуодарр, Валесшиэти и др. Практически вся южная и большая часть северо-востока района имеет крупнохолмистый ландшафт, представленный серией горных массивов (горы Бол. Кариквайвишь, Ленк, Виймвид, Кениримвайвишь и др.) высотой от 300 до 451 м и относительными превышениями 80–200 м. Для большинства возвышенностей характерны округлые, сглаженные вершины и сравнительно пологие склоны, как правило, перекрытые чехлом ледниковых отложений. Горы северо-восточной части площади имеют неправильную форму и довольно хорошо обнажены. Восточная часть территории представляет собой всхолмленную низменность с овальными и линейно-вытянутыми в северо-восточном направлении возвышенностями высотой 220–300 м с наивысшей точкой 344 м на горе Агисвайвишь.

Гидрографическая сеть района, представленная многочисленными озерами, реками и ручьями, принадлежит бассейну Баренцева моря. Характерной особенностью основной части озерно-речной системы района является четкая северо-восточная ориентировка, что обусловлено направлением разрывной тектоники. Южная часть площади листа занята северными заливами и бухтами Верхнетуломского водохранилища, в которое впадают довольно крупные реки района – Акким, Аннама, Шовна. Центральная и северная части площади дренируются реками Печенга, Титовка и Западная Лица. Наиболее крупные озера – Алла-Аккаярви, Хутоявр, Урдозеро, Ечозеро и др. Основные водные артерии района полноводны и сильно порожисты. Большая часть из них представляет собой перепад вод между озерными котловинами, расположенными на разных уровнях, что делает их непригодными для использовании в транспортных и в других хозяйственных целях.

Климат района, расположенного севернее Полярного круга, суровый, несколько смягченный влиянием теплого Северо-Атлантического течения Гольфстрим, характеризуется холодной продолжительной зимой и прохладным коротким летом. Среднемесячная температура января –14 °С, июля +11...+13 °С. Снежный покров устанавливается в начале октября и сходит в конце мая. Среднегодовое количество осадков – 450–480 мм. Большая часть их выпадает в июле–сентябре, меньшая – в январе–феврале.

В экономическом отношении район практически не освоен. В северо-восточной части площади проходит железная дорога Печенга–Мурманск и параллельно ей – старая грунтовая доро-

га. Вдоль южной границы территории проходит автомагистраль Мурманск–Лотта, от 130 км которой отходит автотрасса, соединяющая ее с пос. Приречный и Никель, расположенные в 5 км от северной границы площади. Малочисленное население района представлено обслуживающим персоналом железнодорожных станций Титовка и Моккет, военнослужащими пограничного поста, а также незначительным количеством народа, еще проживающего в пос. Приречный, практически ликвидированного в связи с полной отработкой месторождений медно-никелевых руд Аллареченское и Восток и закрытием рудников.

Экологическая обстановка района в целом благоприятная. Шлейфы газовых выбросов близ расположенного комбината «Печенганикель» оказывают неблагоприятное химическое воздействие только на северо-западную часть площади.

Площадь листа имеет довольно сложное геологическое строение и характеризуется удовлетворительной обнаженностью, за исключением западной его части. На весь лист имеются аэрофотоснимки масштаба 1 : 24 000–1 : 35 000, материалы космических съемок масштаба 1 : 200 000, выполненные аппаратурой КФА-1000. Цветной композит в спектральных зонах 500–600, 600–700 и 700–800 нм на лист выполнен во ВНИИКАМ. Качество материалов в целом хорошее. Дешифрируемость геологических образований, кроме четвертичных, на черно-белых МАКС низкая, на цветном композите – удовлетворительная. На всю площадь работ полностью выполнены: аэромагнитная и аэрогамма-съемка масштаба 1 : 50 000, аэромагнитная съемка масштаба 1 : 25 000, гравиметровая съемка масштаба 1 : 200 000–1 : 50 000; частично – аэроэлектроразведка масштаба 1 : 25 000 и магнитная съемка масштаба 1 : 50 000–1 : 2 000. Вся площадь листа покрыта геологическими съемками масштаба 1 : 50 000, выполненными в период 1956–1972 гг., материалы которых послужили фактической основой для составления Госгеолкарты-200. Кроме того, вся площадь входит в контур геологического доизучения масштаба 1 : 200 000 северо-западной части Кольского полуострова, а северо-западная часть – в контур ГДП-50 Печенгской структуры. Территория листа полностью входит в площадь Госгеолкарты-1000 R-(35)-37 нового поколения.

Работы выполнены на основе Легенды к Кольской серии листов Госгеолкарты-200, утвержденной НРС ВСЕГЕИ в 1995 году. Региональная хроностратиграфическая шкала 2000 года, еще не утвержденная на МСК, учтена в работе только для корректировки временных границ ранга надгоризонта.

Для решения неясных вопросов и уточнения геологического строения района в процессе подготовки к изданию были выполнены редакционно-увязочные и специализированные маршруты в объеме 500,6 пог. км, из них 2,23 пог. км – детализационные, маршруты по четвертичным отложениям – 231,5 пог. км.

Л. С. Молотковым и Н. П. Молотковой проведено контрольно-увязочное картографирование в пределах массива Руоссель. А. Б. Дураковой, А. М. Ремизовой в 2000–2001 гг. велись полевые работы в пределах зоны сочленения Кольского и Беломорского блоков, западном замыкании Лапландской зоны гранулитов, площадях развития гранитоидов луостаринского и лицко-арагубского комплексов. Л. Р. Семеновой проведены исследования четвертичных образований. В районе практически постоянно ведутся поисково-разведочные работы Печенгской экспедицией, базирующейся в пос. Никель.

В полевых работах участвовали А. Б. Дуракова, А. М. Ремизова, Л. Р. Семенова, Л. С. Молотков, Н. П. Молоткова, В. М. Лобаев (ВСЕГЕИ), С. П. Ерохов, В. Л. Жадрицкий, Г. В. Гавриловский. В подготовке материалов принимали участие А. Б. Дуракова, А. М. Ремизова, Л. Р. Семенова, Н. Т. Рожкова, Р. В. Карпова, Н. Т. Шимко, Л. Г. Туманова, Е. П. Шелепина. В создании цифровой модели комплекта карт принимали участие Е. Ю. Воргачева, О. А. Агафонова, С. Н. Верещагин, Л. В. Пустовойтова, Н. А. Лукьянова, А. Н. Дудник (СпецИКЦ). Создание базы первичных геологических данных в системе АДК выполнено А. Б. Дураковой, Н. Т. Шимко, Л. Г. Тумановой, формализованных легенд – А. М. Ремизовой, Л. Р. Семеновой.

Петрографическое описание шлифов выполнено А. М. Ремизовой. Химико-аналитические исследования осуществлялись в ОАО «Кольский геологический информационно-лабораторный центр» (г. Апатиты) и Санкт-Петербургском Госуниверситете. Радиоуглеродные исследования выполнены сотрудником Санкт-Петербургского Госуниверситета Е. В. Макаровой, палинологические определения – Э. С. Плешивцевой.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

Одно из первых упоминаний о геологическом строении района относится к концу XIX века – это описание магнитной аномалии, сделанное Б. А. Поповым на одной из возвышенностей в центральной части территории, до сих пор носящей его имя – Попова Тундра. Позднее, начиная с 1911 г., геологосъемочные и поисковые исследования проводились А. А. Полкановым, М. Ф. Шестопаловым, Н. И. Якушевым, С. М. Рутштейном, П. В. Соколовым и были сосредоточены, в основном, в центральной и юго-восточной частях территории. Северо-западная часть района до 1944 г. относилась к территории Финляндии и изучалась слабо.

Систематическое геологическое изучение исследуемой площади начато после окончания Великой Отечественной войны и включения Печенгского района в состав СССР. В конце сороковых годов в площади листа проведена геологическая съемка масштаба 1 : 100 000 (С. Д. Покровский и др., 1945) и 1 : 200 000 (Н. И. Апухтин, В. А. Клокова, 1948–1949; Т. Л. Гольдбург, П. В. Яковлев, 1948; В. А. Попова, 1950). В это же время значительная часть площади листа R-36-XXV,XXVI была покрыта аэромагнитной съемкой масштаба 1 : 200 000 и масштаба 1 : 100 000 (Е. А. Каспарова, 1949).

С начала пятидесятых годов с целью поисков перспективных никеленосных объектов, в меньшей степени – железа, молибдена и других полезных ископаемых на территории района, осуществляются планомерные поисково-съемочные работы масштаба 1 : 50 000 Л. И. Ивановой (1953 г.), Е. В. Тавастштерн и Н. В. Карпинской (1955 г.), С. А. Дюковым (1956 г.), К. Д. Беляевым (1958 г.), Л. И. Увадьевым (1959–1960 гг.), В. А. Гореловым, А. С. Поповым, Р. А. Хазовым (1960 г.). В результате этих исследований получены достаточно полные сведения о геологии, тектонике, магматизме и полезным ископаемым района. Съемка проводилась комплексно. Наряду с изучением кристаллических пород и четвертичных образований, она сопровождалась радиометрическими наблюдениями, шлиховым и металлометрическим опробованием рыхлых отложений. С. Ф. Бискэ и А. А. Никоновым были выделены все известные на площади генетические типы четвертичных образований и описаны особенности рельефа. А. А. Никоновым были выявлены и неизвестные ранее условия формирования осадков: меньшая энергия оледенения на северо-восточном фронте по сравнению с южным и юго-восточным фронтом Скандинавского ледникового покрова; сочетание ареальной и фронтальной дегляциации в толще ледника; зависимость изостатических движений голоценового времени от геологической структуры [13]. Наряду с этим следует отметить, что вышеперечисленные геологосъемочные работы не были обеспечены геофизическими и геохимическими основами, картировочное бурение не проводилось, что отрицательно сказалось на качестве и достоверности материалов. Тем не менее, все имеющиеся данные были систематизированы и обобщены Л. И. Увадьевым (1963 г.) в пояснительной записке к Государственной геологической карте масштаба 1 : 200 000. В дальнейшем геологосъемочные работы на территории листа не проводились.

Результаты выше перечисленных исследований были положены в основу для создания мелкомасштабных обобщающих карт восточной части Балтийского щита – прогнозно-металлогенической (И. В. Барканов, 1963 г.) и тектонической (А. В. Перевозчикова, 1969 г.).

С конца 1950-х годов и до настоящего времени на территории района проводятся лишь поисковые работы масштаба 1 : 25 000–1 : 10 000 и крупнее. Все усилия направлены на обнаружение сульфидного медно-никелевого, попутно – колчеданного оруденения, и графита. Работы проводились преимущественно в пределах Аллареченского рудного района, в южном крыле Печенгской структуры, Карикъяврском рудном районе, в меньшем количестве – на площади Ловнозерской и Солозеро-Анистундровской зон (К. Д. Беляев, 1966; В. В. Проскуряков, 1967; В. А. Горелов, 1958–1965; В. С. Тихонов, 1966–1987; Ю. И. Гольдберг, 1968–1969; В. К. Квашнин, 1973–1974; Ю. И. Филлимонов, 1968–1971; Колесников Г. П., 1966–1972; Г. Я. Кушнер, 1985–1989; В. Н. Климентьев, 1984–1987; Н. К. Мишарин, 1999; В. С. Пустовойтов, 2000; Е. З. Штиман, 1962; Е. И. Буевич, 1972–1974; В. Н. Иванченко и др., 1987; Б. Г. Копытько,

1978–1981; Петрова Т. В., 1982–1986 и др.). Поиски осуществлялись комплексно с применением горно-буровых работ, магниторазведки, электроразведки. В результате работ составлены сводные карты магнитного, электромагнитного и гравитационного полей, уточнено стратиграфическое расчленение пород, петрохимическая характеристика ультрабазитов и амфиболитов, определены поисковые признаки на никель и рекомендован рациональный комплекс методов для различных стадий поисков сульфидного медно-никелевого оруденения. При заверке геофизических аномалий выявлено большое количество массивов ультрабазитов с медно-никелевым оруденением – месторождение Восток, проявления Аннама, горы Широкая, Акким, Карикъявр, Сакен, Пауст, часть магнито-электрических аномалий связана с колчеданным оруденением – Валас, Кучинтундра и др., графит-сульфидной минерализацией – Скалистый, Южное; обнаружены проявления железа, золота и платиноидов.

Весь накопленный к середине семидесятых годов богатейший фактический материал по северной и центральной части площади систематизирован и обобщен в рамках ГДП-50 [80]. Работы завершились составлением геолого-структурной и прогнозной на никель карт в масштабе 1 : 50 000 по Печенгско-Аллареченскому горнорудному району, что свидетельствует о неослабевающем интересе к поиску промышленного оруденения в этом районе. В результате работ на основе разработанных поисковых критериев и признаков, с учетом формационного анализа базит-гипербазитовых интрузий, проведено металлогеническое районирование территории, выделены металлогенические рудные и потенциально рудные зоны, даны рекомендации на поиски медно-никелевых руд.

С середины восьмидесятых годов на площади проводились работы по обобщению и систематизации накопленной информации, затрагивающей вопросы региональной геологии, геофизики, геохимии, металлогении, петрологии, метаморфизма.

В 1987 г. ЦКК ГЭ завершила работы по геологическому доизучению масштаба 1 : 200 000 северо-западной части Кольского полуострова [86], в площадь которой входит и описываемая территория. В результате этих работ составлены обновленная геологическая карта, ставшая основой для создания ГК-200, прогнозная карта полезных ископаемых масштаба 1 : 200 000 и дана оценка перспектив площади на комплекс полезных ископаемых. Получены новые данные о геологическом строении территории, по-новому выполнено тектоническое районирование, стратиграфическая схема составлена на основе региональной схемы докембрия с изменениями.

В 1985–1991 годы МОМКАГЭ ПГО «Аэрогеология» проводились работы по геологическому дешифрированию материалов аэро- и космосъемок с комплексом работ по наземной проверке с целью выяснения геологической природы отдешифрированных объектов и их поискового значения и составлению глубинной прогнозно-геодинамической карты масштаба 1 : 500 000 Кольского полуострова [85]. На геодинамической карте Кольского полуострова выделены комплексы-индикаторы палеогеодинамических обстановок, реконструированные на основании сравнения вещественных (петрохимические характеристики, содержания РЗЭ, малых рассеянных элементов), структурных, геофизических и других признаков с эталонами современных геодинамических обстановок. Карта сопровождается глубинными разрезами.

В 1986–1991 гг. силами ЦКЭ проводится геолого-минерагеническое картирование масштаба 1 : 500 000 Кольского полуострова и северной Карелии (ГМК-500) на никель, связанный с раннепротерозойскими структурно-вещественными комплексами, кимберлитовые источники алмазов позднепротерозойских–палеозойских структурно-вещественных комплексов [36]. По результатам работ, сопровождавшихся большим количеством геологических исследований (маршрутных, горно-буровых, аналитических) выделена Кольская структурно-металлогеническая зона, контролирующая размещение медно-никелевых руд, в состав которой входит и площадь листа, дана оценка прогнозных ресурсов.

В 1997 г. завершились работы по геологическому доизучению Печенгской структуры масштаба 1 : 50 000. В южном обрамлении Печенгской структуры, частично входящей в площадь листа, выделена синорогенная габбро-диорит-плагиогранитная формация, включающая диориты и плагиограниты каскельяврского комплекса и метагабброиды, метадиориты-метаплагиограниты каскамского комплекса; относимые ранее к лопию тюльпвыдская (тюльвыд-кеулик) и тальинская толщи рассматриваются как карельские образования, хотя трактовка стратиграфического положения тальинской толщи осталась неоднозначной. Получены радиогеохронологические данные по андезит-дацитовым порфиритам пороярвинской экструзии. Проведена детализация выделенных ранее генетических типов четвертичных образований до генетических подтипов и групп фаций.

В 1998 г. завершены работы по подготовке к изданию Госгеолкарты-1000 R-(35)-37 – Мурманск [7]. Одним из наиболее важных выводов по территории листа является трактовка каскамских супракрустальных (по работам разных авторов 1969–1974 гг.) образований в качестве

каскамского трехфазного интрузивного комплекса и корреляция его с калевийскими диоритоидами Лапландской гранулитовой зоны.

В 1998 г. ГГП «Минерал» (А. П. Никитичев и др.) закончены работы по оценке перспектив Мурманской области на выявление месторождений медно-никелевых руд, в том числе дана прогнозная оценка ресурсов Печенгско-Аллареченской площади.

Изучение четвертичных образований в пределах листа R-36-XXV,XXVI началось в 1940–1950-х годах съемочными работами масштаба 1 : 50 000 (Плотникова Е. К., Бискэ Г. С, 1948; Барабанова Ю. П., 1948; Попова В. А., 1951; Михайлюк Е. М., 1953; Карпинская Н. В., 1955; Увадьев Л. И., 1959, 1960; Хазов Р. А., 1960). В результате были выделены все известные на данной площади генетические типы четвертичных образований и описаны особенности рельефа. А. А. Никоновым были выявлены и неизвестные ранее условия формирования осадков: меньшая, по сравнению с южным и юго-западным фронтом скандинавского покрова энергия оледенения на северо-восточном фронте; сочетание ареальной и фронтальной дегляциации; зависимость изостатических движений в голоценовое время от геологической структуры кристаллических пород [13]. При ГСР-50 в начале 1990-х годов в северо-западной части листа В. О. Назаренко [63] произвел детализацию выделенных ранее генетических типов четвертичных образований до генетических подтипов и групп фаций.

В конце 1970-х годов В. Г. Чувардинским были выполнены детальные валунные поиски в пределах Карикъяврского рудного поля, на участках Солозеро–Курбыш, детально изучен петрографический состав валунов и их разнос [82, 83]. Этим методом в юго-восточной части площади выделено пять перспективных участков на поиски никеля [82] и выявлено наличие четырех массивов с медно-никелевым оруденением [83].

Исследуемая площадь полностью покрыта геохимическими поисками по потокам рассеяния масштаба 1 : 50 000–1 : 100 000 (рис. 1), частично по коренным породам и гидрохимическим опробованием поверхностных и грунтовых вод (В. А. Чекушин, 1973–1975; А. П. Никитичев, 1978–1982; В. П. Дубягин, 1985; Е. Н. Семенов, 1990; М. А. Сотникова, 1972; В. В. Осипов, 1983 и др.). Основной задачей геохимических работ являлись поиски сульфидных медно-никелевых руд, попутной – оценка территории на другие типы сульфидных проявлений. Основная аналитическая база – полуколичественный спектральный анализ на 18–28 элементов, при гидрохимических поисках – анализ вод на основные рудные элементы (никель, медь, сульфат-ион, реже – кобальт). Геохимические поиски масштаба 1 : 25 000–1 : 10 000 по рыхлым отложениям и частично по коренным породам выполнены на участках, выделенных в качестве перспективных на поиски медно-никелевых руд по результатам предшествующих работ Э. В. Мурова (1960 г.) и Н. К. Михняк (1978 г.) и др.

Аэрогеофизическими методами (магнито- и гамма-съемка) масштаба 1 : 200 000 изучена практически вся площадь листа (Т. А. Поротова, 1958). В дальнейшем большая часть из них перекрыта аэрогеофизическими работами (магнито-, электро- и гамма-съемка) масштаба 1 : 50 000–1 : 25 000 и крупнее (Л. М. Любавин, 1962, 1964; Н. Н. Савельев, 1963; Ю. Л. Кузьмин, 1963; А. Н. Юдаков, 1975 и др.). Результаты этих работ в большинстве своем были учтены при составлении Госгеолкарты-200 первого поколения (рис. 2). Сводная карта магнитного поля территории работ масштаба 1 : 200 000 в современной компьютерной обработке и компьютерном дизайне выполнена ГП «Петербургская геофизическая экспедиция», ассоциацией «Росгеофизика» и СЗЦ «Геоинформатика и мониторинг» в 1999 году. Вся территория работ изучена гравиразведкой масштаба 1 : 200 000, выполненной в разные годы ЗГТ, и частично – масштаба 1 : 50 000 (рис. 3), которые были использованы при составлении Госгеолкарты-200 первого поколения (Л. К. Кокорина, 1972; Е. Д. Чалых, Н. И. Колпаков, 1976; М. К. Поляк, 1969 и др.).

Наземные геофизические работы масштаба 1 : 25 000–1 : 10 000 и крупнее (магнито- и электроразведочные, иногда в сочетании с профильной гравиразведкой) использовались для поисков тел гипербазитов и сульфидного оруденения (рис. 4, 5). При электроразведочных работах использовались методы СП (Н. М. Парфененко, 1958), ДИП, МПП (Е. П. Беляев, 1966; С. В. Шатилов, 1964; Н. И. Колпаков, 1969; Н. Ф. Скопенко, 1979), в более позднее время – РСВП, ЗМПП (В. С. Митюгов, 1992). Выявлен ряд магнитных и гравиметрических аномальных объектов, связанных с телами ультраосновных пород, аномалии электропроводимости, сопоставимые с зонами сульфидной минерализации. По полученным геофизическим данным установлено подобие структур Хихнаярвинского и Аллареченского блоков, в пределах которых выделены рудоконтролирующие системы тектонических нарушений.

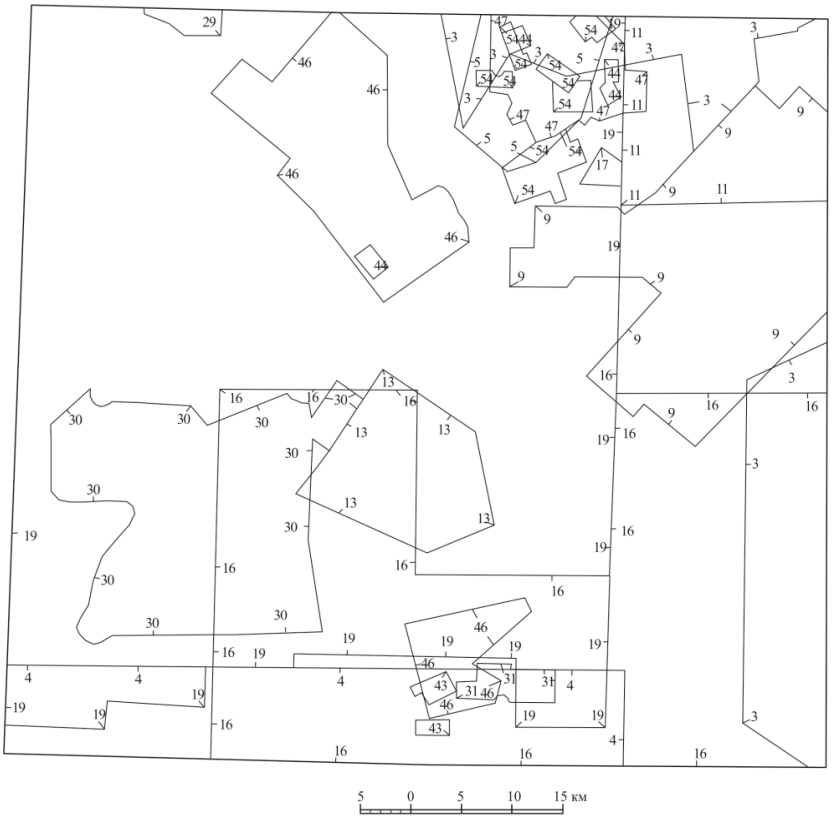


Рис. 1. Схема геохимической изученности.

Условные обозначения см. на рис. 5.

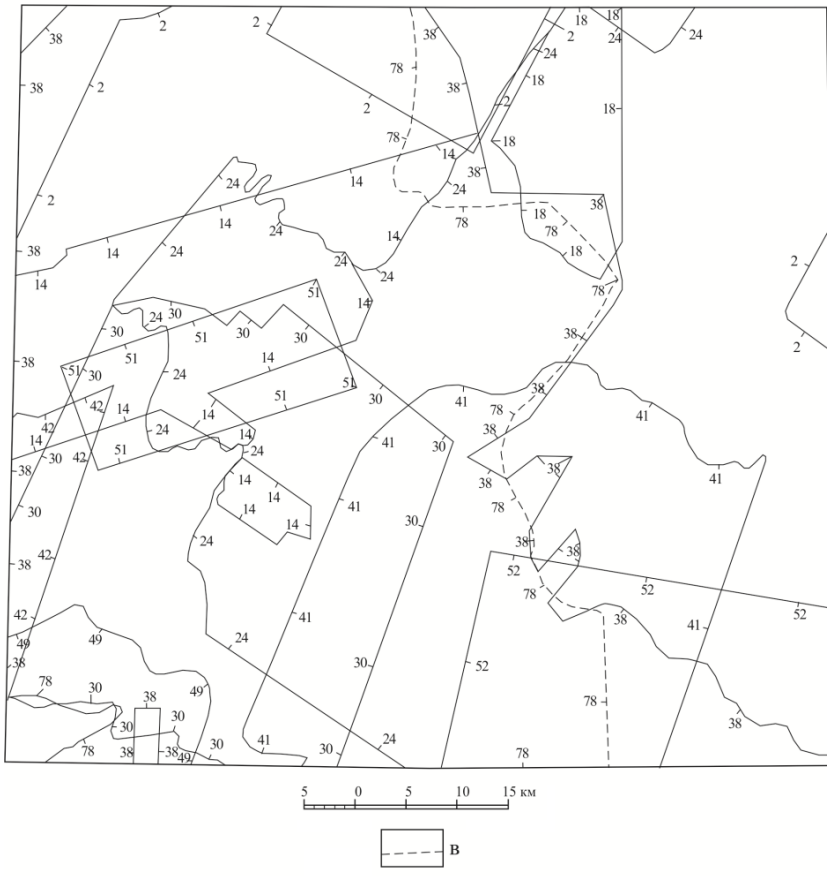


Рис. 2. Схема аэрогеофизической изученности.

Условные обозначения см. на рис. 5.

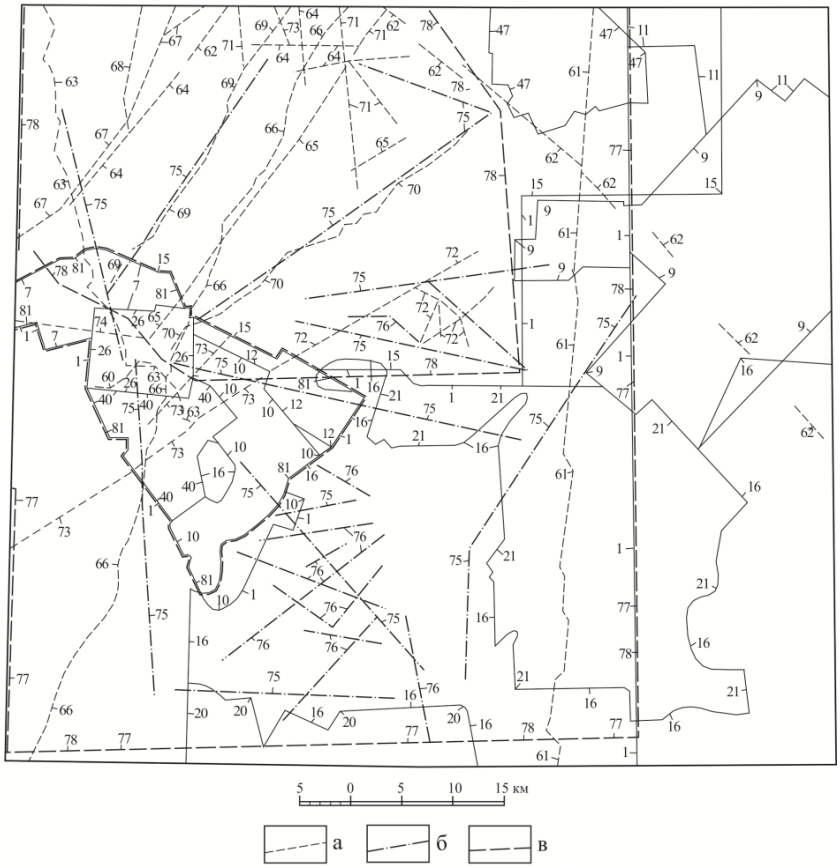


Рис. 3. Схема гравиразведочной и сейсморазведочной изученности.

Условные обозначения см. на рис. 5.

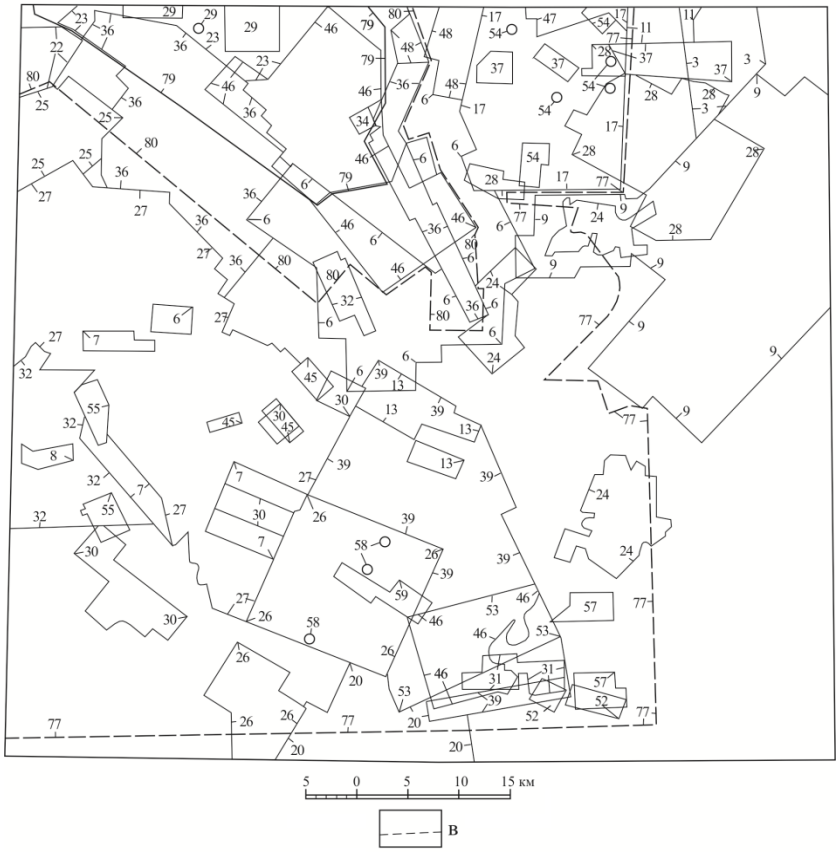


Рис. 4. Схема магниторазведочной изученности.

Условные обозначения см. на рис. 5.

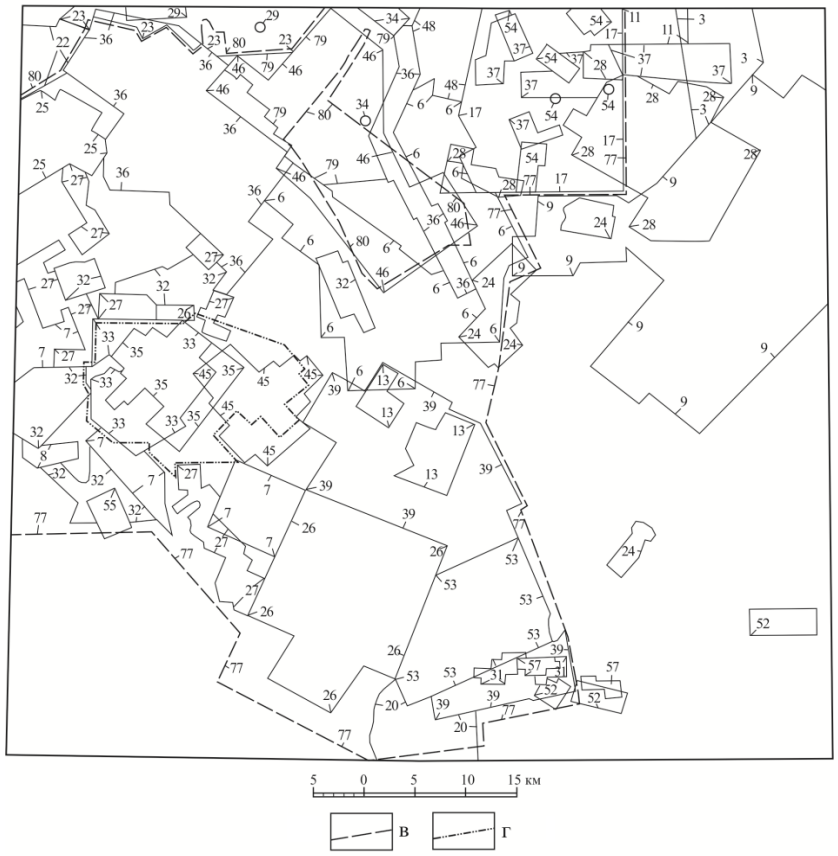


Рис. 5. Схема электроразведочной изученности.

а – сейсморазведочные профили; б – профильные работы методом теллурических токов; в – контуры обобщающих работ; г – площадь детальных электроразведочных работ (7, 10, 26, 27, 39, 50).

Работы масштаба 1 : 200 000: 1 – Поляк М. К., 1962; 2 – Поротова Г. А. 1958; 3 – Осипов В. В., 1984.

Работы масштаба 1 : 100 000: 4 – Никитичев А. П., 1982; 5 – Свешников Г. Б., 1972.

Работы масштаба 1 : 50 000: 6* – Анзель В. В., 1972; 7* – Беляев Е. П., 1966; 8* – Беляев Е. П., 1968; 9 – Громов Ю. Я., 1977; 10* – Долгов Г. П., 1965; 11* – Дубягин В. П., 1985; 12 – Козлова Н. А., 1964; 13* – Крылов Е. И., 1971; 14* – Любавин Л. М., 1962; 15 – Поляк М. К., 1969; 16 – Семенов Е. Н., 1990; 17* – Сотникова М. А., 1972; 18 – Сусленников В. В., 1961; 19* – Чекушин В. А., 1975; 20* – Шац Л. А., 1975; 21 – Шкрабо И. В., 1980; 22* – Штительман Е. З., 1962; 23* – Штительман Е. З., 1964; 24* – Юдаков А. Н., 1975.

Работы масштаба 1 : 25 000: 25** – Буевич Е. И., 1974; 26** – Вдовиченко Ю. Я., 1962, 1963; 27** – Горелов В. А., 1964, 1965; 28** – Данилов С. Н., 1984; 29** – Захарова Н. И., 1980; 30** – Иванов А. Н., 1959; 31** – Иванченко В. Н., 1989; 32 – Квашнин В. К., 1975; 33 – Климентьев В. Н., 1987; 34** – Колесников Г. П., 1972; 35 – Колесников Г. П., 1983; 36** – Колпаков Н. И., 1969; 37** – Копытько Б. Г., 1978; 38** – Кузьмин Ю. Д., 1963; 39 – Кузьмин Ю. Д., 1972; 40** – Ларионов В. А., 1964; 41 – Любавин Л. М., 1965; 42** – Любавин Л. М., 1967; 43** – Майоров Н. Ф., 1973; 44** – Михняк Н. К., 1978; 45** – Митюгов В. С., 1992; 46** – Мурова Э. В., 1960; 47** – Петрова Т. В., 1986; 48 – Пигулевский И. В., 1967; 49 – Савельев Н. И., 1963; 50 – Скопенко Н. Ф., 1979; 51 – Смирнова И. А., 1962; 52 – Смирнова И. А., 1965; 53** – Шатилов С. В., 1964; 79 – Николаева Л. П., 1976.

Работы масштаба 1 : 10 000: 54 – Копытько Б. Г., 1981; 55 – Кушнер Г. Я., 1983; 57 – Чувардинский В. Г., 1984; 58 – Шляхов В. И., 1978; 59 – Зайковский А. Н., 1964.

Профильные сейсморазведочные работы: 60 – Анкундинов С. А., 1962; 61 – Анкундинов С. А., 1982; 62 – Анкундинов С. А. 1984; 63 – Бартенев И. С., 1986; 64 – Кокорина Л. К., 1968; 65 – Кокорина Л. К., 1969; 66 – Литвиненко И. В., 1962; 67 – Литвиненко И. В., 1963; 68 – Литвиненко И. В., 1964; 69 – Литвиненко И. В., 1965; 70 – Литвиненко И. В., 1966; 71 – Литвиненко И. В., 1967; 72 – Меламуд М. Е., 1970; 73 – Меламуд М. Е., 1971; 74 – Меламуд М. Е., 1972.

Профильные работы методом теллурических токов: 75 – Васин Н. Д., 1968; 76 – Васин Н. Д., 1970.

Обобщающие работы: 77 – Чалых Е. Д., 1976; 78 – Кокорина Л. К., 1972; 80 – Гринченко Б. М., 1964; 81 – Каверзнева Н. А., 1967.

В результате сейсморазведочных работ (МОВ) (рис. 3), проведенных в пределах южного крыла Печенгской структуры (И. В. Литвиненко, 1962–1967; Л. К. Кокорина, 1968–1969), по-

* С участками работ масштаба 1 : 25 000.

** С участками работ масштаба 1 : 10 000.

строены опорные глубинные разрезы через Печенгскую структуру. По сейсмическим профилям (М. Е. Меламуд, 1970, 1973; М. Д. Лизинский, 1978; С. А. Анкундинов, 1983), пересекающим практически всю площадь в направлении север–юг и юго-запад–северо-восток, установлено чешуйчатое строение к северу от Аллареченского блока, установлены мощности отдельных подсвит и всей Печенгской структуры, установлено ограниченное распространение на глубину массива Каскель. В середине восьмидесятых годов в пределах Аллареченского рудного района отрабатывалась новая методика по использованию вибросейсмической аппаратуры для поисков медно-никелевых руд (И. С. Бартенев и др.), который дал определенные положительные результаты.

Степень изученности гидрогеологических особенностей территории листа R-36-XXV,XXVI различна. Наиболее детально изучена северо-западная и центральная часть площади, в полосе развития медно-никелевых месторождений Печенгской группы. Общие сведения по гидрогеологии района получены при проведении геологосъемочных и поисковых работ масштаба 1 : 50 000 в междуречье Шуонийоки–Печенга–Титовка (Иванова Л. И., 1953), в верховье р. Титовка (Карпинская Н. В., 1955), в районе тундр Кучин–Матерт–Шульгаайв (Увадьев Л. И., 1958), в районе озер Хутоявр–Куккесяур (Хазов Р. А., 1959).

В 1956–1957 годах изучались гидрогеологические условия бассейна рек Зап. Лица, Титовка, Шовна, Печенга, Лотта (Захарова А. П., лист R-36-XXVI; Заварзина Л. Н., лист R-36-XXV).

Гидрохимические исследования подземных вод проводились, в основном, в комплексе поисковых работ на никель, медь, кобальт масштаба 1 : 50 000 и 1 : 100 000 (Беляев К. Д., 1959; Иванов А. Н.,1959; Гуревич В. И., 1966; Суэтин Ю. Я., 1970; Свешников Г. Б., 1972; Сотникова М. А., 1972; Чекушин В. А., 1975 и др.).

Собственные гидрогеологические исследования не проводились.

Несмотря на длительное изучение описываемой территории, вопросы, касающиеся стратиграфии и взаимоотношений отдельных комплексов пород остались невыясненными.

СТРАТИГРАФИЯ

В процессе многолетних исследований концепция стратификации глубоко метаморфизованных пород в пределах блоков археид и Лапландской гранулитовой зоны не получила своего подтверждения. К стратифицированным образованиям относятся лишь нижнепротерозойские вулканогенно-осадочные толщи Печенгской зоны карелид, развитые в пределах северо-западной части территории и метавулканиты эрозионных останцовых структур возвышенностей Тукчель, Нойдозеро, Виймвид, Шовна, протягивающихся субширотно в юго-восточной части территории.

КАРЕЛЬСКАЯ (НИЖНЕПРОТЕРОЗОЙСКАЯ) ЭОНОТЕМА

НИЖНЕКАРЕЛЬСКАЯ ЭРАТЕМА

В пределах территории размещаются юго-восточный фланг северо-восточного крыла Печенгской структуры и большая восточная часть Южно-Печенгской зоны. Их разрез является стратотипическим разрезом карелид для Кольского полуострова. В сводном разрезе карелид печенгского комплекса выделяются осадочно-вулканогенные серии сариолия, ятулия, людиковия северо-восточного крыла синклинория и калевия – Южно-Печенгской меланжево-складчатой зоны. Северо-Печенгская зона представлена на территории юго-восточными флангами метаморфизованных чередующихся толщ осадочных и вулканических пород ахмалахтинской (сариолий), куэтсъярвинской (ятулий), колосйокской и пильгуярвинской серий (людиковий).

Печенгская структура в целом является одним из сегментов Печенга-Варзугской рифтогенно-коллизионной зоны карелид. Моноклиналь северо-восточного крыла Печенгской структуры сложена чередующимися толщами метавулканитов и метаосадочных пород. Сочленением северо-восточного полого-складчатого крыла структуры с Южно-Печенгской меланжево-складчатой зоной является Каллояурский шов (предположительно – поддвиг). Его породы – углеродистые динамосланцы по туфогенно-осадочным и плутоническим породам – слагают линейное тело запад-северо-западной ориентировки мощностью от 0,25 до 3 км, крутопадающее на юго-запад. Именно это геологическое тело глубинного разлома, известное как каллояурская толща (свита), начинает разрез Южно-Печенгской зоны карелид. В его составе снизу вверх выделяются пороярвинская серия, представленная контрастными вулканитами и метаосадочными породами, и тальинская толща амфиболитов и метаосадочных пород.

Предположительно наиболее древними из карельских образований на данной территории представляются аповулканические амфиболиты эрозионных останцовых структур юго-востока территории. В Легенде-200 эти образования, традиционно именуемые толщей Кеулик-Кенирим, предположительно отнесены к верхнему людиковию на уровне свиты Матерт Печенгской структуры. Ранее они интерпретировались и в качестве докарельских или раннекарельских, также предположительно. Отсутствие надежных изотопных датировок, правомочность которых для этих пород всегда сомнительна из-за мощной позднекарельской гранитизации, в зоне которой и размещаются означенные останцовые структуры, оставляет вопрос возраста толщи открытым. В процессе работы над картой и заверочных полевых работ наиболее естественной представляется трактовка толщи амфиболитов как вулканогенных образований сумия. Нахождение субширотной зоны их развития параллельно и в непосредственном контакте (по гранитизированным породам) с интрузивными магматитами солозеро-анистундровского комплекса сумия позволяют сделать это допущение наиболее логичным. Ему не противоречат близость состава габброидных фаций из ксенолитов мигматит-гранитов обеих зон, а также характер и степень полициклической гранитизации, широко проявленной в обеих зонах, выведенных на один уровень в главный (калевийский) этап коллизионного цикла.

К **сумию** на рассматриваемой территории предположительно отнесены метаморфизованные

в амфиболитовой фации преимущественно базальтоидные образования с редкими прослоями осадочных и туфогенных пород, выделенные в толщу Кеулик-Кенирим (KR_1^1kk). С названием Кеулик-Кенирим впервые они выделены в 1960 г. [66]. Породы толщи Кеулик-Кенирим слагают останцовые, преимущественно моноклинальные структуры возвышенностей Тукчель, Нойдозеро, Виймвид и Шовна, субширотно протягивающиеся в юго-восточной части территории. Ширина останцовых структур от 1 до 2 км при протяженности от 4 до более 15 км. Граничат породы толщи повсеместно с мигматит-гранитами и степень их гранитизации, проявленной по периферическим участкам структур, возрастает к границам их, проведенным часто условно. Границы эти, тектонизированные или тектонические, – прямолинейные, согласные сланцеватости пород с падением в южных румбах. В этих случаях граничащие породы более контрастны по степени гранитизации. В других случаях отмечаются (оз. Курбыш, Нойдозеро) постепенные переходы амфиболитов в мигматиты и гнейсограниты. Мощность толщи более 1 000 м.

Разрез толщи в целом представляется достаточно монотонным и сложен однородными мелкозернистыми апобазальтовыми амфиболитами. На западном склоне горы Виймвид среди амфиболитов отмечается [66] пачка сланцев мощностью около 300 м. В нижней ее части – амфиболовые плагиосланцы, вышележащие кварц-амфиболовые плагиосланцы еще выше сменяются кварц-биотит-амфиболовыми, которые в свою очередь перекрываются алевролитоподобными биотит-кварцевыми сланцами. Сланцеватость всех этих пород и подстилающих их амфиболитов ориентирована параллельно близрасположенному с запада Виймвидскому разлому, падение ее на восток-северо-восток от 60 до 80°. Восточнее этой «пачки» сланцеватость пород повсеместно ориентирована субширотно. Таким образом, можно предполагать, что зональность ее и состав могут быть связаны с тектоно-метасоматическими процессами в зоне влияния крупного разлома.

Наиболее распространенные сланцеватые амфиболиты сложены обыкновенной роговой обманкой (50–60 %) с пойкилитовыми включениями кварца или рудного, иногда – слабым замещением актинолитом; плагиоклазом (20–30 %) – андезином, меньше – олигоклазом, пренитизированными, соссюритизированными; в небольших количествах присутствуют биотит, хлорит, кварц, эпидот, ортит и рудные минералы, в основном титаномагнетит. Локально, вблизи контактов с гранитоидами отмечаются пироксеновые амфиболиты. В них равномерно распределенный диопсид замещается роговой обманкой. Также вблизи контактов с гранитами или в зонах перехода к ним в амфиболитах появляется биотит (до 10 %). В западных останцах (Нойдозеро) наблюдаются «прослои» гранатовых амфиболитов мощностью первые дм. Порфиробластический гранат представлен альмандином.

Амфиболовые плагиосланцы западного склона горы Виймвид сложены обыкновенной роговой обманкой, олигоклаз-андезином, с подчиненными кварцем, биотитом, хлоритом, карбонатом, эпидотом, лейкоксеном и акцессорными сфеном, апатитом, цирконом, рудным. Алевролитоподобные сланцы на 60 % состоят из кварца, 15 % плагиоклаза, замещающего амфибол мелкочешуйчатого биотита и также вторичных хлорита и эпидота.

По химическому составу амфиболиты соответствуют базальтам нормального ряда. Они содержат (в %): SiO_2 – 50,36; TiO_2 – 1,21; Al_2O_3 – 15,34; Fe_2O_3 – 4,34; FeO – 6,23; MnO – 0,27; MgO – 6,02; CaO – 11,84; Na_2O – 0,17; K_2O – 0,64.

Линейные останцовые структуры, сложенные амфиболитами толщи Кеулик-Кенирим, четко выделяются в физических полях – магнитном и силы тяжести – повышенными значениями, резко снижающимися в мигматит-гранитах. Это обусловлено их физическими свойствами.

На МАКС тундровые гряды выделяются светлыми фототонами, а лесные и переходные к ним зоны – темными. Последние, в сочетании со своеобразными пестрыми, сохраняются и в зонах мигматит-гранитов по субстрату пород толщи.

Согласно стратиграфической схемы РМСК и серийной Легенды, к **сариолию** в пределах северо-восточного крыла Печенгского синклинория относится **ахмалахтинская серия**. Серия включает две свиты – телевинскую базальную метаосадочную свиту серии и печенгского комплекса в целом и маярвинскую, сложенную преимущественно метаандезибазальтами.

Телевинская свита (KR_1^1tl). Базальные конгломераты свиты прослеживаются прерывистой полосой вдоль всего нижнего контакта северной части структуры, иногда отсутствуя в разрезе полностью. В пределах рассматриваемой территории они закартированы лишь у северной рамки ее на протяжении около 1 км при мощности до 350 м и выбурены на левобережье р. Титовка [30] на мощность около 50 м. В северном фрагменте конгломераты залегают непосредственно на мигматит-гранитах с маломощной корой выветривания в основании. В районе р. Титовка оба контакта линзы конгломератов тектонизированы, как и верхний контакт свиты в северном фрагменте. Как и в полном разрезе свиты, разбуренном северо-западнее территории,

в разрезе северного фрагмента выделяется [6] три пачки: нижняя около 60 м мощностью сложена крупновалунными полимиктовыми конгломератами с гравийно-песчанистым цементом. Средняя пачка (130 м) сложена грубокосослоистыми крупно-среднегалечными полимиктовыми конгломератами, содержащими горизонты и линзы аркозовых песчаников. В валунах и гальке первых двух пачек присутствуют граниты, гранодиориты, амфиболиты, гнейсы гранат-биотитовые. Верхняя пачка (110 м) состоит из полимиктовых, аркозовых песчаников и алевролитов, содержащих примесь вулканического материала, прослои ленточных грауваккових алевролитов с редкой галькой гранитов, слоистых железистых и карбонатно-кремнистых сланцев. А. М. Ахмедов [6] на основе формы плавающей гальки рассматривает отложения телевинской свиты в качестве тиллоидных.

В физических полях и на МАКС телевинская свита, вследствие малой мощности, не выражена.

Маярвинская свита (KR_1^1ma), развитая на всем протяжении моноклинали северо-восточного крыла Печенгской структуры, сложена преимущественно метаандезибазальтами. Севернее территории они согласно залегают на породах телевинской свиты, а в случае ее выклинивания – непосредственно на гранитоидах фундамента. В пределах территории нижний контакт пород свиты повсеместно тектонический или тектонизированный. Взаимоотношения с подстилающими породами телевинской свиты установлены в скв. III, 2200. Контакт согласный, стратиграфический, ровный в подстилающих породах, в верхней части разреза присутствует туфогенный материал, представленный лапиллями и бомбами, по вещественному составу не отличающимися от перекрывающих базальтов маярвинской свиты. На площади, где отсутствуют образования телевинской свиты, контакт с подстилающими биотитовыми гнейсами вскрыт скв. 2311, в этом случае он тектонический – базальты раздроблены, рассланцованы, превращены в микроплойчатые амфиболиты, подстилающие гранатсодержащие гнейсы так же интенсивно рассланцованы, хлоритизированы.

Разрез свиты имеет следующее строение: нижняя часть сложена покровами массивных шаровых базальтов мощностью от первых метров до нескольких десятков метров. Выше по разрезу среди базальтов появляются маломощные покровы, сложенные андезибазальтами, а также горизонты кластолав. Постепенно количество покровов андезибазальтов увеличивается. В верхней части среди базальтов и андезибазальтов появляются, а затем и преобладают покровы андезидацитов. Внешне от базальтов дациты отличаются более темной окраской, в них довольно часто наблюдаются порфировые выделения альбита. Мощность отдельных покровов лав колеблется от 0,5 до 15–25 м. Покровы имеют следующее строение: нижние части сложены микрозернистыми лавами мощностью от нескольких сантиметров до 1,5 м, средняя – несколько лучше раскристаллизована, здесь встречаются порфировые выделения плагиоклаза и пироксена полностью замещенного амфиболом, размеры их – 1–2 мм, и завершают разрез покрова мандельштейны. Размер миндалин колеблется от первых миллиметров до 1,5–2 см. Мощности горизонтов, сложенных миндалекаменными породами до 1,5–2 м. Распределены миндалины неравномерно, количество их колеблется от 2–5 до 40–50 % объема породы. Выполнены они карбонатом, кварцем, эпидотом, альбитом, часто зональные, периферия сложена эпидотом, центральные части – карбонатом и кварцем. Наряду с массивными и миндалекаменными базальтами в нижней части свиты встречаются и шаровые разности, размеры шаров преимущественно 15–25 см. По вещественному составу шаровые базальты не отличаются от массивных. В разрезе свиты часто встречаются горизонты, сложенные кластолавами.

Максимальная мощность свиты около 1 600 м, на юго-восточном фланге уменьшается до 700–750 м.

При резком преобладании в разрезе андезибазальтов для него также характерны магнезиальные базальты, базальты, андезиты, андезидациты и дациты. Магнезиальные базальты и базальты развиты преимущественно в нижней части разреза, реже встречаются в средней, а андезидациты и дациты тяготеют к верхам разреза, нередко имеют умереннощелочной уклон, содержат вкрапленность магнетита и, соответственно, имеют повышенную магнитную восприимчивость. Минеральный состав разновидностей вулканитов серии близок. Лишь процентное содержание минералов колеблется в соответствии с колебаниями основности породы. Актинолита и (или) роговой обманки в них содержится от 25 до 35 %, плагиоклаза – 20–45 %, хлорита – 2–12 %, эпидота – 3–9 %, биотита – 0–5 %, кварца – 0–5 %, лейкоксена – 1–3 %, девитрифицированного стекла – 0–25 %. По химическому составу породы свиты относятся к дифференцированной серии магнезиальный базальт–андезибазальт–дацит. Они характеризуются низкой титанистостью, повышенной магнезиальностью, а в верхних частях разреза – щелочностью и железистостью (табл. 1). На диаграмме AFM по выборкам, сделанным в [10], часть фигуративных точек, отражающих состав вулканитов маярвинской свиты, расположена в пределах

известково-щелочной петрохимической серии, другая – толеит-базальтовой. На диаграмме Пирса они характеризуются тремя разнонаправленными трендами. Для нижней части разреза характерно повышение содержание MgO, для средней – противоположная тенденция, для верхней – изменение отношения FeO к Al_2O_3 при стабильности MgO. На диаграмме Маллена сохраняются три разнонаправленных тренда, и все они в области толеитов островных дуг. На диаграммах спектров редких земель, нормированных к хондриту, для вулканитов свиты характерна обогащенность легкой фракцией и отрицательная Eu аномалия.

Таблица 1

Химический состав метавулканитов Печенгской структуры

Породы (кол-во анализов)	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Автор
Маярвинская свита											
метаандезибазальт	54,64	0,98	12,68	3,12	8,37	0,18	6,60	7,26	2,88	2,00	[96]
Пирттиярвинская и оршоайвинская свиты											
метатрахибазальт (26)	51,14	1,39	11,65	8,09	5,77	0,18	7,70	6,43	3,85	0,73	Федотов, 1985
метатрахиандезибазальт (39)	55,34	1,67	15,09	8,58	3,37	0,11	2,28	2,72	5,39	2,27	Федотов, 1985
Заполярнинская свита											
метабазальт (72)	48,88	1,16	13,24	3,95	8,79	0,17	6,47	10,75	2,40	0,27	Федотов, 1985
Свита Матерт											
метабазальт (150)	47,73	1,55	13,08	3,48	10,87	0,20	6,68	10,62	2,33	0,22	Федотов, 1985
амфиболиты по базальтам (67)	49,14	1,36	13,95	3,40	10,38	0,22	7,32	10,69	1,93	0,39	Федотов, 1985
железистый пикрит нижней подсвиты (26)	37,30	2,72	10,49	2,22	16,92	0,21	14,08	5,43	0,30	0,24	Захарова, 1980
железистый пикрит силла	44,87	1,16	11,25	2,64	14,83	0,31	10,40	13,05	0,57	0,16	Захарова, 1980
Меннельская толща											
сланец по пикробазальту	47,10	0,39	3,55	1,97	8,83	0,10	23,92	3,79	0,26	0,07	[78]
сланец по пикриту	44,00	0,27	2,40	1,15	8,19	0,16	24,33	6,60	0,10	0,04	[78]
Каплинская толща											
метаандезибазальт (4)	56,75	1,06	17,00	2,43	3,24	0,10	3,03	4,84	5,30	2,62	[78]
умереннощелочной андезит (7)	59,16	0,66	14,48	2,27	3,90	0,08	4,31	3,82	3,80	3,39	[78]
метадацит (4)	67,40	0,56	12,85	1,35	2,17	0,07	1,76	3,44	4,66	2,10	[78]

Возрастное положение свиты по данным ГИ КНЦ РАН определяется на основании определения изотопного возраста андезибазальтов рубидий-стронцевым изохронным методом, который составляет 2 320±28 млн лет, соответствующим сариолийскому надгоризонту.

К **ятулию**, согласно схемы РМСК и серийной Легенды, в пределах северо-восточного крыла Печенгского синклинория относится **куэтсъярвинская серия**. Характерной чертой этой серии является преимущественно умереннощелочной характер разных по основности вулканитов, обилие эксплозивных фаций с разной размерностью обломочного материала. В серию входят свиты метаосадочная кувернеринйокская и вулканогенные пирттиярвинская и оршоайвинская.

Кувернеринйокская свита (KR_1^2kw) прослеживается субмеридионально почти на всем протяжении восточного крыла структуры, срезаясь разломом лишь на юго-восточном фланге ее. Сложена свита терригенно-карбонатными породами, делится на два ритма, каждый из которых начинается терригенными и заканчивается карбонатными слоями. Базальный горизонт песчаников кувернеринйокской свиты согласно залегает на затронутых выветриванием вулканитах маярвинской свиты, иногда с размывом.

В нижнем ритме А. М. Ахмедовым [6] выделяется четыре пачки, снизу вверх: полевошпато-кварцевые песчаники и алевролиты с карбонатным цементом (26 м); пестроцветные кварциты и кварцитопесчаники (23 м); тонкослоистые гематит-серицитовые магнетитовые алевролиты, пелиты с прослоями гематитовых руд (22 м); слоистые песчанистые доломиты и доломитовые брекчии (50 м). В верхнем ритме нижняя пачка представлена мономиктовыми кварцитами с редкими линзами кварцевых гравийно-галечных конгломератов и горизонтами косослоистых фосфатоносных кварцитов (20 м), верхняя (80 м) сложена пестроцветными и органогенными доломитами. В пределах территории количество вулканомиктового материала в разрезе (в нижней и верхней части) несколько увеличивается и в то же время, во втором горизонте карбо-

натных пород значительно увеличивается примесь терригенного материала, вплоть до полного исчезновения карбонатной составляющей.

Суммарная мощность свиты 260 м и значительных изменений мощности никем не отмечается.

В магнитном поле породы свиты большей частью выделяются понижениями его на границе с вышележащими магнитными вулканитами, в поле силы тяжести – локальными, протяженными отрицательными аномалиями, а также – зонами пониженных сопротивлений в электромагнитном поле.

На МАКС породы свиты дешифрируются только при знании местоположения обнаженных участков, от которых прослеживаются по светлому фототону прерывистыми полосами.

Возрастное положение свиты определяется положением ее в разрезе между датированными вулканитами маярвинской (2 324 млн лет) и пирттиярвинской (2 214 млн лет) свит.

Пирттиярвинская свита (KR_1^2pr), первая из вулканогенных свит куэтсъярвинской серии, прослеживается в восточном крыле структуры до подножья гористых северных отрогов Кучинтундры, где по разлому контактирует с метабазальтами вышележащей заполярнинской свиты. Контакт с подстилающими породами кувернеринйокской свиты повсеместно согласный. Вышеследующая оршоайвинская свита залегает с корой выветривания в основании, с незначительным угловым несогласием.

Сложена пирттиярвинская свита преимущественно трахиандезибазальтами и трахибазальтами и их туфами, в меньшей мере – пикробазальтами, трахиандезитами, трахитами и их туфами. Для разреза в целом характерна гомодромная последовательность – в основании сводного разреза залегают метатуфы и маломощные лавовые покровы пикробазальтов, а в верхней части преобладают наиболее кислые разновидности. Трахиандезибазальты и трахибазальты слагают различные по мощности (от 0,5 до 25 м) лавовые покровы, чередующиеся с относительно маломощными горизонтами лавобрекчий, кластолав, туфоагломератов и туфов. Лавовые потоки часто имеют зональное строение – в верхней части породы более кислые или более щелочные и нередко – миндалекаменные.

Мощность свиты, зафиксированная в северной части структуры, составляет 800 м, постепенно уменьшается к юго-востоку, вплоть до полного выклинивания.

Трахибазальты и трахиандезибазальты представляют собою плотные темно-зеленые до черного породы с миндалекаменной или массивной текстурой, флюидальностью, порфировой или микрозернистой структурой. Количество миндалин иногда может достигать 50 %, порфировых вкрапленников – до 30 %. Микроструктуры основной массы и афировых пород – микроофитовая, микролитовая, витрофировая и криптокристаллическая. Минеральный состав этих пород (об. %): актинолит – 15–30, альбит-олигоклаз – 30–45, биотит – 0–15, хлорит – 0–5, эпидот и цоизит – 5–15, лейкоксен – 1–4, магнетит – 3–9, а также реликты девитрифицированного стекла – 0–20.

Трахиандезиты и трахиты имеют тонкозернистое, иногда стекловатое сложение и раковистый излом. В них часто присутствуют кварцевые и кварц-гематитовые литофизы размером от первых до первых десятков сантиметров, большей частью приуроченные к верхней части тел. Структура основной ткани пород микролитовая, трахитовая, фельзитовая, микрофельзитовая и криптокристаллическая. Для туфов и туфолав характерны такситовые структуры со стекловатыми обломками.

Минеральный состав трахиандезитов и трахитов (об. %): плагиоклаз – 70–80, биотит – 0–5, хлорит – 2–5, эпидот и цоизит – 5–10, кварц – 0–5, магнетит – 5–8. О химизме пород свиты и выраженности поля развития их на материалах дистанционных методов сказано при описании следующей свиты серии.

Оршоайвинская свита (KR_1^2or) развита также на всем протяжении восточного крыла, выклиниваясь несколько севернее нижележащей по дуговому разлому в районе р. Валасйоки. Как и нижележащая свита серии, она сложена умереннощелочными дифференцированными вулканитами с горизонтом туфогенно-осадочных пород в основании, залегающем на коре выветривания вулканитов. Взаимоотношения с подстилающими породами пирттиярвинской свиты установлены в процессе ГДП-50 [63]. На затронутой выветриванием неровной поверхности покровов андезидацитов согласно залегает горизонт полимиктовых конгломератов или вулканомиктовых песчаников, на участках их отсутствия на кислые вулканиты согласно налегают покровы основных вулканитов. Мощность коры выветривания не превышает 1–3 см.

Базальный горизонт в нижней части сложен магнетит-серицитовыми алевропелитовыми сланцами, выше сменяющимися вулканомиктовыми конгломератами, песчаниками с линзами доломитов и карбонатных сланцев. Мощность горизонта до 80 м. Вышезалегающие вулканиты представлены преимущественно метабазальтами, меньше – трахиандезибазальтами, дацитами и

агломератами их. Прослои туфов, спорадически наблюдаемые, обычно маломощны. Мощность вулканитов в целом для структуры оценивается в 1 000 м.

Минеральный состав базальтов, трахибазальтов и трахиандезибазальтов аналогичен составу пирттиярвинской свиты. Чередование в этой свите вулканитов нормального ряда и умеренно-щелочных говорит о смене геодинамического режима.

На диаграмме AFM умеренно-щелочные вулканиты пирттиярвинской и оршоайвинской свит занимают два перекрывающихся поля – более щелочных и более железистых пород. На диаграмме Пирса те и другие, также разделенные на более щелочные и более железистые, занимают область внутриконтинентальных базальтов–андезитов. На диаграмме Маллена эти вулканиты располагаются в пределах нескольких областей – толеитов островных дуг, срединно-океанических хребтов и океанических островов, а также щелочных базальтов океанических островов. По спектрам редких земель вулканиты серии трахибазальт–трахиандезит обогащены легкой фракцией редкоземельных элементов, в ряде случаев – с Eu аномалиями. Наиболее обогащенными являются трахиты, наименее – пикритобазальты.

В магнитном поле вулканиты куэтсъярвинской серии выражены повышенными резко переменными значениями. Поле силы тяжести Печенгской структуры в целом возрастает с наращиванием мощности вулканитов, среди которых преобладают наиболее плотные основные, а горизонты (свиты) осадочных пород мало влияют на суммарное поле ввиду малой мощности.

На МАКС вулканиты пирттиярвинской и оршоайвинской свит выражены пестрым рисунком фотоизображения с преобладанием темного фототона, свойственного основным породам. Неоднородность его обусловлена мелкой тектонической блокировкой восточного фланга структуры, связанной с нахождением в зоне сочленения тектонических зон разного направления.

К **людиковию**, согласно схемы РМСК и серийной Легенды, в пределах Печенгской структуры относятся колосйокская и пильгуярвинская серии северо-восточного крыла синклинория. Характерной чертой этих серий является углеродисто-турбидитный тип осадков нижних свит и проокеанический характер базитовых вулканитов верхних.

В составе **колосйокской серии** традиционно выделяются свиты лучломпольская и заполярнинская, первая из которых представлена метаосадочными породами, а вторая – метавулканитами.

Лучломпольская свита (KR_1^3lc) метапесчаников и доломитов прослеживается от северной рамки территории до северного подножия горы Кучинтундры почти непрерывной полосой. Исчезновение пород свиты на поверхности севернее оз. Гусиного связано исключительно с тектоническими нарушениями на этапе коллизии. По наблюдениям на смежной с севера территории базальный горизонт (конгломератов или песчаников) свиты с корой выветривания в основании залегает на вулканитах оршоайвинской свиты, а на юго-восточном фланге рассматриваемой площади с угловым несогласием – и на вулканитах пирттиярвинской свиты. Обломочный материал базальных горизонтов представлен в основном подстилающими породами. Поверхность контакта неровная, извилистая.

В полном разрезе свиты, выдержанной по мощности, выделяется [6] пять пачек: косослоистые кварц-полевошпатовые кварцитопесчаники с линзами мелкогалечных конгломератов (до 120 м); гематитсодержащие аркозовые песчаники, тонкослоистые алевропелиты с конкрециями и стяжениями, мелкогалечные конгломераты с прослоями гематитовых оолитовых руд, яшмовидные силициты с микроолитовой структурой и гематитовые силициты (100 м); строматолитовые доломиты, марганцовистые доломиты, манганосидеритовые сланцы, медистые доломиты и песчаники (120 м); ритмичнослоистые углеродистые, сульфидно-углеродистые сланцы, углеродистые туффиты и туфы среднего состава, карбонатные сланцы и известняки (80 м); слоистые туфы, туффиты среднего, основного и ультраосновного состава с линзами карбонатных пород и фосфатоносных известняков (90 м). Суммарная мощность свиты около 450 м.

Лучломпольская свита характеризуется резкой фациальной изменчивостью – отдельные пачки не прослеживаются по простиранию. Пачка ритмичнослоистых черных углеродистых сланцев присутствует только на западном и восточном флангах структуры. На рассматриваемой территории полный разрез пачки черных сланцев вскрыт скважинами в районе оз. Гусиного. Здесь черные сланцы залегают на пачке медистых пестроцветных доломитов и карбонатных сланцев. В нижней части они представлены ритмичнослоистыми углеродистыми кварцитопесчаниками (2 м), в которых углеродистое вещество ($C_{орг}$ – до 0,64 %) развито в цементе. Выше следуют ритмичнослоистые сульфидно-углеродистые граувакковые сланцы (10 м). В них тонкие (3–7 см) двучленные ритмы представлены песчанистыми граувакковыми алевролитами и углеродистыми серицитовыми алевропелитами. Выше следует горизонт (6 м) слоистых слабоуглеродистых трахибазальтовых туфов и туффитов, которые перекрываются горизонтом (3 м) высокоуглеродистых алевролитов. Здесь углеродистое вещество в виде тонкой пылевидной

примеси приурочено к алевропелитовым прослоям ($C_{орг}$ – до 1,43 %). Разрез пачки завершается ритмичнослоистыми слабоуглеродистыми ($C_{орг}$ – до 0,47 %) граувакковыми (альбит-хлорит-мусковитовыми) сланцами (8 м).

В геофизических полях образования свиты фиксируются пониженными значениями поля силы тяжести (локальные отрицательные линейные аномалии), переменным магнитным полем, в целом более низким, чем над нижележащими магнитными вулканитами. В отдельных случаях верхние части разреза обладают высокой электропроводностью, вследствие обогащения их углеродистым материалом.

На МАКС породы свиты дешифрируются только при знании местоположения обнаженных участков, от которых прослеживаются по светлому фототону прерывистыми полосами.

Заполярнинская свита (KR_1^3zp) метабазальтов прослеживается от северной рамки территории до северного подножья горы Кучинтундры почти непрерывной полосой. Взаимоотношения с подстилающими породами на всем протяжении согласные, исключение составляет район к югу от оз. Тульяур, где скв. 1917 на контакте с осадочными образованиями лучломпольской свиты встречена тектоническая зона. Контакт с перекрывающими образованиями ждановской свиты вскрыт рядом скважин (1913, 1925 и др.) почти на всем протяжении. Поверхность контакта ровная или слабоволнистая, осложнена на отдельных участках тектоническими нарушениями, проявляющимися в виде зон катаклаза и рассланцевания. В случаях сохранности стратиграфического контакта отчетливо видно залегание пород ждановской свиты на размытой поверхности базальтов заполярнинской свиты. Падение контактов к центру структуры под углами 40–65°.

Сложена заполярнинская свита чередующимися покровами массивных и шаровых метабазальтов, по всем своим свойствам аналогичных базальтам свиты Матерт. Прослои мелкообломочных туфов того же состава маломощны и редки. Мощность свиты в целом 1 400 м.

По петрохимическим особенностям вулканиты свиты относятся к недифференцированным толеитовым базальтам. На диаграмме AFM по выборкам, сделанным в [10], фигуративные точки их частично перекрываются с аналогичными породами пильгуярвинской серии. На диаграмме Пирса они расположены в области базальтов океанических островов. На диаграмме Маллена вулканиты свиты разделяются на низкофосфатные, высокомарганцовистые и низкомарганцовистые. Первые два типа попадают в поле толеитов островных дуг, третий – в поле толеитов океанических островов. На диаграммах спектров редких земель, нормированных к хондриту, для вулканитов свиты характерно плоское распределение редких земель, типичное для базальтов MORB, и для большей части – обогащенность легкой фракцией.

В физических полях образования заполярнинской свиты характеризуются повышенными значениями поля силы тяжести, пониженным безаномальным, спокойным магнитным полем. В центральной части площади развития свиты электроразведочными методами фиксируется маломощная зона относительно пониженных сопротивлений, совпадающая с локальными магнитными аномалиями.

В составе **пильгуярвинской серии** северного крыла Печенгской структуры традиционно выделяются свиты ждановская и Матерт. Из состава последней в процессе ГДП-50 [63] отделена верхняя часть ее с названием суппварская свита, развитая только в центральной части структуры. В пределах рассматриваемой территории она находится в полном объеме, как и южная «мульда», сложенная вулканитами свиты Матерт. Ждановская свита в представляемом варианте по Легенде-200 и ГДП-200 [86] включает свиту Ламмас, выделявшуюся в верхней части ее при работах более крупного масштаба (поисково-разведочных и ГДП-50).

Ждановская свита (KR_1^3gd) в пределах рассматриваемой территории картируется в виде моноклинали, южнее (гора Матерт) срезаемой на половину мощности субмеридиональными дуговыми взбросо-надвигами, еще далее к юго-востоку, перед фронтом Ламмасского взбросо-надвига, ширина полосы ее развития резко увеличивается до 2 км. Одновременно меняется характер разреза – вблизи разлома, наследующего, вероятнее всего, конседиментационный (трансформный), большой объем в нем занимают эксплозивные образования пикритового состава. Далее на юго-восточном фланге моноклиналь свиты неоднократно нарушена перпендикулярными к ее простиранию разломами, и на склонах горы Кучинтундры по разлому северо-западной ориентировки она граничит с вулканитами свиты Матерт. Мощность свиты более 1 300 м.

Взаимоотношения с подстилающими породами заполярнинской свиты установлены практически на всем протяжении контакта в ряде скважин (1904, 1013, 2433, 2352, IV, V, XII и др.). Поверхность контакта ровная, слабоволнистая, осложнена на отдельных участках конседиментационными разломами и более поздними компенсационными на границе сред с разными свойствами, проявлявшимися при любых тектонических движениях. В случаях стратиграфического

контакта отчетливо фиксируется согласное залегание пород ждановской свиты на размытой поверхности нижележащих базальтов.

Сводный разрез ждановской свиты, согласно схеме Н. Б. Бекасовой [5], делится на 6 пачек, характеризующихся комплексом литологических признаков, свидетельствующих о накоплении в одинаковых или близких фациальных условиях. Снизу вверх: базальная алевропелитовая с содержаниями $C_{орг}$ – до 0,38 и 0,63 % [6]; существенно псаммитовая с содержаниями $C_{орг}$ – до 0,48 %; псаммо-пелитовая; гравийно-псаммито-пелитовая фосфоритоносная; карбонатно-пелитовая; туфогенно-вулканогенная. По фациальным условиям А. М. Ахмедовым [6] выделяется три зоны: западная наиболее глубоководная, центральная с преобладанием грубообломочных образований конусов выноса и прибрежно-мелководных отложений с конкреционными фосфоритами и восточная со значительным увеличением мощности туфогенных отложений.

В пределах территории известный разрез по р. Ламмас изучался многими исследователями. Особенностью его строения [10], по сравнению с центральной частью Печенгского рудного поля, является существенное увеличение общей мощности до 1 600 м и верхней пачки – до 900 м. Пелиты первой пачки по составу серицитовые и хлорит-серицитовые, первично гидрослюдистые. Для них характерна параллельная и горизонтально-линзовидная слоистость. Вторая пачка сложена гравелитами и песчаниками разного гранулометрического состава, алевролитами и пелитами, характерно грубое неравномерное переслаивание. В составе обломков преобладает кварц, в подчиненном количестве отмечаются обломки полевых шпатов, кварцитов, вулканитов и сланцев. Цемент поровый, пленочный, реже – базальный, по составу – серицит-хлоритовый, серицитовый или серицит-карбонат-кварцевый. Пелитовые и алевропелитовые сланцы имеют серицит-хлоритовый или хлорит-серицитовый состав. Третья пачка здесь сложена преимущественно метапелитами серицит-хлоритового или хлорит-серицитового состава, тонкие прослои – граувакковыми песчаниками с альбит-хлоритовым цементом базального типа. Четвертая пачка начинается горизонтом полевошпат-кварцевых песчаников с базальным хлорит-кварцевым цементом. Выше их сменяют тонкослоистые серицит-хлоритовые алевропелитовые сланцы с примесью углистого вещества. Шестая пачка сложена преимущественно псефитовыми и псаммитовыми туфами с линзами и прослоями карбонатных пород и валунно-галечных конгломератов.

По химическому составу туфы можно разделить на базальтовые и пикробазальтовые. Первые сложены обломками метабазальтов с агрегатами сфена, лейкоксена, хлорита и альбита в цементе. Вторые имеют состав лейкоксен-тальк-хлорит-карбонатных или тальк-тремолит-хлоритовых сланцев с обломками, обогащенными сфеном, лейкоксеном и рудными минералами. В алевропелитовых сланцах верхов разреза свиты по ручью Валас, вскрытых скважинами, содержания $C_{орг}$ по А. А. Аведисян [10] – от 0,10 до 0,38 %, $S_{общ}$ – 2,20–6,37 %, а в прослоях туффитов содержания $C_{орг}$ – до 1,07 % при $S_{общ}$ – 1,95 %.

В магнитном поле полоса развития пород ждановской свиты выражена резкопеременными значениями его, обусловленными размещением в них магнитных тел никеленосного габбро-верлитового комплекса.

Свита Матерт сложена преимущественно вулканитами основного состава с преобладанием лав и имеет максимальную мощность в прилегающей к Каллояурскому шву части структуры, оцениваемую от 5 до 3,5 км [10]. В пределах северо-западной части площади листа представлена так называемая южная «мульда», меньшая из двух, составляющих поле развития этих вулканитов. В соответствии с Легендой-200 свита расчленяется на две подсвиты. Обе сложены преимущественно метабазальтами с прослоями туфогенно-осадочных образований. Нижняя отличается наличием расслоенных потоков ферропикритов [10], чередующихся с лавами базальтов.

Нижняя подсвита ($KR_1^3mt_1$). Вулканиты нижней подсвиты слагают крыло центриклинали южной мульды и юго-восточнее р. Валас – моноклиналь и призамковую часть структуры на склонах горы Кучинтундра. Нижний контакт базальтов с туфогенно-осадочными породами свиты Ламмас согласный, как и верхний, условно проводимый по верхней границе верхнего потока расслоенных ферропикритов, чередующихся с базальтами. Разрез подсвиты имеет трехчленное строение. Нижняя часть разреза мощностью около 1 600 м сложена покровами массивных и шаровых базальтов, переслаивающихся в нижней части с потоками ферропикритов, по всему разрезу – с горизонтами и прослоями лавобрекчий, туфов, туффитов и гиалокластитов основного состава, а также – филлитовидных сланцев, часто обогащенных углеродистым веществом и сульфидами. В средней части разреза базальты чередуются с высококремнеземистыми хемогенно-туфогенно-осадочными образованиями, образующими пласты и линзы мощностью от 0,2 до 40 м. Общая мощность этой части разреза, в целом невыдержанная по простиранию, до 200 м в пределах территории листа. В верхней части разреза с базальтами чередуются все

разновидности пород прослоев и линз, встречающиеся в нижней и средней частях его, причем потоки ферропикритов приурочены преимущественно к верхней части. Мощность этой части разреза 350 м, всего разреза подсвиты – 2 150 м.

Верхняя подсвита ($KR_1^3mt_2$). Вулканиты верхней подсвиты свиты Матерт слагают приядерную часть южной мульды и верхнюю часть моноклинали юго-восточного фланга структуры, где погружаются непосредственно под Каллояурский разлом. Подсвита в целом отделена от нижней достаточно условно по более простому строению, резкому уменьшению в разрезе ферропикритов, встречающихся спорадически в виде маломощных линз.

Сложен разрез подсвиты покровами массивных и шаровых базальтов с маломощными (0,2–0,3 м) прослоями туфов и межшаровых гиалокластитов. Мощность пакетов покровов массивных лав до 250 м, шаровых – до 150 м, отдельных покровов шаровых лав – до 2 м. Размеры уплощенных шаров – от 0,8×1,8 до 0,15×0,8 м. Суммарная мощность разреза подсвиты до 1 050 м.

Метабазальты массивных покровов, как правило, зеленовато-серые мелкозернистые до среднезернистых в центральных частях покровов, бластомикроофитовые и пойкилоофитовые, реже – бластопорфировые. Шаровые метабазальты в основном микрозернистые до афанитовых и стекловатых зеленоватые, локально лиловатой окраски. Структуры их бластомикролитовые, сферолито-вариолитовые, гиалиновые. Метабазальты сложены авгитом, замещенным актинолитом, хлоритом (до 60 %), плагиоклазом, полностью раскисленным до альбит-олигоклаза (8–35 %), девитрифицированным вулканическим стеклом. Второстепенные и вторичные минералы представлены хлоритом, амфиболом (актинолит), лейкоксеном, сфеном, кварцем, пренитом, эпидотом; рудные – пиритом, пирротином. В мелкообломочных туфах прослоев обломки кристаллов и базальтов цементируются хлоритом с примесью актинолита, плагиоклаза, карбоната, кварца, соссюрита.

На диаграмме MgO–FeO′–Al_2O_3 Пирса (Pearce, 1977) вулканиты верхней подсвиты свиты Матерт попадают преимущественно в поле составов базальтов океанических островов. На диаграмме 10MnO–TiO_2–10P_2O_5 Маллена (Mullen, 1983) они ложатся преимущественно в поля составов базальтов срединно-океанических хребтов и островных дуг.

Поле силы тяжести в зоне развития пород свиты Матерт повышенное, магнитное поле спокойное при интенсивности 0–100 нТл. Магнитная восприимчивость вулканитов – (100–176)·10^{-5} ед. СИ, плотность – 2,97–3,04 г/см^3.

Метабазальты рассматриваемого участка составляют часть хлорит-актинолитовой зоны зеленосланцевой фации, окаймляющей слабее метаморфизованную ядерную часть Печенгской структуры [10]. Вблизи Каллояурского поддвига массивные базальты рассланцованы, первичные минералы и структуры утрачиваются.

Возраст ферропикритов свиты Матерт, определенный в ГИ КНЦ РАН по Pb-Pb изохроне, по валовым пробам из расслоенных потоков гор Каула-Котсельвара, расположенных севернее территории работ, составляет 1 980±68 млн лет [10], толеитовых базальтов – по Pb-Sr изохроне, по 6 пробам с гор Матерт и Куорпукас, составляет 1 980±34 млн лет. Вторичная эрохрона для толеитовых базальтов отвечает возрасту 1 725±76 млн лет.

Суппварская свита (KR_1^3sp) отделена из верхней части свиты Матерт в процессе ГДП-50 [63] по признаку полного отсутствия в ее разрезе ферропикритов и высококремнеземистых образований. Поле ее развития – в ядерной части Южной мульды и структуры северного крыла Печенги в целом. Значительную роль в автономизации этого, как бы второго, ядра мульды играют дуговые разломы, характерные для восточной части поля развития вулканитов свиты. Тогда как западнее разлома оз. Заяц контакт покровов суппварской свиты с нижележащими матертскими нормальный стратиграфический.

Разрез суппварской свиты сложен чередующимися покровами массивных и шаровых лав базальтов, аналогичных матертским. Размер шаров, как и в свите Матерт, колеблется от 10 см до 2,5 м. Форма их меняется от идеально сферической до подушечной с выпуклой верхней границей и неправильной нижней, приспособленной к подстилающим нижним шарам или покровам. Зона закалки шаров мощностью от 1 до 5 см более мелкозерниста, чем центральная часть. Вариолитового сложения участки иногда имеют зональное расположение в пределах шара. В вариолях преобладает девитрифицированное стекло, обогащенное кремнием по сравнению с матриксом. Мощность свиты оценивается до 2 200 м.

Возраст суппварской свиты принимается близким возрасту подстилающей свиты Матерт, так как на их границе не фиксируется структурных и формационных перестроек.

Вулканиты пильгуярвинской серии, относящиеся к толеит-базальтовой и пикрит-базальтовой сериям, на диаграмме AFM по выборкам, сделанным в [10], частично перекрываются с аналогичными породами колосйокской серии. Оба поля заметно сдвинуты в сторону MgO. Основной тренд – это изменение отношения MgO к FeO при относительной стабильности щело-

чей. На диаграмме Пирса они расположены преимущественно в области базальтов океанических островов. При этом для базальтов суппварской свиты фиксируется увеличение относительного содержания Al_2O_3. На диаграмме Маллена вулканиты серии попадают в поля толеитов срединно-океанических хребтов, островных дуг и океанических островов. На диаграммах спектров редких земель, нормированных к хондриту, для вулканитов серии характерно плоское распределение редких земель, типичное для базальтов MORB, и для значительной их части – обогащенность легкой фракцией.

Все вулканогенно-осадочные образования Южно-Печенгской меланжево-складчатой зоны и южнее развитых складчатых структур, слагаемых породами тальинской толщи, согласно схем РМСК последних десятилетий, относятся к постлюдиковийским, в настоящее время – **калевийским**. По всем признакам граница людиковия и калевия знаменует смену геодинамического режима с дивергентного на конвергентный, смену вулканизма и осадконакопления с проокеанического на островодужный. Развитие этих процессов нашло свое отражение в разнообразии петротипов вулканитов и фаций вулканогенно-осадочных пород. Калевийские образования по характеру взаимосвязей пород и слагаемых ими структур делятся на пороярвинскую серию и тальинскую толщу.

Породы Южно-Печенгской зоны в разное время по-разному расчленялись на серии, свиты, толщи [10]. Учитывая положение всех этих образований в коллизионной зоне, фациальные связи осадочных образований при контрастном вулканизме, а также невозможность из-за меланжа установить первичные структурные соотношения, представляется целесообразным объединить их в единую **пороярвинскую серию**, исключая тальинскую толщу с ее особой первично задуговой геодинамической позицией и вторичным положением в коллизионной структуре [15, 43, 73].

Все традиционно выделяемые подразделения, в связи с невозможностью уверенного установления характера контактов и положения границ на всем их протяжении, называются толщами [73] в следующей последовательности (снизу вверх): каллояурская, меннельская, брагинская, каплинская, тальинская. Объем (набор пород и их пространственное размещение) выделяемых толщ в наибольшей степени соответствует таковому ГДП-200 [86] и работе Е. Д. Чалых [80], выделивших пачки контрастного состава, с породами определенного петротипа, в отличие от работы ГДП-50 [63], где метабазальты ансемийокской толщи присоединены к брагинской осадочной толще. По ретроспективному анализу существующих материалов и собственных наблюдений разных лет авторов записки и редактора А. М. Ахмедова, вышеприведенная последовательность толщ, объясняются следующим образом:

1. Каллояурская толща – без изменений объема – черносланцевая толща бластомилонитов, выделенных в отчете ГДП-200 [86]. Допускается, что большая часть ее объема – первично осадочные и вулканомиктовые алевролиты–пелиты. На рассматриваемой части территории ее мощность максимальна, к северо-западу она уменьшается, в Норвегии толща картируется как черносланцевая в составе Пасвикской структуры.

2. Меннельская толща пикробазальтов и базальтов вместе с прижерловыми образованиями включает ансемийокскую пачку в ее первичном объеме. В данном случае объединение основных вулканитов, размещающихся в разных крыльях Южно-Печенгской зоны, оправдано – в связи с одинаковой их позицией относительно вышележащих пород среднего состава – при интерпретации материалов дистанционных методов – геофизических и МАКС.

3. Брагинская и каплинская толщи вулканогенно-осадочных и вулканогенных пород среднего состава. Положение брагинской толщи выше меннельской (в отличие от прежних схем) обосновывается тесной связью граувакковых вулканомиктовых пород с породами вышележащей каплинской толщи средних метавулканитов. Переслаивание их в граничной области говорит о том, что они могут и по латерали фациально замещать друг друга. В составе брагинской толщи практически во всех схемах отмечались прослои средних вулканитов. А в районе озера Пороярви грубофлишоидные граувакки брагинского петротипа непосредственно перекрываются эффузивами собственно каплинской толщи.

Таким образом, пространственно-временная и генетическая близость четырех групп пород с преобладанием углеродисто-турбидитных метаосадочных пород, базитовых вулканитов, метаосадочных граувакковых и андезит-дацитовых вулканитов, последовательно сменяющих друг друга в пределах всей Южно-Печенгской зоны, отмечаемая практически всеми исследователями, позволяет для данного масштаба разделить их на четыре толщи в приведенной последовательности. Это хорошо согласуется с возможностями интерпретации геофизических материалов.

К а л л о я у р с к а я т о л щ а (KR_1^4kl). Породы каллояурской толщи развиты на северо-западе территории, где слагают протяженную полосу (длиной 50 км, шириной от 5 км в центральной

части до 0,4 км – на юго-востоке), ограниченную разломами и уходящую на северо-запад на смежную территорию и юго-восток до гряды Тюдьпвыд. Мощность ее, максимальная в районе оз. Заяц, где составляет около 2 000 м, уменьшается в обе стороны.

Большая часть разреза толщи представлена графитизированными и карбонатизированными кварц-альбит-серицитовыми, альбит-хлоритовыми, кварц-альбит-серицит-хлоритовыми динамосланцами, большей частью полосчатыми. Интенсивность и повсеместность графитизации подтверждается интенсивной электропроводностью полосы развития пород толщи. Полосчатость пород в большинстве случаев обусловлена метаморфо-метасоматической дифференциацией на слои преимущественно гранобластовые и преимущественно лепидобластовые, и, соответственно, неравномерным распределением графита, серицита, кварца, альбита. Наибольшее количество графита, кроме того, тяготеет к зонам интенсивного катаклаза. Карбонат чаще всего образует порфиробласты.

Наименее измененной тектоно-метасоматическими процессами представляется нижняя часть разреза, изучавшаяся на северных склонах горы Лак-Порьиташ и ранее [80] выделявшаяся в порьиташскую толщу. Здесь [10] углеродистые алевропелитовые сланцы переслаиваются с подчиненными прослоями карбонатных пород, силицитов и метабазальтов. Алевропелитовые сланцы представляют собой чередование тонкослоистых кварц-серицит-углеродистых и мелкозернистых кварцевых, хлоритовых и серицит-хлоритовых сланцев. В последних можно наблюдать правильную горизонтальную и волнисто-горизонтальную слоистость, мощность прослоев колеблется от 1–5 мм до 3–4 см. Содержание углерода $C_{орг}$ изменяется от 0,58 до 1,57 % при низких содержаниях (0,03–0,64 %) или полном отсутствии $S_{общ}$. Южнее и западнее, выше по разрезу, локальная сульфидизация пород возрастает, углеродистость увеличивается до 9,3–16 % $C_{орг}$. Скорее всего, это связано с вторичным обогащением подвижными компонентами в процессе тектоно-метасоматических преобразований.

Среди динамосланцев локально сохраняются участки полевошпат-кварцевых и граувакковых метапесчаников гетерогранобластовых с реликтами псаммитовой структуры. Кластические обломки разной степени окатанности представлены кварцем, плагиоклазом, хлоритизированным вулканическим стеклом. В перекристаллизованном цементе наблюдаются серицит, кварц, плагиоклаз, графит, карбонат, сульфиды. В единичных случаях сохраняются участки, сложенные катаклазированными андезитовыми порфиритами или их кластолавами, также карбонатизированными и графитизированными. Отмечаются также фрагменты хлорит-актинолитовых сланцев по базитам. Авторы ГДП-50, помимо метапесчаников, реконструируют метаалевролиты и метапелиты [63]. В целом вариации минералогического состава динамосланцев по вулканогенно-осадочным породам, преимущественно среднего состава, таковы (в %): кварц – 5–60, альбит – 2–35, серицит – 5–70, хлорит – 0–15, биотит – 0–15, карбонат – 2–25, графит – 2–70, сульфиды пирит-пирротиновой группы – 2–3. Многократность перекристаллизации особенно характерна для карбоната и графита, развивающихся по микротрещинам.

В поле силы тяжести полоса пород толщи выражена неоднородной и в то же время четко выраженной ступенью. Эта неоднородность при ГДП-200 [2, 86] интерпретировалась как доказательство разнородности первичного (додинамосланцевого) субстрата тектонической зоны. Магнитное поле спокойное, слабопеременное. Характерны полосовидные аномалии электропроводимости, обусловленные широко развитой графитизацией и сульфидизацией.

М е н н е л ь с к а я т о л щ а (KR_1^4mn). К меннельской на рассматриваемой территории отнесены вулканиты базальтового и пикробазальтового состава, слагающие ядерную часть опрокинутой антиклинальной складки, протягивающуюся от оз. Меннельяур на запад и восток-юго-восток на расстояние 27 км при максимальной ширине 1,8 км в центральной части полосы развития. Вторая полоса развития пород толщи – непосредственно на контакте с Каллояурской зоной, где они представлены ансемийокской толщей схемы Е. Д. Чалых [80]. Прослеживаются метабазальты толщи на всем протяжении Южно-Печенгской зоны. Ширина полосы этих пород в районе оз. Ансемийокского около 1 100 м, к северо-западу и юго-востоку она сужается до 600 м. Мощность толщи меняется от 300 до 900 м. Нижний (северный) контакт с каллояурской толщей динамосланцев тектонический, падает на юго-запад под углами 60–85°. При локальной сохранности первичных структур и текстур вулканитов, повсеместно наблюдаются признаки нахождения их в зоне влияния глубинного разлома (Каллояурского шва). Они выражаются в неравномерно развитых процессах замещения породообразующих минералов как регрессивных, так и более поздних прогрессивных (актинолита роговой обманкой), а также наложенных процессах карбонатизации и графитизации. Последняя здесь проявлена локально, в отличие от пород каллояурской толщи. Тектонические контакты толщи в южной полосе ее развития хорошо проявлены в магнитных полях в виде узких локальных аномалий. Они сопровождаются зонами милонитизации, перекристаллизации, интенсивной карбонатизации, сульфидной мине-

ралиации, метасоматическим окварцеванием и мелкой приразломной складчатостью [63].

Меннельская толща в районе стратотипа (в южной антиклинальной зоне) представлена кластолавами метапикритов, слагающими до 60 % объема ее в этом районе, метапикробазальтами, метабазальтами, их туфами (до 10 %) и зелеными сланцами по тем и другим. Покровы метабазальтов и пикробазальтов мощностью от 3 до 30 м чередуются между собой, иногда в верхних частях обогащены миндалинами, часто разделяются слоями гиалокластитов того же состава мощностью до 3 м. Отмечается [80] более интенсивное рассланцевание этих слоев. Не исключено, что какая-то часть этих пород (туфов и гиалокластитов) по генезису является бластокатаклазитами. Отмечается также обильная графитизация катаклазированных метабазальтов. Зона развития агломератовых кластолав и псефитовых туфов пикритов отмечается на северо-западном берегу оз. Меннельяур, где возможно реконструировать жерловую постройку. Мощность толщи не выдержана по простиранию, в максимуме достигает 1 200 м.

Для метабазальтов и метапикробазальтов характерны реликты структур офитовой, порфировой. Состав базальтов (пикробазальтов) (в %): актинолит-тремолит (роговая обманка) – 30–55 (60–70), хлорит – 5–10 (10–15), эпидот – 5–15, альбит – 20–25 (5–10), магнетит – 3–5, лейкоксен – (до 3), карбонат – до 10. Пикриты раскристаллизованы в различной степени, иногда содержат миндалины карбоната, хлорита. Цемент кластолав мелкообломочный, сильно рассланцованный. Состав наименее рассланцованных пикритов из обломков (в %): актинолит-тремолит – 60–80, хлорит – 10–20, тальк – 1–5, серпентин – 0–5, карбонат – 0–5, биотит – 3–6, магнетит – 3–5, сульфиды – 1–3.

Среди толеитовых метабазальтов и пикробазальтов меннельской толщи четко различаются железистые и магнезиальные [10]. Те и другие на диаграмме Пирса и Маллена попадают преимущественно в поле составов базальтов океанических островов и островных дуг. Химические составы пород приведены в таблице 1.

Вулканиты толщи (σ=2,86 г/см^3) характеризуются положительными аномалиями поля силы тяжести и спокойным переменным, в основном слабоповышенным магнитным полем в пределах северной полосы их развития и спокойным слабоотрицательным магнитным полем – в южном крыле структуры. Здесь на фоне спокойного магнитного поля линзы углеродистых сланцев с колчеданной и титано-магнетитовой минерализацией выделяются узколокальными магнитными аномалиями и осями проводимости.

Возраст метабазальтов и метапикритов толщи по Rb-Sr изохроне по 4 пробам определен в 1 865±58 млн лет [22].

Брагинская толща (KR_1^4br). Стратотипический разрез брагинской толщи расположен в средней части Южно-Печенгской зоны, где сложен [15, 80] метатуфами среднего состава, туфопесчаниками и связанными с ними сланцами хлорит-слюдистыми с кварцем и альбитом, в том числе по андезитоидам. Здесь к югу они сменяются сланцами, в которых сохраняются реликты эффузивов андезит-дацитового состава, выделяемых в каплинскую толщу. Породы брагинской толщи картируются в виде 1–3 полос шириной 400–1 500 м вдоль всей Южно-Печенгской зоны, где слагают крылья или ядра протяженных опрокинутых складок на границах с меннельской толщей (ранее в северной части – ансемийокской) и каплинской при переменной мощности от 550 до 800 м.

Разрез толщи в районе стратотипа представляется [10] как переслаивание туфогенных метапесчаников и метаалевропелитов с двухчленной слоистостью флишоидного типа. Выделяется два мезоритма, имеющих регрессивный характер. Каждый ритм начинается с маломощной пачки (10–20 м) углеродистых мелкокристаллических окварцованных сланцев. Выше залегают переслаивающиеся светло-серые метапесчаники и темно-серые метаалевролиты и метаалевропелиты с горизонтальной слоистостью при мощности слойков от 1 до 10 см, реже отмечается линзовидно-горизонтальная и мелкосерийная косая. Среди обломков в туфогенных песчаниках и алевролитах преобладают кварц и полевые шпаты. Состав цемента (в %): измененный средний плагиоклаз-альбит – 40–45, кварц – 15–20, биотит – 10–12, мусковит, серицит – до 5, эпидот, хлорит, амфибол – до 5–6, карбонат – до 5, обломки кислого или среднего девитрифицированного стекла – 5; акцессорные – сфен, ильменит, ортит, турмалин, циркон, апатит.

По петрохимическим характеристикам описанные породы относятся к нормальным граувакка м, меньше – к глинистым граувакка м и аркозам. Для всех типов пород установлено низкое содержание серы ($S_{общ}$ – 0,02–0,57 мас. %). Содержание $C_{орг}$ варьирует от 0,079 до 0,5 мас. % в псаммитовых и алевролитовых прослоях и от 2,1 до 9,07 мас. % – в пелитовых углеродисто-серицитовых и кварц-углеродистых сланцах. В районе оз. Песочного, в нормальных и глинистых граувакках содержание $S_{общ}$ колеблется от 0,06 до 0,69 мас. %. Содержание $C_{орг}$ в углеродистых разновидностях варьирует от 2,29 до 3,09 мас. %.

В северной полосе развития пород толщи, где они тектонизированы, по неясным реликтам

псаммитовых и псефитовых структур и петрографическому составу реконструируются сланцы по туфам среднего состава кварц-карбонат-хлорит-плагиоклазовые и по туфогенно-осадочным породам – графит-двуслюдяные плагиоклаз-карбонат-кварцевые. Структуры тех и других лепидогранобластовые, бластопсаммитовые и бластокатакластические. Кластический материал представлен различно окатанными зернами кварца, плагиоклаза, обломками девитрифицированного стекла.

Состав сланцев по туфам (об. %): хлорит – 20–25, биотит – 5, кварц – 5–15, карбонат – 10–20, плагиоклаз – 30–40; второстепенные и акцессорные – эпидот, серицит, сфен, турмалин, сульфиды, магнетит. Сланцы по туфогенно-осадочным породам содержат (об. %): серицит – 0–30, хлорит – 0–5, графит – 5–15, биотит – 5–20, кварц – 20–40, карбонат – 5–15, плагиоклаз – 0–15; акцессорные – сфен, турмалин, сульфиды, магнетит.

Туфогенно-осадочные породы толщи (σ=2,65 г/см^3) характеризуются отрицательными аномалиями поля силы тяжести и переменным изрезанным повышенным магнитным полем. Узколокальные протяженные аномалии ΔZ интенсивностью до 500 нТл совпадают с зонами высокой электропроводности, обусловленной сульфидно-углеродистой минерализацией.

На МАКС однотипных дешифровочных признаков нет.

К а п л и н с к а я т о л щ а (KR_1^4kp). В предлагаемой редакции карты, на которой все вулканиты дифференцированной серии андезит–дацит–риолит вместе с маломощными экструзивными аналогами вошли в каплинскую толщу, эта толща имеет широкое развитие в пределах Южно-Печенгской зоны, где слагает протяженные полосы шириной от 0,4 до 2,0 км ядерных частей опрокинутых синклинальных складок. Породы каплинской толщи практически повсеместно залегают на брагинских метаосадочных породах, с которыми в зоне условного контакта переслаиваются. Мощность толщи не менее 900 м.

Стратотип каплинской толщи находится в районе оз. Капля [15]. Здесь монолитные трахитоидно-порфировые андезиты, залегающие непосредственно на брагинских метаосадочных породах, имеют мощность 130 м. Выше покровы андезитового состава чередуются с более мощными андезидацитовыми кластолавами и прослоями туфопесчаников и туфосланцев (500 м). Кластолавы имеют флюидальные и линзовидно-флюидальные текстуры. В ряде обнажений прослеживаются переходы от отдельных локальных обособлений дацитового состава в андезитовом цементе до резкого преобладания этих обособлений и раскисления до риодацитов. Обломки кластолав более светлые, чем цемент, светло-серые до почти белых, имеют самые причудливые очертания за счет сплющивания при рассланцевании. Состав их дацитовый и риодацитовый, часты гломеропорфировые вкрапленники темноцветных минералов, иногда они раскристаллизованы до кварцевых диоритов. Средний состав метадацит-риодацитов (в %): плагиоклаз (олигоклаз, альбит) – 55–60, кварц – 20–25, карбонат – 5, эпидот – 3–6, биотит – 5–6, мусковит – 5, хлорит, рудные.

Метаандезиты цемента кластолав и однородных покровов имеют порфировые и микропорфировые структуры. Во вкрапленниках, составляющих от 25 до 50 %, преобладает неравномерно раскисленный плагиоклаз, меньше авгита, замещаемого актинолитом, еще меньше – биотита и кварца. Структура иногда сериально-порфировая. Структуры основной массы, локально сохранившиеся, – микролитовые, микробластоофитовые, реже – витрофировые. Минеральный состав метаандезитов (в %): альбит-олигоклаз – 55–45, кварц – 10–5, биотит – до 20, авгит и актинолит – до 5, карбонат – около 5, эпидот – 8–5, мусковит – до 2, хлорит – до 3, сфен – 1–2, титаномагнетит.

Метабазальт-андезибазальты, локально встречающиеся в виде отдельных покровов среди андезидацитов, по минеральному составу близки таковым меннельской толщи, описанной выше.

По химическому составу (табл. 1) вулканиты каплинской толщи представляют: по соотношениям MgO–FeO+Fe_2O_3 (диаграммы Р. Джекеш–К. Джилла и Х. С. Йодера) островодужную (до континентально-морской) известково-щелочную серию (до умереннощелочных), дифференцированную от базальтов–магнезиальных базальтов и андезибазальтов до преобладающих в разрезе андезидацитов с подчиненными риодацитами и риолитами.

Вулканиты толщи (σ=2,74 г/см^3, магнитная восприимчивость – $20\cdot10^{-5}$ ед. СИ) характеризуются пониженными значениями поля силы тяжести и спокойным переменным, в основном слабоповышенным магнитным полем интенсивностью 100–200 нТл.

Возраст метариодацитов толщи, определенный Rb-Sr методом по 7 пробам породы, соответствует 1 855±54 млн лет [10].

Т а л ь и н с к а я т о л щ а включает собственно тальинскую толщу всех прежних схем и нижезалегающую довольно выдержанную пачку метабазальтов и амфиболитов по ним. В качестве нижней подсвиты эта пачка выделялась еще В. Ф. Ступицким с соавторами [73] в процессе

первых ГСР-50 в районе стратотипа ее. Они предполагали, что свита Талья в целом залегает выше свиты оз. Пороярви. Сейчас эта несправедливо забытая версия подтвердилась на территории смежного с запада листа Госгеолкарты-200 (2001 г.) в результате интерпретации карты магнитного поля (в современной обработке) с помощью фактического материала разных лет. Тальинская толща имеет там четко двучленное строение: нижняя подтолща мощностью от 300 до 900 м – метабазальтовая; верхняя мощностью 1 000 м – гнейсосланцевая метаосадочная.

Нижняя подтолща ($KR_1^4tl_1$). В качестве нижней подсвиты свиты Талья толща метабазальтов и амфиболитов, именуемая в последние десятилетия толщей тюльпвыд-кеулик [86], выделена В. Ф. Ступицким с соавторами [73] на смежной с запада территории. Нижнетальинская подтолща прослеживается в виде полосы шириной от 150–200 до 2 000 м от западной границы площади листа до водораздела озер Меннельяур и Каскельявр с «заливами» к юго-западу от оз. Шуонияур, горы Мауноайв, выклиниваясь вместе со структурой Южной Печенги на юго-востоке.

Нижний контакт нижнетальинской вулканогенной подтолщи с разноуровенными образованиями Южно-Печенгской зоны, большей частью – каплинскими вулканитами, практически на всем его протяжении тектонический, обусловленный нахождением пород толщи в целом в прифронтальной части зоны Шуони-Каскельяврского надвига. Контакт характеризуется крутым падением в 65–85°, преимущественно на юго-запад, сопровождается зонами милонитизации, брекчирования, метасоматической проработки [63]. С гранитоидами и диоритоидами каскельяврского комплекса контакт предположительно (задернован и недостаточно изучен) тектонический. В зоне контакта мощностью не менее 10 м породы массивов и основные метавулканиты нижнетальинской подтолщи интенсивно рассланцованы, плагиограниты мусковитизированы. Отмечается отсутствие зон закалки и ороговикования, близость условий метаморфизма в условиях афиболитовой фации пород массивов и рамы. Кроме того – в основных метавулканитах, обрамляющих Шуонинский гранитный и Каскельяврский диоритовый массивы, миндалекаменные текстуры сохраняются даже в зонах рассланцевания вблизи контактов с интрузивами. Косвенным образом это говорит в пользу возможного стратиграфического контакта. Как уже отмечалось выше, амфиболиты и метабазальты подтолщи повсеместно подстилают метаосадочные сланцы верхнетальинской подтолщи. Согласное залегание сланцеватости тех и других на контакте отмечается по всей длине его, но непосредственно согласный стратиграфический контакт наблюдался только в районе горы Тальятунтури западнее площади [86].

Разрез нижнетальинской подтолщи сложен преимущественно метаморфизованными сланцеватыми базальтами с редкими покровами андезибазальтов, пикробазальтов и пикритов, прослоями и пачками туфов базитового состава, туффитов, линзами метасоматических кварцитов. Приблизительная оценка мощности подтолщи, учитывая пликативные деформации, составляет 900 м.

Базитовые метавулканиты (σ=2,86–2,93 г/см^3) в поле силы тяжести выделяются положительными аномалиями. В общем для них характерно спокойное магнитное поле слабой интенсивности и высокое электрическое сопротивление. В зонах тектонических контактов отмечаются локальные линейные магнитные аномалии (до 1 000 нТл) и аномалии электропроводимости, связанные с участками сульфидной и магнетитовой минерализации.

На МАКС образования толщи практически не дешифрируются, незначительно отличаясь на отдельных участках более темным фототоном, общий структурный план подчеркивается совокупностью узких темных и светло-серых линейных элементов, соответствующих направлению сланцеватости и тектонических нарушений. Толща подвергнута интенсивным пликативным и дизъюнктивным деформациям. В процессе ГДП-50 [63], когда еще не объединялись тюльпвыдские метавулканиты и тальинские метаосадки в единую толщу, замечено, что в канавах и скважинах наблюдается единый план динамометаморфических изменений этих образований.

Наиболее представительный разрез нижнетальинской подтолщи в пределах площади вскрыт канавами на профиле ПК 1200–1356 южнее оз. Брагино. Разрез представлен сланцеватыми метабазальтами (60–65 %) с редкими покровами метапикробазальтов (до 5 %), метапикритов (до 10–15 %), реже – метаандезибазальтов (до 3–5 %), с прослоями и пачками метатуффитов и метатуфов пикрит-базальтового состава (до 15 %). Толща инъецирована субпластовыми телами гипабиссальных пикритов (пикритовых метапорфиритов) и силлами габбро-диабазов. Участками по наличию миндалекаменных зон в метабазальтах можно различать отдельные потоки мощностью от первых до десятков метров.

Метабазальты подтолщи темно-зеленовато-серые микрозернистые до среднезернистых, текстуры их преимущественно сланцеватые, реже – массивные, реликтовые шаровые, миндалекаменные или брекчиевидные – в базальтовых метакластолавах, часто базальты перекристаллизованы, превращены в роговообманковые, актинолит-роговообманковые амфиболиты без при-

знаков первично магматических структур. Минеральный состав: роговая обманка (иногда замещается актинолитом) – 50–80 %, плагиоклаз (раскислен до андезина и альбита-олигоклаза) – 15–45 %, кварц – до 5 %, биотит – до 2 %, карбонат – до 5–8 %, эпидот – до 3–5 %, рудные минералы (пирротин, магнетит) – до 5–7 %, акцессорные – апатит, сфен. Характерные структуры: гранонематобластовая, реликтовые микроофитовая и порфировая.

Метапикробазальты темно-зеленовато-серые микрозернистые сланцеватые с реликтами гломеропорфировой и микроофитовой структуры. Минеральный состав: амфибол (роговая обманка и актинолит) – 60–90 %, плагиоклаз (альбит-олигоклаз) – до 2–3 %, биотит – до 15 %, карбонат – до 10 %, пирротин, магнетит – до 7 %, акцессорный – сфен.

Метапикриты превращены в грязно-зеленовато-серые сланцы с нематолепидогранобластовыми, порфиробластическими структурами. Минеральный состав: актинолит-тремолит – до 80–90 %, хлорит – до 20 %, плагиоклаз (альбит-олигоклаз) – до 2–3 %, карбонат – до 10 %, биотит – до 3–4 %, присутствуют тальк, рудные минералы (до 5 %) и сфен (до 1 %).

Метаморфизованные туфы базальтового и пикритового состава, переслаивающиеся с базальтовыми покровами, превращены в темно-грязно-зеленовато-серые неравномернозернистые сланцы амфибол-плагиоклаз-хлоритового, карбонат-тальк-хлорит-актинолит-тремолитового состава с нематогранопорфиробластовыми, фибронематокумулобластовыми структурами.

Туфогенно-терригенные породы (метатуффиты), прослои которых разделяют эффузивные покровы или образуют с ними зоны переслаивания, представлены светло-серыми, зеленовато-серыми сланцевато-слоистыми породами с лепидогранобластовыми, пойкилопорфиробластовыми, реликтовыми псаммитовыми и алевропсаммитовыми структурами. Минеральный состав: плагиоклаз (альбит-олигоклаз) – 25–60 %, кварц – 15–50 %, амфибол (роговая обманка или актинолит) – до 10–15 %, хлорит – 0–15 %, биотит – 7–25 %, гранат – до 5 %, присутствует углеродистое вещество – 0–6 %, эпидот, рудные минералы, турмалин, апатит.

Мощность нижнетальинской подтолщи, судя по всему, изменчива и может оцениваться от 300 до 1 000 и более метров.

Образования нижнетальинской подтолщи метаморфизованы в амфиболитовой фации, частью диафторированы – актинолитизированы, хлоритизированы, биотитизированы, карбонатизированы. В тектонических зонах локально проявлены процессы наложенного метасоматоза с образованием пород типа лиственитов, кварцитов и амфиболовых кварцитов. Динамометаморфические изменения заключаются в рассланцевании, катаклазе, милонитизации и перекристаллизации пород. Наложенные процессы в определенной мере искажают первичную картину петрохимических характеристик вулканогенных пород толщи. По составу метавулканиты нижнетальинской подтолщи относятся к толеитовой петрохимической серии, переходной к известково-щелочной. Магнезиальные низкотитанистые базальты в составе толщи занимают подчиненное положение. Содержание окислов в метаморфизованных пикритах, пикробазальтах, базальтах и андезибазальтах варьирует (табл. 2).

Таблица 2

Химический состав метабазитов нижнетальинской подтолщи [86]

SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	п.п.п.	Σ
47,22	0,58	10,60	3,96	6,66	0,24	13,86	12,30	1,0	0,51	-	-
49,74	1,14	16,23	5,33	4,57	0,16	5,16	13,51	1,90	0,60	1,06	100,18
51,69	1,27	14,01	3,59	10,30	0,22	6,48	8,87	2,34	0,22	0,75	100,07
50,78	1,38	14,27	3,13	9,00	0,21	6,53	8,94	3,60	0,70	1,20	100,02
55,54	1,80	12,54	3,69	9,72	0,23	4,50	7,12	3,36	0,35	0,85	100,07
56,04	1,95	13,26	4,51	8,71	0,20	3,34	6,94	3,40	0,42	0,93	100,01

Верхняя подтолща ($KR_1^4tl_2$). Верхняя подтолща в качестве верхней подсвиты свиты Талья выделена В. Ф. Ступицким с соавторами в районе возвышенности Тальятунтури на смежной с запада территории [73] и позже картировалась всеми исследователями практически в одинаковых контурах и объеме.

В пределах территории верхнетальинская подтолща прослеживается в виде 1–2 полос, слагающих ядра опрокинутых синклиналей шириной от 150–200 до 1 800 м, от западной границы площади листа до озер Меннельяур и Каскельявр, выклиниваясь далее вместе со структурой Южной Печенги на юго-востоке. Практически все поля развития тальинских метаосадочных гнейсосланцев характеризуется плохой обнаженностью.

Согласное залегание верхней подтолщи на амфиболитах нижней, отмеченное выше, подтверждается наблюдениями субсогласных элементов сланцеватости близ границы контактирующих пород на всем ее протяжении. В том числе и в случаях складчатости нормальной и оп-

рокинутой. Облик пород, текстуры и структуры на редких обнаженных участках близки таковым в основном поле развития пород тальинской толщи. Микроритмы мощностью 7–15 см, отмечаемые авторами ГДП-50 [63], содержат псефито-псаммитовые, псаммитовые и алевропелитовые слои. Мощность неотчетливых макроритмов оценивается ими в 90 м. Мощность верхнетальинской подтолщи метаосадочных пород в пределах территории оценивается до 900 м.

По петрографическому составу все чередующиеся текстурные разновидности метаосадочных пород близки между собой. Это светлые, преимущественно мелкозернистые и мелкочешуйчатые гнейсы и сланцы слюдисто-кварц-полевошпатовые, изредка – гранатсодержащие. Различаются серицитовые, двуслюдяные, хлорит-двуслюдяные разновидности. Серицит и мусковит в разных слоях и разновидностях содержатся в количестве от 51 до 60 %, биотит – 5–40 %, хлорит – от 0 до 3–7 %, кварц – 15–70 %, альбит-олигоклаз – 5–50 %. Вторичные и второстепенные – гранат (0–3 %), эпидот, хлорит, карбонат. В обломках, кроме того, наблюдался микроклин, замещенное слюдисто-хлоритовыми агрегатами стекло среднего и основного состава. Акцессорные минералы: апатит, сфен, ортит, циркон, рутил, турмалин, рудные (ильменит, титаномагнетит, магнетит, сульфиды), графит. Состав этих пород в целом – грауваккový и глинисто-грауваккový – отображает состав нижележащих вулканогенных толщ – каплинской, брагинской. Коэффициент зрелости Al_2O_3/Na_2O для зоны контакта толщи с каплинскими вулканитами не превышает 10.

Базитовые прослои, редко встречающиеся, близки амфиболитам нижней подтолщи.

Метаморфизм пород подтолщи, находящихся в Шуони-Каскельяврской зоне, соответствует амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фации, в Южно-Печенгской – эпидот-амфиболитовой.

В процессе ГДП-50 в породах верхнетальинской подтолщи отмечены [63] метаморфо-метасоматические процессы: связанные с рассланцеванием – мусковитизация, хлоритизация, перераспределение кварца и кислого плагиоклаза в виде многочисленных прожилков по сланцеватости и вкрест; порфиробластическое развитие сине-зеленой роговой обманки и буровато-розового альмандина на фоне серебристо-серой основной массы. Горбунов Г. И. и соавторы* эти процессы связывают с Ca-Fe-Mg метасоматозом. Состав этих метасоматитов (в %): роговая обманка – 25–60, серицит и мусковит – 10–25, гранат – 5–15, гранулированные альбит-олигоклаз – 10–20, кварц – 10–20, незначительные примеси эпидота, хлорита, биотита, сфена.

Метаосадочные породы толщи (σ=2,75 г/см^3) характеризуются пониженными значениями поля силы тяжести и спокойным переменным слабоповышенным магнитным полем.

На МАКС толща дешифрируется тонкоструйчатым рисунком фотоизображения, отражающим отдельность и сланцеватость пород и подчеркивающим пологоволнистую складчатость.

ФАНЕРОЗОЙСКАЯ ЭОНОТЕМА

КАЙНОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Расчленение образований четвертичной системы выполнено в соответствии со «Сводной легендой...» [68]. В пределах листа выделены образования нижнего–верхнего звеньев неоплейстоцена и голоцена. Четвертичный покров прерывист, мощность его обычно не превышает 5–6 м, лишь во впадинах рельефа и на полях развития водно-ледниковых образований достигает 50 м, а в тектонически обусловленных ложбинах – до 128 м.

ПЛЕЙСТОЦЕН

НЕОПЛЕЙСТОЦЕН

Верхнее звено

Отложения **осташковского горизонта** представлены гляциолимнием, флювиогляциалом потоковым (озы, долинные зандры), приледниковых дельт и зандров, наледниковыми моренами (абляционно-сплывной, абляционной), основной нормально-пластовой. Выделение перечисленных разновидностей морен произведено по их геоморфологическому облику, гранулометрическому составу и текстурным особенностям. Минералогический состав всех отложений

* *Горбунов Г. И. и др.* Медно-никелевые месторождения Балтийского щита. – Л.: Наука, 1985. 329 с.

осташковского горизонта довольно однообразен и отражает минералогию коренного ложа. Преобладают кварц и полевой шпат, в сумме достигая 80 %, в подчиненном количестве – минералы группы граната, пироксена, амфибола, слюды; присутствуют силлиманит, рутил, циркон, ильменит, железистые минералы. Споры и пыльца в отложениях ледникового ряда обычно отсутствуют, редко встречающиеся зерна, как правило, дальнезаносные.

Гляциолимний осташковского горизонта (lgIIIos) в большинстве случаев занимает незначительные площади, редко достигающие 5 км^2. Гляциолимний образует холмистые равнины в ансамбле с озами, слагает камы, террасы по берегам некоторых озер, в пределах озов иногда образуя камоподобные расширения. Кроме того, эти отложения наблюдаются в погребенном состоянии в горных выработках и скважинах. В целом, гляциолимний представлен песками* с невысоким содержанием гравия и гальки; реже – алевритами и суглинками.

Подстилаются гляциолимниевые осадки основной монолитной мореной, голоценовые аллювиальные и озерные отложения по отношению к гляциолимнию имеют вложенный характер. На АФС камы дешифрируются ровным белым фототоном, группы камов дают крапчатый рисунок; камы, приуроченные к озам, дешифрируются пятнистым (белый и светло-серый фототон) рисунком. Фациальная изменчивость зависит от параметров гляциолимнических образований: чем меньше параметры, тем больше изменчивость.

Гляциолимний, слагающий камы с выпуклыми вершинами, изученные между оз. Алла-Аккаярви и оз. Руоссельяур, в нижней части представлен песками грубозернистыми с гравием, сменяющимися вверх по разрезу песками мелкозернистыми, среднезернистыми, перекрытыми буроватыми супесями. Разрезы центральной части камового поля венчаются плохо сортированными разнозернистыми песками; поверхность камов, расположенных в периферийной части поля, покрыта валунами и галькой. В целом для этих разрезов гляциолимния характерно уменьшение крупности материала снизу вверх. Преобладает горизонтальная слоистость неравномерная простая, места впадения притоков фиксируются косой разнонаправленной слоистостью. В камах, располагающихся по периферии, слоистость более разнообразна: мелкая волнистая и косоволнистая, пучковидная, косая параллельная однонаправленная и др.

Гляциолимний, слагающий одиночные камы, а также террасы, приуроченные к побережьям озер, представлен галечно-гравийно-песчаными отложениями. Гляциолимний равнин, расположенных вдоль флювиогляциальных магистралей, представлен хорошо сортированными песками, сменяющимися вверх по разрезу песками с гравием и галькой. Валуны единичны и обычно присутствуют только на поверхности. Слоистость горизонтальная и косая однонаправленная.

Окатанность крупнообломочного материала гляциолимния различная, преобладает средняя и хорошая. В камах, которые входят в состав камовых полей, окатанность крупной гальки от плохой до хорошей, преобладает средняя, коэффициент окатанности ($К_о$) – 50 %; среди мелкой гальки преобладает хорошо окатанная ($К_о$ – 59 %)**. Эмпирические полигоны распределения (ЭПР) глинисто-песчаных фракций отложений камов характеризуются, в основном, бимодальностью, реже – унимодальностью, мода непостоянна***. Сортированность осадков средняя. Мощность ледниково-озерных отложений обычно не превышает относительной высоты слагаемой ими формы рельефа и достигает 10 м.

Флювиогляциальные отложения осташковского горизонта представлены осадками приледниковых зандров, дельт, потоковыми разновидностями. Залегают они на осташковской морене; перекрыты (частично) морскими верхненеоплейстоцен-голоценовыми осадками.

Флювиогляциальные отложения приледниковых зандров (f_{prz}IIIos) приурочены к долине реки, вытекающей из оз. Понъявр, где ими сформированы плоские равнины. На АФС флювиогляциал приледниковых зандров отличается почти белым фототоном, ровным либо струйчатым рисунком, гладкой структурой фотоизображения. Флювиогляциал представлен в проксимальной части песками с высоким содержанием гальки, гравия и валунов, которые постепенно к периферии зандра замещаются песками без примесей. Мощность, предположительно, не превышает 5 м.

Флювиогляциальные отложения приледниковых дельт (f_{prd}IIIos) приурочены к приустьевой

---

* Названия пород даны в десятичной классификации, где нижняя граница песчаных частиц – 0,1 мм.

** Коэффициент окатанности определялся по формуле: $К_о=100(П_1+2П_2+3П_3+4П_4)/4(П_0+П_1+П_2+П_3+П_4)$, где $К_о$ – коэффициент окатанности (%); $П_0$, $П_1$, $П_2$... – количество подсчитанных в пробе галек нулевого, первого, второго и т. д. классов окатанности по А. В. Хабакову.

*** Для сопоставления результатов 19-фракционного гранулометрического анализа использовались эмпирические полигоны распределения в координатах: конечные размеры фракций в логарифмическом масштабе по оси абсцисс, соответствующие весовые проценты в арифметическом масштабе – по оси ординат (Б. Н. Котельников, 1989).

части р. Касесйоки, долинам рек Печенга и Малая Печенга. Абсолютные отметки поверхности составляют 77–100 м, совпадая с отметками морских осадков трансгрессии Портландия, распространенных севернее границы листа и фациально замещающих флювиогляциал [63]. На АФС отложения дельты дешифрируются светло-серым фототоном, веерообразным, струйчатым рисунком, редким растительным покровом. Литологически дельта представлена косослоистыми гравийными мелко-, средне- и крупнозернистыми песками. Дистальные части сложены обычно переслаивающимися мелко-, среднезернистыми песками и супесями. Падение слоистости в долине р. Кассесйоки 20–30° в направлении дистальных частей дельт. Мощность до 20 м [24].

Потоковый флювиогляциал (f_fIIIos) чаще распространен в понижениях рельефа, слагает озы и долинные зандры, площади развития зандров достигают 25 км^2 (долина р. Титовки). Гранулометрический состав разнообразен: пески различной зернистости с гравием, галькой, валунами.

На АФС озы выделяются своей формой, фототон от серого до почти белого. Долинные зандры отличаются серым фототоном, ровным рисунком.

При сравнении озов гористых и равнинных районов видно, что в составе флювиогляциала, слагающего озы гористых районов, наблюдается повышенное содержание крупнообломочного материала; равнинные озы отличаются камоподобными расширениями, сложенными алевритами, супесями и суглинками. Окатанность гальки средняя, часто хорошая до отличной, форма от утюгообразной до почти сферической, галька гнейсов уплощенная, коэффициент окатанности достигает 60 %. Форма валунов чаще неправильная, близка к утюгообразной. ЭПР мелкозема характеризуется мультимодальностью, плохой сортированностью, открытостью грубозернистой ветви, дефицитом фракции 1,25–1,62 мм. В широких долинах, подобных р. Титовка, алевриты, мелко- и тонкозернистые пески озов хорошо сортированы, ЭПР одновершинны, мода – 0,1 мм, дефицит – 0,08 мм. Озы, как правило, окаймлены водно-ледниковыми равнинами, ширина которых не выдержана. Состав отложений разнообразен, закономерностью является двучленное строение разреза: крупность материала больше в верхней части разреза, чем в нижней. В южной части листа, в долине р. Поткола, юго-восточнее оз. Солозеро отложения озов перекрыты маринием слоев Портландия.

Долинные зандры образуют террасы различной высоты. Сложены песками, песками с валунами, галькой, гравием. Окатанность материала от средней до отличной. Мощность флювиогляциала, слагающего озы, – до 50 м, долинные зандры – более 5 м.

Основой для выделения различных типов морен послужили литологические и геоморфологические критерии. Основная нормально-пластовая морена налегает на породы кристаллического фундамента, иногда, в понижениях рельефа, она подстилается элювиально-делювиальными отложениями [63]. Остальные разновидности морен перекрывают эту морену. Перекрыты морены маринием и морским перлювием осташковско-голоценового возраста и голоценовыми болотными, аллювиальными, озерными отложениями. Образования водно-ледникового ряда налегают на морену, замещают ее по простиранию и находятся в ней в виде маломощных линз. В целом, мощность морены не превышает 25 м, средняя составляет 4–6 м.

Морена наледниковая абляционно-сплывная (g_{ns}IIIos) распространена преимущественно в юго-западной части листа, меньшие площади она занимает на юго-востоке листа. Формировалась абляционно-сплывная морена при таянии льда в полузамкнутых межгорных понижениях рельефа. Отличается дуговой, кольцевой, изогнутой формой гряд, которая хорошо читается на АФС неправильно-кольцевым рисунком. Литологически представляет собой супеси с валунами (до 15 %), галькой (10 %); преобладает материал плохой окатанности. Состав морены в межгрядовом пространстве представляет собой супеси с высоким содержанием алеврита, линзочки песка – лишь около валунов и гальки; материал гряд отличается повышенным содержанием песчаных частиц. Мощность морены не более 5 м.

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

Морена основная нормально-пластовая (g_{bn}IIIos) прерывистым плащом покрывает большую часть площади. В целом, она представлена валунными супесями, содержащими гальку и гра-

вий. Условия формирования морены запечатлелись в формах рельефа и ее текстурных особенностях. Выделяется плащеобразная морена, холмистая морена, приуроченная к понижениям рельефа, реже – к склонам возвышенностей, и грядовая морена, встречающаяся исключительно в понижениях. Петрографический состав валунов всех разновидностей морен пестрый, встречаются все породы местного происхождения и дальнеприносные, руководящими на большей части площади являются гранулиты.

Плащеобразная морена на АФС дешифрируется фототоном от светло-серого до темно-серого, ровным, иногда неяснопятнистым рисунком, через который хорошо просвечивает структурный рисунок подстилающих коренных пород. Текстура пород пудинговая, длинноштриховатая, отдельность мелкоземистой фракции – плитчатая. В основной массе супесей равномерно распространены линзочки песка, мощность их – первые миллиметры до 5 см, протяженность – от первых сантиметров до 1 м, слоистость – мелкая, горизонтальная. Вокруг валунов – песчаная оторочка. В единичных разрезах под мореной, описанной выше, встречаются валунные супеси массивные, постепенно сменяющиеся вверх по разрезу комковатыми. Содержание крупнообломочного материала – 10–15 %, редко – до 40 %. Окатанность валунов и гальки плохая, встречаются неокатанные валуны. ЭПР песчанисто-глинистой фракции одновершинные, мода – 0,08–0,1 мм, всегда присутствует плохо выраженная вершина фракции 0,25–0,315, сортированность плохая, распределение открыто с двух сторон.

Холмистая морена дешифрируется пятнистым рисунком, преобладающий фототон серый. Холмистость обусловлена, вероятно, повышенным содержанием дебриса, приуроченного к понижениям рельефа, где обычно мощность рыхлого материала, захваченного во время оледенения льдами, больше, и неравномерностью его распределения в мореносодержащих льдах. Наиболее полный разрез такого типа морен обычно имеет сложное строение. В нижней части наблюдается переслаивание валунных супесей, различающихся содержанием песчаных линз и крупнообломочного материала, мощность слоев – до 1,5 м. Валуны составляют до 20 %, галька и гравий – 35 %. Окатанность материала плохая (преобладает) и средняя, $К_о$ – до 23 %. Заполнитель – супеси серые, содержащие линзы песков плохо сортированных, мощностью 5 см, протяженностью – до 0,5 м, объемное содержание песчаных линз достигает 40 %. Верхняя часть разреза является абляционной мореной (мощность 0,5 м), отличается повышенным содержанием песка в мелкоземе, содержание крупнообломочной фракции – не более 10–15 %. В верхних частях некоторых разрезов присутствуют водно-ледниковые отложения. ЭПР глинисто-песчаных фракций сходны с ЭПР плащеобразной морены, отличаются большей открытостью грубозернистой ветви и более отчетливым выражением моды – 0,315–0,4 мм наряду с хорошо проявленной во всех случаях модой – 0,1–0,125 мм.

Грядовая морена дешифрируется на АФС параллельным штриховым рисунком, обусловленным расположением гряд, поперечным к длинной оси понижений рельефа. В большинстве случаев поперечные гряды пространственно совмещены с холмами неправильной либо изометричной формы. Генезис их неясен, возможно, они сформировались в трещинах льда, образовавшихся в условиях сжатия. Строение грядовых морен разнообразно. В районе оз. Пулдшикъяур простирание моренных гряд совпадает с простиранием дочетвертичных образований. Видимо гряды кристаллических пород, расположенные поперечно к направлению движения льдов, служили препятствием, поэтому в нижних слоях морены, представленных валунными супесями с линзами песков, залегание нарушенное, слои «вздернуты». В верхней части разреза те же валунные супеси залегают субгоризонтально. В долине р. Лебяжка в верхней части морены вскрыты пески алевритовые с галькой, гравием, перекрытые супесями с гравием, галькой, единичными валунами. На поверхности холмов всегда много валунов, глыб. Валуны почти не окатаны, редко – средней окатанности, $К_о$ – 21 %. ЭПР глинисто-песчаных фракций, в основном, сохраняют черты, присущие основной морене, но отличаются разнообразием – мода непостоянна, смещается либо появляется третья, отсутствующая у прочих разновидностей морены.

Кроме описанных выше разновидностей морен, встречается перлювиальная морена. Площади ее распространения невелики, приурочена она к ложбинам, понижениям, представлена валунно-глыбовым материалом хорошо промытым.

Мощность основной нормально-пластовой морены обычно не превышает 25 м.

Нижнее–верхнее звенья

Представлены нерасчлененным комплексом ледниковых и водно-ледниковых отложений, вскрытых единичными скважинами и горными выработками под мореной осташковского горизонта в северной части площади, в районе оз. Гусиное [63].

Ледниковые образования (gl−III) представлены суглинками бурыми с галькой, валунами,

щебнем с прослоями серо-зеленых глин и супесей. Суглинки, наряду с обломками кристаллических пород различного петрографического состава, содержат отторженцы слабо сцементированных песков дресвяно-гравийных, глин, залегающих ниже. В разрезе оз. Гусиное наблюдается три слоя морены мощностью 14,2 и 6,6 м, залегающие на флювиогляциальных отложениях, разделенные и перекрытые озерно-ледниковыми.

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

Флювиогляциальные отложения (fl−III) представлены галечниками, песками разнозернистыми, песками гравийно-галечными, валунниками. Мощность литологически однородных слоев достигает 2,9 м, в целом флювиогляций не превышает 8 м.

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

Общая мощность образований нижнего–верхнего нерасчлененных звеньев неоплейстоцена достигает 60 м. При палинологическом анализе пыльцы и спор не обнаружено. Генезис установлен по литологическим особенностям, отсутствию палинологических остатков; возраст – по положению в разрезе.

ПЛЕЙСТОЦЕН, НЕОПЛЕЙСТОЦЕН, ВЕРХНЕЕ ЗВЕНО–ГОЛОЦЕН

Склоновые отложения формируются в пределах гор на севере листа. На уплощенных водоразделах развиты маломощные элювиальные отложения; на склонах, в зависимости от крутизны и экспозиции – делювиальные, солифлюкционные. Вдоль крутых, почти отвесных склонов формируются коллювиальные отложения, в распадках – пролювиальные. В формировании склоновых отложений велика роль крипа. На карте показаны площади с преобладающим развитием *элювиальных и делювиальных отложений* (edIII−H), включающих и все перечисленные выше генетические типы склоновых отложений, которые не выражаются в масштабе карты. В пределах склонов гор, возвышенностей, холмов, перекрытых маломощным гляциогенным покровом, также присутствуют элювиальные и склоновые образования, но в масштабе карты они не выражаются. Дешифрируются элювиальные и делювиальные отложения серым неравномерно-пятнистым фототоном, шероховатой структурой изображения. Отложения представлены песками, супесями с глыбами, отломами, щебнем, дресвой; присутствуют валуны, галька, принесенные ледником. Мощность не более 1 м. Коллювиальные отложения представляют собой несортированную смесь глыб (до 2–3 м), щебня, дресвы мощностью до 5–7 м [63]. Делювиальные и солифлюкционные отложения представлены супесями со щебнем и единичными валунами. Мощность их не более 3–5 м [24]. Формирование элювия и склоновых образований началось после таяния ледника, когда освободились склоны гор – в конце осташковского времени. Однако не исключено, что в западинах, по аналогии с прилегающими районами [63], сохранились отложения, сформировавшиеся в более ранние периоды потеплений, поэтому возраст определен, как верхненеоплейстоцен-голоценовый.

Морские отложения распространены в южной части листа, в долинах рек, впадающих в Верхнетуломское водохранилище, и вдоль берега последнего на абсолютных отметках не выше 100–110 м. Подстилаются образованиями осташковского горизонта, перекрыты голоценовым палюстрием; аллювиальные отложения (голоценовые) имеют по отношению к морским осадкам вложенный характер. По литологическим особенностям выделены мариний и морской перлювий. В разрезах выделены слои трансгрессии портландия.

Морской перлювий (mpIIIos−H) сформировался за счет перемыва отложений ледникового ряда, образует прерывистый и маломощный чехол, осложненный береговыми валами. На АФС морской перлювий дешифрируется темно-серым фототоном и пятнистым рисунком, совмещенным с волнистым, слабоволнисто-параллельным рисунками. Представлен морской перлювий, развитый на морене, в основном супесями с валунами, галькой, в западинах – суглинками. Отличается от морены отчетливой горизонтальной слоистостью. На флювиогляциальных отложениях перлювий – пески с галькой, гравием. Граница с подстилающими ледниковыми отложениями постепенная. ЭПР мелкозема морского перлювия, сформированного на моренном субстрате, отличаются от ЭПР морены большей открытостью грубозернистой либо мелкозернистой ветвей, что зависит от состава размываемых пород. Мощность морского перлювия не

более 1 м.

Мариний (mIIIos–H) фациально замещает морской перлювий, иногда – перекрывает его. Дешифрировочные признаки осадков слабые из-за заболоченности тонкозернистых разностей, песчаные отложения дешифрируются ровным светло-серым, почти белым фототоном. Мариний представлен песками различной зернистости, супесями, суглинками, глинами, галечно-гравийно-песчаным материалом. Морские отложения фациально изменчивы как по разрезу, так и по латерали. Средняя мощность мариния – первые метры, редко достигает 18 м.

Верхняя возрастная граница морских отложений определена условно, по сопоставлению гипсометрических уровней морских террас с уровнями датированных террас на сопредельной площади [63] – не позднее атлантического периода. Нижняя граница также определена условно, исходя из того, что проникновение морских вод происходило вслед за таянием ледника.

Морские слои портландия (mIII–Hpt) вскрыты в опорном разрезе 1 на левом берегу р. Туломы [13]. Слои вскрыты на полную мощность, которая составляет около 7,2 м. Представлены суглинками и супесями (мощность – 1 м), сменяющимися вверх по разрезу темными глинами и илами (мощность – около 2 м), содержащими раковины моллюсков *Yoldia (Portlandia) lenticula* Möll., *Y. (P.) arctica* Gray, *Y. hyperborea* (Lov.). Выше залегают суглинки, супеси (мощность – около 3,5 м) и пески (мощность – 0,7 м). В нижней части слоев найдено десять морских видов диатомей единичной встречаемости, один вид – *Isthmia nervosa* – нередко, а также четыре единичной встречаемости холодноводных пресноводных вида (определения Е. А. Черемисиновой). В верхней части слоев портландия в супесях В. С. Порецким определено от трех до восьми видов диатомей, внизу морских, а вверху – до 50 % пресноводных. Спорово-пыльцевые спектры (определения Р. М. Лебедевой) отражают прохладные приледниковые условия (преобладание пыльцы древесной березы, содержание пыльцы карликовой березы до 20–40 %, среди травянистых – разнотравье, злаки, полыни, вересковые и осоковые). Залегают слои на осташковском флювиогляциале, перекрыты морскими слоями фолас.

ГОЛОЦЕН

Среди голоценовых отложений выделены морские, аллювиальные, озерные, палюстринные и техногенные осадки. Морские отложения расчленены на слои фолас (нижняя часть голоцена) и слои тапес (средняя часть голоцена). Верхняя часть голоцена представлена техногенными образованиями.

НИЖНЯЯ ЧАСТЬ

Морские слои фолас (mH^1ph) вскрыты в том же опорном разрезе 1 на берегу р. Тулома, что и слои портландия. Мощность их около 5,5 м. В нижней части они представлены тонкозернистыми глинистыми песками с базальным слоем из мелкозернистого песка с гравием и галькой (мощность – 0,7 м), в средней – синеватыми суглинками с пятнами и полосами органического вещества (мощность – 1,2 м), в верхней – серыми суглинками и супесями (мощность – 3,6 м). В средней и верхней частях слоев выделяются плоскости ожелезнения и железистые стяжения разнообразных форм. Малакофауна в суглинках представлена двумя аркто-бореальными с господством *Astarte compressa* и одним арктическим видом [13]. В слоях определено не менее 65–72 видов и разновидностей диатомей, преимущественно морских литоральных, сублиторальных, а также солоноводных эстуарно-лагунных. Многие морские виды, часть солоноводно-морских и только отдельные виды пресноводных, имеют высокую и повышенную встречаемость; отмечаются виды, характерные для пелагической зоны (определения Е. А. Черемисиновой). Спорово-пыльцевые спектры отличаются большим содержанием спор и пыльцы травянистых (в том числе вересковых, полыней и злаков), а среди древесной пыльцы – карликовой березки, что характерно для бореального периода голоцена.

СРЕДНЯЯ ЧАСТЬ

Морские слои тапес (mH^2tp), вскрытые в разрезе на р. Туломе, представлены супесями мощностью 0,6 м, залегающими на слоях фолас. Супеси содержат десять видов диатомовых единичной встречаемости, большей частью пресноводных. Спорово-пыльцевые спектры отличаются резким преобладанием группы древесных, а в ней – пыльцы березы. По заключению Р. М. Лебедевой отложения формировались в атлантический период.

ВЕРХНЯЯ ЧАСТЬ

Техногенные отложения в пределах листа занимают незначительные площади.

Техноген построек и сооружений ($t_{ps}H^3$) – это жилые и хозяйственные постройки поселка Приречный, мощность отложений в большинстве случаев не превышает 4 м.

Техноген перемешивания ($t_{pm}H^3$) сформирован в пределах крупных болотных массивов, вдоль основной автомагистрали. Болотные массивы мелиорированы, в процессе сельскохозяйственных работ почвенный слой нарушен не более чем на 0,7 м.

Техноген насыпной ($t_{ns}H^3$), представленный отломником с глыбами и щебнем, сформировался в процессе добычи руды, мощность его до 50 м.

ГОЛОЦЕН НЕРАСЧЛЕНЕННЫЙ

Аллювий (aH) развит в долинах всех водотоков. В долине р. Туломы в результате строительства плотины, аллювиальные террасы затоплены, фрагментарно наблюдается поверхность аллювиальной террасы шириной 6–7 м, возвышающейся над урезом воды на 0,1 м. В долинах рек локально отмечаются низкая, высокая поймы и первая надпойменная терраса. Аккумулятивными из них обычно являются только поймы. В крупных реках аллювий дешифрируется по темно-серому фототону, петельчатому рисунку следов блуждания русла, фестончатой границе отложений; аллювий мелких водотоков – в виде узкой темной полоски. По отношению ко всем типам отложений аллювий имеет вложенный характер. Состав аллювия зависит от состава размываемых пород: в пределах полей морены русловая фракция на 80–90 % состоит из валунов и гальки, при пересечении водно-ледниковых отложений формируются осадки с высоким содержанием песка. Мощность аллювия не более 2 м. Формирование его началось после таяния ледника.

Лимний (lH) развит по берегам озер, слагает первую озерную террасу и пляж. Залегает на образованиях осташковского горизонта, реже – на морских верхненеоплейстоцен-голоценовых осадках, частично перекрыт палюстрием. Дешифрируется серым фототоном, иногда параллельным рисунком, чаще – в виде двухцветной ленточки: темно-серая шероховатая полоска у воды (обычно – береговой вал) и серая гладкая (заболоченная часть) – в тыловой части озерной террасы. Пляжи на АФС дешифрируются в виде яркой белой гладкой полоски. Лимний представлен песками мелкозернистыми, тонкозернистыми, реже – мелко-среднезернистыми, иногда – гравийными. Слоистость горизонтальная, реже – волнистая. По берегам небольших озер аккумулятивные террасы сложены илами, в верхней части – заторфованными. Мощность лимния не превышает 1,5 м. Формирование лимния началось после таяния ледника.

Палюстрий (plH) развит повсеместно, максимальные поля его распространения приурочены к нижним частям долин рек, впадающих в Верхнетуломское водохранилище, и берегам последнего. Болотные осадки перекрывают все типы отложений. Торф слагает верховые, переходные и низинные болотные массивы. Низинные и верховые болота дешифрируются ровным серым фототоном, гладкой структурой изображения. Переходные болота отличаются более светлым фототоном, морщинисто-пятнистым, волнисто-полосатым, близким к сетчатому рисунку. В верхних слоях разреза торфа плохо- и полуразложившиеся светло-коричневые и коричневые, в нижних – полуразложившиеся коричневые и темно-коричневые. В отдельных слоях заключены многочисленные остатки древесины. Мощность до 3 м.

Палинологический и радиоуглеродный анализ разреза палюстрия, расположенного на смежной территории западнее листа, позволили расчленить отложения до наслоев. Выделяются атлантический, суббореальный и субатлантический наслои. Получена датировка торфа, залегающего на глубине 1,38–1,34 м – 4 850±50 лет.

ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ И МЕТАМОРФИЗМ

На рассматриваемой территории, сложенной породами раннего докембрия, широким развитием пользуются метаморфические и тесно связанные с ними ультраметаморфические породы. Лопийские и раннекарельские глубинные магматические породы размещаются среди более поздних тектоно-метаморфических или ультраметаморфических образований и не обнаруживают эндоконтактовых образований. К собственно интрузивным образованиям относятся позднелопийские лейкократовые анатектит-граниты, неопределенного возраста (позднелопийские–сумийские) дифференцированные тела гипербазит-базитов карикъяврского комплекса, сумийские расслоенные интрузии, позднекалевийские тела габброидов, диоритов, гранитов, встречающиеся во всех зонах, и крупные массивы гранитов лицко-арагубского комплекса позднего карелия. К позднему карелию относятся также дайки базитов нясюккского комплекса, андезидацитовые экструзии порьиташского, и, вероятно, самая поздняя фаза формирования широко развитых мигматит-гранитов и мигматитов.

СААМСКИЕ-РАННЕЛОПИЙСКИЕ МЕТАМОРФИТЫ

Самые древние образования рассматриваемой территории и Кольского региона в целом имеют датировки не древнее 3 млрд лет, то есть являются лопийскими. Однако возможность нахождения субстрата более древних (саамских) пород среди ультраметаморфических и метаморфических образований раннего лопия сохраняется. Это обстоятельство, а также потенциальное наличие субстрата для всех метаморфических преобразований заставляют сохранять саамий в наименовании самых древних пород региона. Ортоамфиболиты, теснейшим образом связанные с метаморфическими амфиболитами, и ультраметаморфические диоритоиды–плагиогранитоиды, развивающиеся по метаморфическим породам и ортоамфиболитам, относятся к раннему лопию.

Кольский метаморфический комплекс. Вопрос возраста полиметаморфических комплексов, являющихся фундаментом для лопийских и карельских супракрустальных и интрузивных образований, дискутируется многие годы. Компромиссное решение этого вопроса на уровне РМСК и РМПК отражено в двойном индексе $SM–LP_1$ для пород кольского метаморфического комплекса. Для территории Кольского региона в целом в составе кольского комплекса выделяется три вещественных подкомплекса, унаследованных от трехчленного стратиграфического деления кольской серии. На рассматриваемой территории развиты породы всех трех подкомплексов кольского комплекса: амфиболито-гнейсовый, железисто-гнейсовый и глиноземисто-гнейсовый.

В разрезе СГ-3 наблюдается чередование четырех толщ глиноземистых гнейсов и биотит-амфиболовых, биотитовых гнейсов и амфиболитов, причем это чередование описывается как стратиграфическая последовательность, хотя контакты часто тектонические либо разбурены. По данным Б. А. Шлайфштейна с соавторами [86], это «переслаивание» рассматривается как тектоническое скучивание.

В распространении образований описываемого комплекса существует определенная закономерность. Амфиболито-гнейсовый подкомплекс выделяется в северо-восточном и южном обрамлении Печенгской структуры, то есть в западной части Титовского и в Раннийокско-Аллареченском блоке, соответственно. Породы железисто-гнейсового и глиноземисто-гнейсового подкомплексов развиты в структурах Западно-Кольского блока на некотором удалении от Печенгской структуры.

Образования кольского метаморфического комплекса, являясь самыми древними на площади работ, секутся всеми известными магматическими породами. Они метаморфизованы в амфиболитовой фации метаморфизма, в различной степени подвергались региональной гранити-

зации разного времени и нередко встречаются лишь в виде скиалитов в гранитах. Данные о возрасте метаморфизма пород кольского комплекса, полученные по материалам сверхглубокой скважины, соответствуют интервалу 2 860–2 865 млн лет [17].

Амфиболито-гнейсовый подкомплекс (agSM–LP$_1$*kl*). Породы амфиболито-гнейсового подкомплекса кольского метаморфического комплекса слагают Раннийокско-Аллареченский блок архейского фундамента в центральной части территории, отделенный на севере от Шуони-Каскельяврской купольно-складчатой зоны разломом первого порядка и от Лапландской надвиговой зоны (на юге) – Мохтьозерской шовной зоной. В пределах Западно-Кольского блока на северо-востоке территории амфиболито-гнейсовые образования находятся в ассоциации с железисто-гнейсовыми и глиноземисто-гнейсовыми.

Раннийокско-Аллареченский блок археид по строению делится на четыре блока: самый крупный в пределах территории – Аллареченская купольно-складчатая структура. В ее строении при куполообразной структуре в целом и преобладающему составу ультраметаморфических плагиогранитов условно можно выделить два купольных и один синформный участки, подчеркиваемые и разделяемые амфиболитами и гнейсами рассматриваемого подкомплекса кольского метаморфического комплекса. Следует сразу оговориться, что контуры амфиболито-гнейсовых пород на геологической карте отражают лишь преобладание в данном месте чередующихся амфиболитов и гнейсов, повсеместно гранитизированных в той или иной степени. Кроме того, состав пород, традиционно называемых гнейсами, чрезвычайно близок плагиогранитоидам, отличаясь лишь меньшей зернистостью, лучшей гнейсовидностью. Можно было бы сказать – и полосчатостью – в случае чередования с амфиболитами. Но как раз в этом случае они часто выступают в роли мезосомы при гранитизации плагиогранитами, что воспринимается как первая неосома полимигматитов. Переходы от гнейсов к собственно гранитной лейкосоме нередко теневые. И по анализу состава многочисленных гнейсовых толщ этого района прежних интерпретаций [80], последовательно окаймляющих отмеченные выше купола, видно, что это расчленение отражает степень гранитизации. На периферии куполов преобладают амфиболовые гнейсы и амфиболиты, ближе к гранитам – биотитовые гнейсы.

В данной работе учитывалась выше отмеченная закономерность, однако контуры амфиболито-гнейсовых участков рисовались с учетом дешифрирования МАКС. Как и везде в Кольском регионе, амфиболитам соответствуют темные фототона, амфиболито-гнейсовые участки отличаются пестрым фототоном, в целом более темным, чем на гранитах. Правда, сильная нарушенность экосистемы в связи с вырубками снижает возможности дешифрирования. Рисунок фотоизображения чаще всего отражает разломную тектонику и ее влияние на отдельность пород, вторичное рассланцевание. В меньшей степени видна гнейсовидность. В целом гнейсовидность гнейсов конформна гнейсовидности плагиогнейсогранитов и кристаллизационной сланцеватости амфиболитов.

Соотношения амфиболитов, амфиболовых, амфибол-биотитовых и биотитовых гнейсов на участках их развития самые различные. На склонах куполов мощности сравнительно однородных пачек гнейсов (биотитовых, амфибол-биотитовых) – до первых десятков метров. Но и среди них соблюдается закономерность – наличие прослоев более меланократовых гнейсов – амфиболсодержащих, амфиболовых или амфиболитов.

По петрографическому составу все многообразие пород от амфиболитов до биотитовых гнейсов, гранитогнейсов можно объединить в три группы: амфиболиты, плагиоклазовые гнейсы амфибол-биотитовые и биотитовые.

Амфиболиты и гранатовые амфиболиты – среднезернистые нематогранобластовые породы с четко выраженной кристаллизационной сланцеватостью. Минеральный состав: обыкновенная роговая обманка – 30–80 %, плагиоклаз – 15–55 %; второстепенные минералы – гранат, кварц, биотит (до 5 %); вторичные – куммингтонит по роговой обманке, хлорит по биотиту, гранату, мусковиту, эпидот по плагиоклазу, биотит по амфиболу, мусковит по биотиту и плагиоклазу, скаполит, карбонат; акцессорные – апатит, рутил, сфен, ортит, циркон, рудные.

Плагиогнейсы амфибол-биотитовые – неравномерно мелко- и среднезернистые четко гнейсовидные, иногда полосчатые, светло-серые породы со всеми переходами в плагиогнейсограниты или гранодиориты. Минеральный состав плагиогнейсов (в %): биотит – 3–10, обыкновенная роговая обманка – 1–7, гранат – 0–8, кварц – 15–30, плагиоклаз – 30–60, калишпат – 0–20; единичные зерна эпидота; вторичные – серицит по плагиоклазу, хлорит по биотиту, амфиболу, мусковит по плагиоклазу, биотиту; акцессорные – ортит, апатит, циркон, сфен, рудные.

Гнейсы биотитовые, иногда с гранатом – мелко- и среднезернистые породы лепидогранобластовой структуры – в чистом виде, не мигматизированном и не рассланцованном, встречаются редко. Состав их (в %): темно-коричневый биотит – 5–20, кварц – 15–35, плагиоклаз – 15–60, калиевый полевой шпат – 0–40, гранат – от единичных зерен до 5–10; вторичные – мусковит по

плагиоклазу, биотиту, хлорит по биотиту, мусковиту, эпидот по плагиоклазу; акцессорные – рудный, апатит, циркон, сфен, ортит, рутил.

По химическому составу амфиболиты отвечают толеитовым и известково-щелочным базальтам, гнейсы – андезидацитам (табл. 2).

Таблица 2

Химический состав пород кольского метаморфического комплекса и комплексов ортоамфиболитов и ультраметаморфических гранитоидов

SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	п.п.п.	Автор
69,26	0,56	15,28	0,89	3,17	0,06	1,95	2,64	4,20	1,36	0,66	[86]
58,24	0,80	21,23	1,77	5,87	0,08	4,00	1,64	2,50	2,24	1,20	[86]
50,80	0,92	23,09	2,51	7,38	0,18	4,65	2,86	4,00	2,52	0,98	[86]
43,10	0,04	0,59	33,30	17,87	0,06	1,85	3,00	0,17	0,29	33,30	[43]
70,40	0,26	14,38	0,32	1,98	0,03	2,12	2,86	4,88	2,20	0,32	[43]
40,60	0,05	0,62	33,80	18,95	0,12	3,60	1,72	0,23	0,35	33,80	[43]
49,84	1,48	13,84	2,51	10,98	0,22	7,00	10,73	2,64	0,40	0,30	[36]
51,96	1,25	12,57	2,89	9,81	0,20	7,80	7,79	3,60	0,84	0,88	[86]
48,58	1,43	12,36	4,35	12,73	0,11	6,44	9,00	2,88	1,22	4,35	[43]
63,12	0,43	13,42	3,08	5,17	0,07	4,04	4,43	3,84	1,75	3,08	[43]
64,26	0,62	15,20	1,21	5,53	0,06	3,43	2,00	3,22	2,52	1,21	[43]
52,78	0,67	18,81	3,09	5,54	0,17	4,80	8,58	3,80	0,90	0,50	[86]
50,02	1,69	13,70	4,98	10,84	0,26	4,90	9,15	2,41	1,00	0,63	[86]
71,70	0,15	13,54	0,64	0,94	0,03	1,63	1,29	2,88	6,16	0,93	[86]
66,16	0,14	18,14	0,56	1,01	0,03	1,35	1,07	5,60	5,78	0,39	[86]
64,26	0,62	15,20	1,21	5,53	0,06	3,43	2,00	3,22	2,52	1,21	[43]

Железисто-гнейсовый подкомплекс (fgSM–LP_1kl). Образования подкомплекса в южном обрамлении Печенгской структуры в гравитационном поле попадают в область горизонтального градиента, образованного локальными аномалиями массивов Шуони и Каскельяур, а в поле остаточных аномалий характеризуются отрицательными аномалиями. Плотность гнейсов меняется от 2,59 до 2,90 г/см^3 (в самых меланократовых). Амфиболиты комплекса (σ=2,93–3,00 г/см^3) в случае большого объема их среди гнейсов–гнейсогранитов создают локальные положительные аномалии поля силы тяжести. Биотитовые гнейсы (σ=2,65 г/см^3) близки по всем своим свойствам ультраметаморфическим гнейсогранитам. Магнитное поле слабоотрицательное с отдельными положительными аномалиями, обусловленными скорее всего наложенными вторичными процессами. Значения магнитной восприимчивости варьирует в пределах (1–90)·10^{-5} ед. СИ. Повышенная магнитность для неизмененных пород не характерна. На МАКС породы комплекса дешифрируются только на фоне гнейсогранитов чуть более темным и (или) пестрым фототоном.

Возраст метаморфических и ультраметаморфических пород Раннийокско-Аллареченской зоны археид, определенный изохронными методами, колеблется в пределах 2,94–2,80 млрд лет [22].

В северо-восточной части Титовского блока и в Урдозерском блоке, где слабее выражены контрастность чередования пород подкомплекса и их разнообразие, в том числе железистых, контуры их более условны. В поле силы тяжести районы распространения железистых пород отличаются относительно положительной аномалией интенсивностью до 1 мГал с локальными аномалиями интенсивностью до 1,5 мГал. Плотность пород – от 2,64 до 3,21 г/см^3 (средняя – 2,92 г/см^3). В магнитном поле железистые породы подкомплекса выделяются интенсивными аномалиями до 5 000 нТл, аномалиями МПП интенсивностью до 2 400 мкВ. Магнитная восприимчивость пород подкомплекса колеблется от 30·10^{-5} до 5 000·10^{-5} ед. СИ (до 5 300·10^{-5} ед. СИ в железистых кварцитах). Границы пород подкомплекса на карте предполагаемые или проводятся по дешифрирующимся на аэрофотоснимках разломам, сами же образования на АФ и КС не дешифрируются.

Железистые породы образуют линзы всегда согласные вмещающим породам. Контакты железистых скарноподобных образований в большинстве случаев нечеткие, как всякие метасоматические [86]. Изредка контакты тел железистых пород резкие, четкие, прямые и ровные, во вмещающих породах вблизи контактов увеличивается содержание темноцветных минералов. Размеры тел железистых пород в районе оз. Бол. Кошка: 0,5×0,2, 0,6×0,15 и 0,7×0,15 км. Породы эти обычно черные разнозернистые, реже – мелко-, тонкозернистые, с типичной тонкополосчатой текстурой, обусловленной чередованием тонких слоев с различным содержанием магнетита, кварца и темноцветных минералов, мощностью от первых миллиметров до первых

сантиметров. Содержание кварца в них – от 5 до 85 %, амфибола (роговая обманка) и (или) пироксена (бронзит, гиперстен) – от 5 до 80–85 % и магнетита (иногда гематита) – от 10 до 60–70 % (в среднем довольно высокое – 25–45 %), также отмечается плагиоклаз, эпидот и гранат, изредка содержатся акцессорные минералы: апатит, циркон, ортит.

Возраст подкомплекса железистых гнейсов принимается соответствующим возрасту кольского метаморфического комплекса в целом. Возраст метаморфо-метасоматических процессов, которому железистые породы обязаны своим происхождением, может быть смещен до времени позднелопийской или даже сумийской активизации зон ранних археид. Так, для железистых пород Центрально-Кольского блока существуют (Ю. Б. Пушкарев, 1990) определения модельного возраста по галениту в 2 790 млн лет и изохронного Rb-Sr по диопсиду – 2 500±120 млн лет.

Глиноземисто-гнейсовый подкомплекс ($ggSM-LP_1kl$). Породы глиноземисто-гнейсового подкомплекса на площади работ имеют наибольшее развитие в Титовском блоке, на некотором удалении от Печенгской структуры, меньше – в Урдозерском и Одежъяврском блоках. Подкомплекс сложен силлиманит-гранат-биотитовыми, гранат-биотитовыми и биотитовыми гнейсами, изредка с прослоями амфиболитов. Контакты с породами амфиболито-гнейсового подкомплекса преимущественно тектонические. Контакты с породами железисто-гнейсового подкомплекса чаще всего условные, фиксируются по появлению в разрезе характерного полосчатого чередования разновидностей железистых гнейсов, различающихся по составу и структурно-текстурным особенностям. Контакты разновидностей глиноземистых гнейсов чаще всего нечеткие с постепенными переходами, в отдельных случаях – резкие. Породы комплекса интенсивно гранитизированы, мигматизированы, в них отмечаются тела аплитов и пегматитов, кварц-полевошпатовые и пегматоидные прожилки.

Глиноземистые гнейсы, являющиеся характерными для описываемого подкомплекса, представляют собой мелко-среднезернистые породы, серые, частью с характерным бурым оттенком. Высокоглиноземистые минералы представлены силлиманитом (фибролитом), реже – кианитом, кордиеритом, ставролитом. В гнейсах присутствует биотит характерного красновато-коричневого цвета. Химический состав гнейсов приведен в таблице 2.

В магнитном поле породы подкомплекса не выделяются, они практически не магнитны (магнитная восприимчивость – $(10–900)\cdot10^{-5}$ ед. СИ). В поле силы тяжести на границах с гранитоидами они выделяются повышенными значениями (плотность – 2,63–2,94 г/см^3) и локальными остаточными аномалиями осредненного поля интенсивностью 1,5–2,0 мГал. На МАКС образованиям глиноземисто-гнейсового подкомплекса соответствуют светлый фототон и неконтрастно полосчатый рисунок фотоизображения.

По двум фракциям округлого циркона, выделенного из эндоконтактовой зоны чарнокитового массива Холмватн (северная Норвегия), получен возраст 3 029±09 млн лет, который интерпретируется как соответствующий реликтовому циркону из вмещающих глиноземистых гнейсов, аналогичных гнейсам Западно-Кольского блока [19].

На основании детального петрохимического изучения вещественного состава пород кольского метаморфического комплекса в целом по скв. СГ-3 сделаны следующие выводы об их дометаморфической природе: биотит-плагиоклазовые гнейсы с высокоглиноземистыми минералами могли представлять собой глинисто-песчанистые осадки; биотит-плагиоклазовые, биотит-амфибол-плагиоклазовые гнейсы являются первично магматическими породами и по химизму отвечают составам андезидацитов. Амфиболиты являются ортоамфиболитами, они отвечают первично магматическим породам основного состава (базальты, андезибазальты)[*].

Для образований кольского метаморфического комплекса получены наиболее древние радиогеохронологические датировки – от 3 030 до 2 930 млн лет [19], что соответствует раннему лопию (низы позднего архея) [68].

РАННЕЛОПИЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

Раннелопийские интрузии теснейшим образом связаны с породами кольского метаморфического комплекса и развиты в тех же блоках археид и их граничных зонах. Расчленение всего комплекса археид на ортоамфиболиты–диориты–плагиограниты и амфиболито-гнейсовый «метаморфический комплекс» приходится признавать весьма и весьма условным. Амфиболиты метаморфического комплекса и ортоамфиболиты, выделяемые в отдельные тела с резкими ограничениями, – практически одни и те же породы. Плагиогнейсы и ортогнейсы диорит-плагио-

[*] Магматические метаморфические комплексы пород Кольской сверхглубокой скважины // Тр. ВСЕГЕИ. Т. 335. – Л.: Недра, 1986.

гранитного комплекса также не имеют резких различий по составу, а переходные структуры и текстуры стирают и грани морфологии тел ультраметаморфитов. Поэтому все границы метаморфитов–ультраметаморфитов на геологической карте также условны – по смене преобладающих условных генотипов пород. Исключение составляют некоторые тела ортоамфиболитов (они и выделены на карте), контрастные вмещающим гнейсам или гнейсогранитам по составу, с объемом, достаточным для выделения в данном масштабе. В более крупном масштабе возможно выделение более мелких тел из состава амфиболито-гнейсового комплекса. Теневые переходы в мигматит–диориты–плагиограниты возможны в телах любого размера, особенно по «латерали» план-параллельной структурно-текстурной ориентировки пород и тел в целом.

Комплекс ортоамфиболитов (αLP_1). К комплексу ортоамфиболитов отнесены габброамфиболиты и амфиболиты, слагающие удлиненные тела мощностью от первых метров до 200 м, протяженностью от первых десятков метров (на карте не выделены) до 1–2 км, редко – 3 км. Развиты они преимущественно в северной части Руннийокско-Аллареченского блока археид, где являются субстратом для метаморфо-метасоматических процессов, наряду с амфиболито-гнейсовыми метаморфическими образованиями и будинами ультрамафитов аллареченского комплекса. На карте в большинстве случаев они не выделены, так как в телах соответствующего масштаба они не сохранились.

К северному контакту зоны археид с Каскельяврским массивом диоритов приурочено тело среднезернистого мезократового ортоамфиболита, прослеженное по отдельным выходам вдоль дешифрируемого по АФС дугового разлома, обращенного выпуклостью на северо-восток. Наблюдаемая мощность тела амфиболитов – более 30 м. Амфиболиты залегают согласно со сланцеватостью вмещающих пород амфиболито-гнейсового подкомплекса кольского метаморфического комплекса, непосредственные контакты с вмещающими закрыты четвертичными отложениями. Конфигурация более мелких тел ортоамфиболитов в плане от скобовидной до полукольцевой, что подчеркивает характер складчатости комплекса археид в целом. Контакты этих тел обычно резкие, и кристаллизационная сланцеватость слагающих их пород согласна гнейсовидности вмещающих их плагиогранитоидов. Слово «вмещающие» в данном случае не означает относительную древность этих пород, но только преобладание их как матрицы.

Тела, выделенные на геологической карте, удовлетворительно дешифрируются на черно-белых и цветных АФС. Они заверены по отдельным коренным выходам по материалам ГСР разных лет. В крупных телах габброамфиболитов отмечаются линзообразные и скиалитоподобные сгущения меланосомы до мономинеральных горнблендитов либо пироксенсодержащих ультрамафитов. Закономерностей их размещения не выявлено. Первичная ли это дифференциация или результат метаморфической синкинематической дифференциации остается неясным. С плагиогранитоидами границы тел базитов, как правило, резкие, реже – постепенные, через маломощные зонки теневых пород диоритоидного состава. Отсутствие корок закалки на контакте тел габброидов с плагиогранитоидами говорит о более позднем времени формирования гранитоидов относительно габброидов.

Габброамфиболиты и амфиболиты – темные, преимущественно среднезернистые, реже – крупнозернистые, породы бластогаббровой структуры. В мелких телах они преимущественно мелкозернисты, с нематогранобластовой структурой. Петрографический состав ортоамфиболитов отражает, во-первых, степень их основности – преобладают метагабброиды с обособлениями метапироксенитов и во-вторых – степень их амфиболитового метаморфизма в минеральном и структурном выражениях.

Метапироксениты (обособления в габброидах) содержат: бесцветный диопсид – до 30–50 %, ромбический пироксен – до 65 %, роговую обманку – 35–100 %, плагиоклаз (An – 35–50 %) – до 10 %. Второстепенные и вторичные минералы: кварц, биотит, серицит, эпидот, цоизит, карбонат, рудные; акцессорный ортит (включения в роговой обманке).

Метагаббро, метагаббронориты, габброамфиболиты и ортоамфиболиты – ряд пород близкого состава с разной степенью метаморфических преобразований, сопряженных с ультраметаморфическим гранитобразованием. Реликтовая структура этих пород габбровая, бластогаббровая, наиболее распространенная – нематогранобластовая. Состав (в %): диопсид–геденбергит – 5–30, гиперстен – от реликтов до 45, обыкновенная роговая обманка – 10–50, андезин-лабрадор (An – 34–57 %) – от 10–20 до 60; вторичные и второстепенные – кварц (первичный и вторичный), биотит, гранат, серицит, хлорит, микроклин, эпидот, скаполит, карбонат, рудные; акцессорные – магнетит, сфен, апатит, монацит, циркон. По химическому составу ортоамфиболиты соответствуют габброидам, до габбродиоритов (табл. 2).

Комплекс ультраметагенных диоритов–плагиогранитов (δ-$p\gamma LP_1$). К комплексу ультраметаморфических пород раннего лопия отнесены все промежуточные и конечные продукты процесса натровой гранитизации в условиях амфиболитовой фации. Наиболее основные члены

ряда – метагаббродиориты, диориты, далее – гнейсогранодиориты и конечный член – плагиогнейсограниты и анатектит-плагиограниты. Развиты эти породы в пределах Руннийокско-Аллареченской купольно-складчатой зоны археид. Преимущественным развитием в собственно Аллареченской купольно-складчатой структуре пользуются плагиогранитоиды, в восточных блоках зоны и Киедгеваррском блоке на западе – гнейсогранодиориты. Аллареченский купол с северо-запада подчеркивается конформными ему полукольцевыми разломами, предположительно взбросового характера, по которым проходит довольно четкая граница мигматит-плагиогранитов купола и окаймляющих его гранитизированных в разной степени пород с реликтами более плотного субстрата. Этой границе соответствует градиентная зона поля силы тяжести. Южный сегмент купола осложнен пологоскладчатыми образованиями второго порядка, в какой-то мере обусловленными крупными реликтами субстрата амфиболито-гнейсового подкомплекса кольского метаморфического комплекса. Восточнее, по разлому восток-северо-восточной ориентировки к Аллареченскому примыкает Копосовский блок малых купольных структур. Собственно Копосовская купольная структура имеет правильную овальную конфигурацию с размерами по осям – 6×4 км, обусловленную кольцевыми разломами. Центральная его часть сложена зонально сменяющимися гнейсоплагиогранитами–гнейсогранодиоритами, периферия – амфиболитами и гнейсами с мелкими телами гипербазитов аллареченского комплекса и позднекарельских гранитов. Юго-восточнее купола Копос по комплексу дистанционных методов и скудного фактического материала намечается еще две небольших купольных структуры более простого строения, также с гнейсоплагиогранит-гнейсогранодиоритовой центральной частью. На северо-востоке того же блока четко выделяется такого же размера куполовидная структура Яггесоайве с более молодыми реоморфическими гранитами в центральной части.

Во всех описанных структурах на границах полей плагиогранитов и гранодиоритов отмечаются зоны перемежаемости этих пород. Характерная черта всех этих образований – в каждом из них всегда можно найти скиалиты или тени более основных пород. Кроме того, все эти породы гнейсовидны, то есть их следует называть гнейсодиоритами, гнейсогранодиоритами, плагиогнейсогранитами. Среди последних выделяются несколько более лейкократовые и массивные образования, часто имеющие секущие контакты с плагиогнейсогранитами и другими породами. Воспринимаются они как анатектит-граниты того же цикла гранитообразования, на карте не выделены, поскольку не слагают больших объемов.

Среди контрастных полосчатых мигматит-гранитов выделяют грубополосчатые с мощностями полос лейкосомы и меланосомы от 0,15 до 2 м и тонкополосчатые с мощностями до 15 см. В качестве меланосомы выступают гнейсы, амфиболиты, ортоамфиболиты и все промежуточные члены того же ряда ультраметаморфитов, образовавшиеся теневым способом или возможно локально – анатектическим. В контрастных мигматитах по меланократовому субстрату иногда наблюдаются полосы мезосомы, то есть лейкосома первой генерации. Чаще всего это также плагиогранит, более меланократовый, чем поздняя лейкосома, или гранодиорит.

Гнейсодиориты, гнейсогранодиориты и плагиогнейсограниты – породы соответственно темно-серые, пятнистой текстуры, серые и светло-серые однородные, преимущественно средне- и крупнозернистые, редко – мелкозернистые. Петрографический состав чрезвычайно сходен, различия выражаются в количественных соотношениях фемических и салических минералов и акцессорий. Он представлен (в %): плагиоклаз (An – 40–14 %) – 20–80, кварц – 10–50, роговая обманка – до 10, биотит – 5–7; второстепенные и вторичные – гранат, хлорит, эпидот-циозит, микроклин, мусковит, серицит; акцессорные – апатит, ортит, монацит, циркон, сфен, магнетит, пирит. Микроклинизация проявлена локально и крайне неравномерно. Диафторические изменения характерны для зон рассланцевания и бластокатаклаза – в пределах или вблизи тектонических зон. Химический состав типичных разновидностей приведен в таблице 2.

В поле силы тяжести плагиогранитоиды (σ=2,62–2,68 г/см^3) выражаются пониженными его значениями, а зоны рассланцевания при отсутствии или минимальном количестве скиалитов и ксенолитов базитов – локальными отрицательными аномалиями. Породы диоритового ряда (σ=2,68–2,80 г/см^3) чаще всего гранитизированы в той или иной степени, поэтому в поле силы тяжести нерезкими градиентами выражаются зоны перехода от куполов плагиогранитов к диоритовым и амфиболито-гнейсовым зонам.

На материалах АКС плагиогнейсограниты выражаются светлыми тонами, при наличии большого количества скиалитов – пестрым рисунком фотоизображения. Более меланократовые члены ряда, соответственно – более темным фототоном. Несоответствие фототона иногда имеет место при значительной мощности четвертичных отложений.

Возраст ульраметаморфических плагиогранитоидов Руннийокско-Аллареченского блока принимается нами по аналогии их с гранитоидами близлежащих участков Кольского геоблока в интервале 2 750–2 780 млн лет (сверхглубокая скважина) [14].

ПОЗДНЕЛОПИЙСКИЕ И НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ ЛОПИЙСКИЕ УЛЬТРАМЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Ультраметаморфические гранитоиды и реоморфизованные в позднем лопии лейкократовые анатектит-граниты Западно-Кольского блока археид, традиционно объединявшиеся в единый луостаринский комплекс, в 2001–2002 гг. продатированы. Анатектит-граниты имеют позднелопийский возраст, мигматит-граниты – раннелопийский. Однако теснейшая вещественная связь этих комплексов, не всегда позволяющая их разделить при картировании, вынуждает сохранить единство комплекса для данного масштаба.

Луостаринский комплекс гранитов и мигматит-гранитов выделен М. В. Минцем с соавторами [55]. Ранее эти образования рассматривались в составе более широкой группы микроклин-плагиоклазовых раннепротерозойских гранитоидов [80].

Гранитоиды луостаринского комплекса слагают целый ряд массивов и мелких тел, а также зоны мигматит-гранитов в восточном обрамлении Печенгской структуры вплоть до озер Бол. Карикъявр и Статъявр. Восточнее, в пределах Титовского и Урдозерском блоке количество и размер этих тел уменьшается. Практически во всех контурах мигматит-гранитов, выделенных на карте, при детальных работах можно выделить несколько мелких тел, обычно неправильной формы, лейкократовых анатектит-гранитов. Граниты луостаринского комплекса секутся габброноритами массива г. Генеральской (печенга-варзугского комплекса сумийских расслоенных интрузий), нясюккскими дайками и дайками рифейских габбродолеритов.

Плотность гранитоидов луостаринского комплекса колеблется в интервале 2,56–2,75 г/см^3. В гравитационном поле они характеризуются областью спокойных слабоотрицательных аномалий. Магнитная восприимчивость гранитов изменяется от $1 \cdot 10^{-5}$ до $500 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ. Магнитное поле над ними спокойное слабоизрезанное интенсивностью до –100 гамм. На аэрофотоснимках луостаринские граниты не дешифрируются.

Вмещающими породами для гранитов являются гнейсы и амфиболиты кольского метаморфического комплекса. Отмечается зависимость минерального и химического состава гранитов от состава и степени метаморфизма вмещающих пород: среди глиноземистых гнейсов наиболее развиты микроклин-плагиоклазовые граниты, а среди амфиболовых – плагиомикроклиновые [86].

Гранитоиды луостаринского комплекса отнесены М. И. Дубровским к формации анатектит-гранитов, в которой выделяются две субформации: соскладчатых мигматит-гранитов и позднескладчатых интрузивно-анатектических гранитов. Первые образуют послойные мигматиты, смятые в складки совместно с вмещающими породами, вторые – жильные инъекционные мигматиты или самостоятельные массивы [11]. К настоящему времени определен возраст обеих разновидностей гранитов, отобранных в процессе ГДП-200 по проекту в 2000 году. Мигматит-граниты U-Pb изохронным методом по цирконам датируются значением 2 810±14 млн лет, что соответствует раннему лопию. Лейкократовые граниты малых тел, проанализированные одновременно в той же лаборатории (ГИ КНЦ РАН) и тем же U-Pb изохронным методом по цирконам, характеризуются значением 2 615±13 млн лет, что соответствует позднему лопию. В этой связи комплекс расчленяется на два подкомплекса: мигматит-гранитов и лейкократовых анатектит-гранитов.

Подкомплекс мигматит-гранитов ($m\gamma LPl$) в контурах предлагаемой ГК-200 включает раннелопийские теневые ультраметаморфические мигматит-граниты и насыщающие их, реоморфизованные из них в позднем лопии лейкократовые граниты малых тел и жил разнообразной формы. Контакты мигматит-гранитов с вмещающими породами обычно нечеткие, расплывчатые из-за интенсивной гранитизации вмещающих пород. Контакты неосомы анатектит-гранитов с вмещающими мигматит-гранитами чаще всего резкие без видимых приконтактовых изменений. В мигматит-гранитах наблюдаются скиалиты гнейсов размером от десятков сантиметров до первых метров в поперечнике.

Текстура мигматит-гранитов в основном теневая, реже – однородная небулитовая и всегда гнейсовидная, иногда слабовыраженная. Структуры гранобластовые, гетерогранобластовые. Цвет мигматит-гранитов от почти белого, светло-серого до светло-розового и серого. Минеральный состав достаточно постоянный при переменных количествах кварца (от 20 до 50 %), плагиоклаза (от 25 до 65 %), калишпата (до 30 %). Темноцветы (от 5 до 15 %) представлены биотитом, амфиболом, гранатом.

Подкомплекс лейкократовых анатектит-гранитов (γLP_2l) представлен плагиоклазовыми, микроклин-плагиоклазовыми и в меньшей степени – плагиомикроклиновыми гранитами биотитовыми и мусковит-биотитовыми, преимущественно лейкократовыми, в малых телах и шлирах (среди массивных гранитов) часто пегматоидными. Контакты анатектит-гранитов с вме-

щающими породами резкие без видимых приконтактовых изменений. Размеры удлиненных тел гранитов, согласных структуре вмещающих пород, редко превышают первые сотни метров при мощности в первые метры или первые десятки, чаще они ограничиваются первыми метрами. Тела с размерами до первых километров, выделенные на карте, являются, как и поля мигматит-гранитов, смесью палеосомы и неосомы, отличаясь резким преобладанием последней. Гранитоиды этих тел, обычно белые, вблизи зоны позднекарельских гранитов лицко-арагубского комплекса иногда обретают красноватый цвет, что связано с пелитизацией.

Характерными признаками для позднелопийских луостаринских гранитов являются их лейкократовость и неравномерное сложение, в пределах обнажения структура меняется от мелкозернистой до пегматоидной и микрографической. Текстура пород в основном массивная, реже – гнейсовидная. Граниты белые, светло-серые, светло-розовые лейкократовые, состоят из кварца (от 20 до 59 %), плагиоклаза (от 25 до 65 %), калишпата (до 50 %), содержат небольшое количество темноцветных минералов (от 3 до 10 %), представленных биотитом, амфиболом, гранатом.

В породах луостаринского комплекса не известно рудопроявлений, однако имеются минералогические находки редкометалльных минералов (молибденит, колумбит и др.) В мигматит-гранитах и гнейсах наблюдаются пегматитовые жилы мощностью до 1,2–1,5 м без видимой минерализации.

Граниты луостаринского комплекса по общей классификации магматических пород относятся к нормальным плагиомикроклиновым лейкократовым гранитам пониженной щелочности, что согласуется с диаграммой М. И. Дубровского по данным Б. А. Шлайфштейна и др. [66]. Широкое развитие гранитных, гранобластовых структур, отсутствие динамометаморфической сланцеватости, минеральной линейности говорит о том, что формирование гранитов происходило в завершающий период складчатости. Наличие как согласных, так и секущих взаимоотношений гранитов с вмещающими породами, зависимость минерального состава от состава вмещающих пород, обилие скиалитов в гранитах позволяет говорить о формировании их путем селективного плавления.

ПОЗДНЕЛОПИЙСКИЕ–КАРЕЛЬСКИЕ МЕТАМОРФИТЫ И ИНТРУЗИИ

В группу интрузий нерасчлененных позднего лопия–карелия вошли интрузии гипербазитов–базитов карикъяврского комплекса, по формационной принадлежности и возрасту которого до сих пор не существует единого мнения среди исследователей, ловнозерский комплекс лерцолит-вебстерит-габброноритов, образования сальнотундровского метаморфического комплекса и ультраметаморфические гранитоиды, в полях и телах которых реоморфическое гранитообразование проходило неоднократно. В последнем случае интервал нерасчлененности означает зафиксированные начальный и конечный пульсы этого гранитообразования.

Карикъяврский комплекс лерцолит-габбронорит-габбровый (σ-νLP_2–KR_1k). Массивы карикъяврского комплекса располагаются среди глиноземистых гнейсов кольского метаморфического комплекса и плагиогранитов луостаринского комплекса в восточном обрамлении печенгской структуры в полосе шириной до 10 км, протягивающейся на расстояние до 30 км от горы Ланноайви на северо-западе до озера Моккиявр – на юго-востоке. В самостоятельный формационный тип они впервые выделены Бакушкиным Е. М. (1980 г.). В настоящее время выявлено около 20 массивов и 7 из них детально изучено поисковыми работами последних лет Печенгской ГРП МГРЭ [47, 64; Данилов, 1984].

Массивы выделяются в гравиметровом поле положительными аномалиями интенсивностью до 3 мГал, часть из них отмечается повышенным магнитным полем до 300–500 нТл. На аэрофотоматериалах они выделяются неотчетливо.

Нижняя возрастная граница комплекса определяется тем, что массивы прорывают гнейсы кольской серии, а верхняя – воздействием на них плагиоанатектит-гранитов, реоморфизованных во время 2 040–1 800 млн лет, а также даек диабазов. По результатам определения возраста Pb-Pb термоэммисионным методом для метаморфизованных габбро из массива Карикъявр-1 получены значения 2 780±60 млн лет. Таким образом, имеющиеся геологические изотопно-геохронологические данные свидетельствуют об образовании интрузий карикъяврского комплекса в позднем архее (ребольский тектоно-магматический цикл). В настоящее время эти определения подвергаются большим сомнениям. По ряду петрологических характеристик комплекс принято считать сумийским.

Массивы приурочены к тектоническому блоку, характеризующемуся отрицательным, слабопониженным гравитационным полем и безаномальным магнитным, и не имеют четко выраженного структурного контроля, как это имеет место для раннепротерозойских интрузий. Про-

стирание массивов варьирует от преобладающего запад-северо-западного до северо-восточного. В плане они имеют изометричные или линзовидные формы размером от 100×150 м до 0,5 до 0,2 км (массив Карикъявр-1) и 0,5×3,4 км (массив Сакен), в разрезе – мульдообразные, дайкообразные, линзообразные, осложненные тектоническими нарушениями и складчатыми деформациями.

Интрузивные соотношения с породами рамы отмечены для юго-западного контакта массива Карикъявр-1. Внутреннее строение тела определяется сочетанием процессов первичной магматической дифференциации и вторичных метаморфических процессов. В большинстве массивов снизу вверх выделяются перидотитовая, пироксенитовая и габброидная зоны различной мощности, в составе которых выделяется значительное количество петрографических разновидностей пород, обусловленное количественными вариациями главных породообразующих минералов.

Наиболее крупный дифференцированный массив Сакен оконтурен магниторазведкой и электроразведкой РСВП с северо-востока и юго-запада и пересечен скважинами. Ограниченная разломами интрузия представляет крупное линзовидное тело длиной по простиранию свыше 3,5 км и мощностью 250–320 м. По падению оно прослежено на 700 м без признаков выклинивания. Простирание интрузии на северо-восток 40°, падение на северо-запад под углами 35–40°, до 80°. Интрузия имеет преимущественно габбронорит-пироксенитовый состав и необычную дифференциацию: в ядре находятся габбронориты, во вмещающих зонах сверху и снизу – пироксениты, в области внешних контактов массива измененные до хлорит-амфиболовых пород. Габброиды занимают примерно 60 % объема массива, представлены амфиболизированными габброноритами и габброамфиболитами; пироксениты – бронзитовыми авгититами и их измененными разностями. Сульфидная минерализация в целом по массиву незначительна и фиксируется в виде редкой пылевидной вкрапленности пирротина и халькопирита. Содержание никеля в пироксенитах обычно не превышает 0,07 %, в габброидах он отсутствует. Установлено наличие бедного медно-никелевого оруденения в северо-восточной части массива (среднее содержание никеля – 0,41 %, средняя мощность – 3,4 м).

Массив Карикъявр-1 дифференцирован от лейкократовых габброноритов до плагиоклазовых пироксеновых оливинитов, представляющих крайние члены непрерывного петрографического ряда: лейкократовый габбронорит, габбронорит, вебстерит, оливиновый вебстерит, пироксеновый оливинит. В резко подчиненном количестве в массиве присутствуют гиперстениты и гарцбургиты. Переходы, как правило, постепенные. Сульфидная медно-никелевая минерализация приурочена преимущественно к плагиоклазовым лерцолитам, но и в них она распределена очень неравномерно.

В контактах интрузии с гнейсами почти повсеместно отмечаются маломощные (от долей до 1–2 м) зоны закалки, представленные мелкозернистыми эндоконтактовыми пироксенитами, в различной степени вторично измененными. Они резко контактируют с вмещающими породами и постепенно переходят в среднезернистые и крупнозернистые породы внутренней части массива. Гнейсы в экзоконтактах слабо ороговикованы.

Наличие зон закалки, ороговикования, маломощных апофиз, а также форма интрузии свидетельствуют о внедрении ее в относительно холодную, жесткую раму, консолидированную после завершения складчатых деформаций. Четкая расслоенность пород и конформность контактов отражают довольно спокойные тектонические условия в период кристаллизации магмы. Породы массива метаморфизованы относительно слабо. Ведущим процессом вторичного изменения является амфиболизация, серпентинизация и оталькование имеют подчиненную роль и проявлены только в зонах влияния тектонических нарушений.

Более мелкие массивы сложены одной или двумя преобладающими разновидностями. В целом для минерального состава пород характерно преобладание (в 1,5–2 раза) клинопироксена над ортопироксеном, а также постоянное присутствие в перидотитах плагиоклаза, что находит свое отражение в повышенном для перидотитов содержании нормативного плагиоклаза (от 6,9 до 19,6 %). Химические составы пород приведены в таблице 3.

К **ловнозерскому лерцолит-вебстерит-габброноритовому комплексу** ($\nu LP_2-KR^1_1 l$) отнесены все тела метагабброноритов и метагаббро, размещающиеся в пределах Лапландской зоны гранулитов. Наиболее крупные из них в пределах территории концентрируются вдоль северо-восточного контакта зоны. Протяженность тел, вытянутых в северо-западном направлении, до 8 км при мощности до 2–3 км. Массивы, обнажающиеся по берегам оз. Алла-Аккаярви, имеют неправильную в плане форму с размерами по осям 4×2 и 5×3 км, удлинены субширотно и погружаются в северо-восточном направлении.

Таблица 3

Химический состав пород карикъяврского комплекса

№	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	п.п.п.	CoO	Cr_2O_3	CuO	NiO	SO_3	V_2O_5	Σ
1	47,52	0,47	9,58	2,04	9,00	0,24	21,23	6,76	1,33	0,41	0,07	0,70	0,021	0,480	0,011	0,10	0,09	0,03	100,08
2	52,78	2,90	13,78	2,88	7,65	0,14	4,80	6,10	3,58	3,85	0,18	1,25	0,009	0,016	0,007	0,03	0,08	0,04	100,07
3	44,98	1,70	7,47	4,56	10,89	0,28	19,80	5,81	0,94	0,87	0,16	1,81	0,025	0,190	0,037	0,17	0,29	0,03	100,01
4	44,66	0,9	4,83	5,91	9,35	0,24	23,74	4,35	0,41	0,45	0,03	4,33	0,009	0,38	0,048	0,18	0,83	-	100,5

Примечание: 1–3 – массив Сакен [86]; 4 – измененные ультраосновные породы «ровнинского» типа [71].

Первичный состав массивов плохо изучен вследствие плохой обнаженности и эндербитизации, но по сходству положения с массивом Чоуп, западнее расположенным и изученным бурением, они могут быть дифференцированы от вебстеритов до габброноритов. На МАКС тела этого района дешифрируются слабо – более темным фототоном по сравнению с окружающими эндербитами.

Мелкие тела, соизмеримые с телами района петротипа ловнозерского комплекса, развиты на юге площади, имеют скобообразную и полукольцевую в плане форму. Мощность их от первых десятков метров до 600 м, протяженность – до 3 км. В связи с неоднократно отмечавшимся неинтрузивным характером взаимоотношений базитов рассматриваемого района со «вмещающими» кристаллосланцами и эндербитами [73, 86] и аналогичными наблюдениями в районе петротипа комплекса – Ловнозера [8, 18] – при интрузивном облике тех и других, корреляция этих тел и отнесение к одному комплексу проведена еще на стадии ГДП-200, ГК-1000. Конфигурация и объемы их откорректированы по комплексу работ с фактическим материалом и МАКС. В процессе дешифрирования для идентификации тел использовался фактический материал разных лет, и при хорошей сходимости информации МАКС и петрографических данных на карте аналогичным образом проинтерпретированы и другие хорошо выраженные на МАКС тела. Представления о субстратной позиции пород комплекса, совместно с кристаллосланцами близкого им состава (сальнотундровского комплекса), при дешифрировании МАКС лишний раз подтверждаются. На снимках и в натуре наблюдается «растворение» базитов в эндербитах, особенно по простиранию кристаллизационной сланцеватости. О них можно сказать то же, что Е. К. Козлов [8] отмечает для тел района Ловнозера: «Тела не имеют магматических контактов и зон закала, не меняется зернистость на контакте, в них нет ксенолитов вмещающих пород».

Скопление крупных массивов метагабброноритов в выше отмеченном районе территории соответствует градиенту поля силы тяжести, понижающегося к зоне сочленения с блоком археид и повышающегося к югу. Последнее обстоятельство, необъяснимое соотношением пород на дневной поверхности, где находятся ультраметаморфические карельские диоритоиды, может свидетельствовать о наличии значительных масс базитов под диоритоидами. Отдельные тела, размещающиеся в зоне градиента тела, выражены локальными положительными аномалиями. В магнитном поле в пределах территории тела не выражаются, т. к. представлены в основном габброидами, а их магнитная восприимчивость неоднородна, в большинстве случаев ниже таковой окаймляющих их эндербитов, мобилизовавших фемические элементы из субстратных пород в виде магнетита.

В составе тел комплекса в пределах площади преобладают амфиболизированные габбро, габбронориты, в подчиненных количествах присутствуют нориты и резко подчиненных – вебстериты и клинопироксениты. Это противоречит в какой-то степени составу тел петротипа комплекса района Ловнозера, где доминируют породы с ортопироксеном. Но исследователями отмечается [18] корреляция состава и соотношений пироксенов тел комплекса и вмещающих пород. Этому положению состав рассматриваемых тел не противоречит. Дифференциация проявлена только в крупных телах и выражена в неоднородности их состава. Закономерности в распределении разновидностей внутри тел не выявлено.

Структура основных пород комплекса габбровая, бластогаббровая, гипидиоморфнозернистая с переходами в аллотриоморфнозернистую, нематобластовую, сложение преимущественно среднезернистое, редко – с переходами в мелко- или крупнозернистое. Текстура массивная гломерокристаллическая или такситовая, нередко директивная – плоскопараллельная, линейная или гнейсовидная. Минеральный состав норитов, габбронноритов, габбро (вес. %): плагиоклаз (An – 40–80 %) – 25–75, ромбический пироксен – 15–70, моноклинный пироксен – 1–30; вторичные и второстепенные: обыкновенная роговая обманка – 1–15, биотит – 1–10, кварц – 0–3, клиноэнстатит, скаполит, актинолит, тремолит, уралит, хлорит, тальк, серпентин, пренит, эпидот, цоизит, лейкоксен, карбонат, серицит; рудные и акцессорные – пирит, пирротин, пентландит, халькопирит, магнетит, ильменит, гематит, рутил, апатит, иногда – сфен, циркон, шпинель, гранат.

Плагиопироксениты и пироксениты отличаются малым количеством (до 15 %) или полным отсутствием плагиоклаза и, соответственно, количеством пироксенов при том же соотношении ромбического (преобладает) и моноклинного. Прочие минералы практически те же самые. Вопрос возраста пород ловнозерского комплекса пока остается открытым. Противоречивые сведения, вероятно, отражают разный возраст их. Тем более что В. Н. Спиров на смежной с юга территории отмечает, что «в некоторых массивах базитов встречаются многочисленные участки мелкозернистых древних габброидов с признаками офитовой структуры, имеющих нечеткие расплывчатые контакты». Таким образом, вопрос о последовательном реоморфизме первичных пород Лапландской зоны в условиях гранулитовой фации остается актуальным. То есть воз-

можно, что совокупность всех пород основных и средних составляли единый плутоно-метаморфический комплекс конца лопия–начала карелия. И в процессе карельской коллизии, также в условиях гранулитовой фации, могли выплавиться повторно базиты и вслед за ними – диориты няаннамъярвского комплекса. Субстратом для опережающего и сопутствующего внедрению диоритов процесса эндербитизации (плагиогранитизации) могли быть базиты обеих генераций.

К **сальнотундровскому метаморфическому комплексу** отнесены кристаллические сланцы основного и среднего состава, а также мелкозернистые гранат-биотитовые с глиноземистыми минералами гнейсы лоттинского петротипа, развитые в Лапландской зоне гранулитов. Глиноземистые порфиробластические гнейсы и сланцы яурийокского петротипа уже традиционно (материалы ГДП-200 и серийной Легенды-200) [86] относятся к метаморфо-метасоматическим образованиям на уровне комплекса эндербитов. Породы обоих отмеченных петротипов часто именуются кислыми гранулитами. Во избежание неясностей здесь этот термин употребляется ограниченно и только при конкретных характеристиках. Все перечисленные образования, отнесенные к сальнотундровскому метаморфическому комплексу, являются субстратом для карельских ультраметаморфических процессов, проявленных в Лапландской зоне гранулитов. По преобладающему составу они делятся на два подкомплекса: основных кристаллосланцев и глиноземистых гнейсов.

Подкомплекс основных кристаллосланцев ($psLP_2-KR_i^1st$). Типичные породы подкомплекса – кристаллические сланцы основного и среднего состава: пироксен-амфибол-плагиоклазовые, гранат-пироксен-амфибол-плагиоклазовые. Нередко они постепенно переходят в метамикродиориты, метагаббронориты. Большей частью все эти породы, первично преимущественно мелкозернистые, в той или иной степени эндербитизированы. При интенсивной эндербитизации, выражающейся в послойно-теневом замещении субстрата тоналитовой лейкосомой, темноцветы частично перекристаллизовываются. Порода в целом становится неравномернозернистой за счет более крупнозернистой неосомы.

Развиты кристаллические сланцы преимущественно на юго-западе территории, в пределах Няаннамъярвского аллохтона Лапландской зоны гранулитов. В северной части поля их развития, в районе горы Цуоссаш, южнее озера Алла-Аккаярви они слагают единые с глиноземистыми гнейсами крупные скиалиты среди эндербитов. Кроме того, южнее, кристаллические сланцы развиты между двух интрузий диоритов няаннамъярвского комплекса. Их состав явно повлиял на состав пород эндоконтакта реоморфических интрузий, сложенного в этой части габбродиоритами и габброидами. Вопрос расчленения основных пород во всем рассматриваемом блоке на кристаллические сланцы и метагабброиды, отнесенные к ловнозерскому комплексу, оказался на грани возможного в камеральных условиях. В разных интерпретациях все базиты блока относились либо к габброидам [76, 79], либо к кристаллическим сланцам [86]. Материалы смежного с запада листа (2001 г.), где разбуренные довольно крупные массивы габброидов разными исследователями отнесены к ловнозерскому комплексу, позволяют и на рассматриваемой территории крупные массы базитов с габбровыми структурами отнести к тому же комплексу. По существу же кристаллические сланцы и метагабброиды являются составными частями первично расслоенных гранулитов катазоны и разделение их на метаморфические и магматические породы весьма условно. При таком подходе в процессе более детальных работ с использованием карт магнитного поля и силы тяжести возможна рисовка этой первичной расслоенности, несмотря на наложенную эндербитизацию. Размер реликтовых полей развития кристаллосланцев основного и среднего состава и в северной части, где они ассоциируют с гнейсами лоттинского петротипа, и южнее, меж двух массивов диоритов примерно одинаков – 3×7 км с удлинением в восток-северо-восточном направлении. В поле силы тяжести южный участок выражен повышением его значения. Северный участок развития кристаллосланцев, находящийся в градиентной зоне, характеризуется еще более высокими значениями Δg, что в большей мере связано с влиянием тел габброидов.

Петротипом сальнотундровского комплекса является зона одноименных тундр, где породы метаморфизированы в гранулитовой фации и представлены пироксен-плагиоклазовыми кристаллосланцами, частью с гранатом. На рассматриваемой территории основные и средние кристаллосланцы интенсивно диафторированы в условиях амфиболитовой фации, иногда несут следы гранулитового метаморфизма в виде реликтов гиперстена и моноклинного пироксена. Представлены они мелкозернистыми амфиболитами, гранатовыми амфиболитами, амфибол-биотит-плагиоклазовыми кристаллосланцами, часто с небольшим количеством кварца, иногда с гранатом, иногда с реликтами пироксенов.

По содержанию цветных минералов породы комплекса подразделяются на мезократовые и меланократовые. Первые, подчиненные в выделенных контурах на данной территории, по химическому составу соответствуют андезидиоритам, вторые – базитам. В кристаллосланцах на-

блюдаются полосы и линзы более меланократовых габброидов, метапироксенитов, аналогичных породам ловнозерского комплекса. Не наблюдается какого-либо воздействия контактирующих пород друг на друга, чаще всего между ними вообще нельзя провести четкой границы – переход имеет вид перемежаемости полос или постепенной смены соотношений минералов. Амфиболиты, гранатовые амфиболиты, существенно амфиболовые кристаллосланцы обладают нематогранобластовыми структурами, их состав варьирует (в %): плагиоклаз (An – 30–50 %) – от 30 до 60, роговая обманка буроватая и голубовато-зеленая – 20–70, гранат – 0–15, клинопироксен – 0–7; второстепенные: кварц – 0–5, биотит – 0–5; вторичные: голубовато-зеленая роговая обманка развивается по бурой и клинопироксену, биотит оливковый – по амфиболу, хлорит – по амфиболу и гранату, серицит и эпидот – по плагиоклазу; акцессорные – ортит, сфен, ильменит, апатит, циркон, рутил.

Амфибол-биотит-плагиоклазовые кристаллосланцы с реликтами пироксенов полосчатые, линзовидно-полосчатые обладают гранобластовыми и гетерогранобластовыми структурами. Они имеют следующий состав (об. %): плагиоклаз (An – 30–50 %) – 35–60, ортопироксен (гиперстен) – 5–15, клинопироксен (салит) – 0–10, биотит – 5–15, кварц – 5–20, гранат – 0–5; вторичные: голубовато-сине-зеленая роговая обманка по бурой роговой обманке, куммингтониту и пироксенам, куммингтонит – по гиперстену и роговой обманке, биотит – по пироксенам и амфиболу, хлорит – по пироксенам и биотиту, серицит – по плагиоклазу; акцессорные – апатит, магнетит, циркон, рутил, сфен. Обычно присутствуют реликты одного из пироксенов: на юго-западе это обычно гиперстен, на юго-востоке – салит, севернее массивов диоритов они крайне редки. Буроватая роговая обманка равновесная пироксенам, замещается куммингтонитом, который в свою очередь замещается сине-зеленой роговой обманкой. Гранат, магнетит, кварц сопровождают процессы замещения первичных темноцветов. Первичный биотит гранулитовой фации красно-коричневый, в условиях амфиболитовой фации развивается биотит оливкового цвета. По химическому составу кристаллосланцы базитового состава (SiO_2<53 %) близки базитам ловнозерского лерцолит-вебстерит-габброноритового комплекса, а кристаллосланцы среднего состава – эндербитам лапландского комплекса, что подчеркивается перекрытием полей составов этих пород на факторной диаграмме методом главных компонент.

Средняя магнитная восприимчивость кристаллосланцев – $(20–63)\cdot10^{-5}$ ед. СИ, средняя плотность – 2,94 г/см^3. Для них характерно положительное сильно изрезанное магнитное поле. В гравиметровом поле они выделяются только при значительных площадях развития основных кристаллосланцев.

На МАКС мелкозернистые кристаллосланцы выражаются едва заметным сгущением фототона, в целом очень неустойчивым. Границы его часто расплывчаты, как и реальные границы теневых переходов в эндербиты.

Неопределенность возраста основных мелкозернистых гранулитов связана с большим интервалом датировок, отражающим этапы метаморфических преобразований. Наиболее древние из них – 2 510 млн лет – приближаются, вероятно, ко времени становления комплекса.

К **подкомплексу глиноземистых гнейсов (лоттинский петротип)** ($ggLP_2–KR_1^1st$) сальнотундровского комплекса относятся мелкозернистые, средне-мелкозернистые гранат-биотитовые, отчасти с силлиманитом, кордиеритом и андалузитом, плагиогнейсы. Они практически немагнитны ($20\cdot10^{-6}$ ед. СГС), и над ними наблюдается спокойное отрицательное магнитное поле. Плотность плагиогнейсов – 2,76 г/см^3, по данным гравиразведки среди остальных пород Лапландской зоны не выделяется. На КС и АФ породы подкомплекса дешифрируются светлым фототоном и сглаженным «мелкозернистым» рельефом.

Гнейсы подкомплекса слагают небольшие эрозионные останцы на вершинах возвышенностей в пределах Няаннамъярвского аллохтона и меньше – в прилегающей части Ловнозерского парааутохтона. Наиболее крупный из них – на горе Цуоссаш и ее отрогах – протяжен субмеридионально на 5 км при ширине в среднем 1 км. По анализу рельефа этого района видно, что гнейсы залегают выше кристаллосланцев основного состава.

Все контакты изолированных останцов гнейсов имеют извилистые очертания. Отмечается согласный характер контактов гнейсов с гнейсовидностью эндербитов. У контакта появляется гранат, гнейсы становятся более лейкократовыми, среди темноцветных добавляется биотит. Контактирующие породы окварцованы, гранитизированы, иногда линзовидно-послойно инъецированы плагиомикроклином и плагиогранитом. При ГСР-50 [26] описан яйцевидный ксенолит гранат-биотитовых гнейсов в эндербитах, по контакту – пегматоидная жилка, внутри ксенолитов плойчатость и микроскладчатость радиально стянуты к замку.

Контакты гнейсов с основными кристаллосланцами соответствующего подкомплекса того же комплекса резкие и по кристаллизационной сланцеватости – согласные, иногда тектонизированы или тектонические как на западном склоне г. Цуоссаш.

Небольшие останцы гнейсов в тыловой части Ловнозерского параавтохтона размещаются в гранатовых мигматит-гранодиоритах. Здесь плагиогнейсы повсеместно подвержены плагиогранитизации.

По минеральному составу плагиогнейсы подкомплекса выдержаны по площади своего развития. Южнее Лотты для парагенезисов лоттинских гнейсов не характерны кордиерит и андалузит. Последний, ранее не известный, описан М. В. Минцем [55] в рассматриваемой (северной) части площади развития гнейсов подкомплекса. Кордиерит- и андалузитсодержащие ассоциации этой части, более низкая пиропистость гранатов (29–33 % для северной части, более 50 % – для южной) свидетельствуют о пониженных по сравнению с южной частью давлениях и температурах (на завершающих стадиях – до температур амфиболитовой фации, судя по появлению андалузита). Это обусловлено нахождением кордиерита и андалузита в тыловой части Гранулитовой зоны в целом. Разрядка напряжений в этой зоне подтверждается также высокой интенсивностью эндербитизации, проявленной в калевийское время.

Типичные минералы гнейсов лоттинского петротипа – яркий красновато-коричневый биотит и равновесный с ним гранат. Кроме него, в шлифах наблюдался более поздний биотит буро-коричневый оливкового оттенка (новообразование при диафторезе). Иногда он замещает гранат или красноватый биотит, сам замещается хлоритом и мусковитом, образует симплективные срастания с кварцем.

По петрохимическому составу рассматриваемые гнейсы на диаграмме F–A по А. А. Предовскому попадают в поля граувакк, полимиктов, меньше – глин. При сопоставлении в координатах F–A глиноземисто-гнейсовых подкомплексов кольского и сальнотундровского метаморфических комплексов обнаружена удовлетворительная сходимость полей обеих групп. Б. А. Шлайфштейн на этом основании высказывал мнение о возможности корреляции гнейсов лоттинского петротипа сальнотундровского комплекса с соответствующими гнейсами кольского метаморфического комплекса. Такая корреляция возможна независимо от генезиса основных и средних кристаллослацев, входящих в тот же комплекс. При интерпретации последних в качестве магматитов, и возможно более поздних, чем лоттинские и кольские гнейсы, гнейсы интерпретируются в качестве останцов кровли. Такое мнение высказывал и Б. А. Шлайфштейн. Этому не противоречат соотношения лоттинских гнейсов с основными кристаллосланцами, не наблюдавшихся в переслаивании. Конформность гнейсовидности тех и других близ границ полей их развития обязана своим происхождением наиболее поздним стресс-деформациям, приведшим текстуры всех контактирующих пород в конформные деформациям ориентировки.

Мигматит-граниты плагиомикроклиновые и микроклин-плагиоклазовые ($m\gamma LP_2-KR$). В эту группу отнесены полифазные мигматит-граниты, развитые на юго-востоке территории в пределах Кеулик-Солозерской зоны и структур Западно-Кольского блока археид – Аннамской купольно-складчатой структуры и Урдозерского блока.

В пределах Кеулик-Солозерской зоны мигматит-граниты развиты в двух небольших тектонических блоках среди крупной дифференцированной интрузии солозеро-анистундровского комплекса и южнее, в пределах прилегающей к шовной зоне части Беломорского геоблока. Во всех трех участках их развития облик пород и состав напоминает беломорский петротип полифазных лопийских–раннекарельских ультраметаморфитов – светло-серая окраска при мелко- и среднезернистом сложении, пластические текстуры, наличие более меланократовых шлиров с пятнистыми темноцветами и преобладание плагиоклаза над микроклином в большинстве случаев. Наложение калиевой гранитизации на эти породы неравномерное и может быть связано с позднекарельской гранитизацией, широко проявленной севернее. Не исключается ошибочная интерпретация принадлежности к данной группе пород двух блоков среди интрузии, так как бластомилониты по сумийским диоритоидам имеют облик, близкий «беломорским» породам.

В пределах Аннамской купольно-складчатой структуры археид мигматит-граниты, преимущественно плагиомикроклиновые и меньше – микроклин-плагиоклазовые, развиты по субстрату лопийских плагиогнейсогранитов. В пределах Урдозерского блока археид мигматит-граниты плагиомикроклиновые и микроклин-плагиоклазовые, развиты по субстрату кольского метаморфического комплекса. В пределах амфиболито-гнейсовых образований развиты гранитоиды с преобладанием микроклина, среди гранат-биотитовых и силлиманит-гранат-биотитовых гнейсов в неосоме мигматит-гранитов преобладает плагиоклаз.

Неопределенность интерпретации возраста в обоих блоках археид связана с близостью зон проявления познекарельской гранитизации, к которой можно отнести лейкократовые прожилково-шлировые новообразования. Основная масса мигматит-гранитов, скорее всего, сформирована в лопии на этапе регионально проявленной калиевой гранитизации, в целом слабо проявленной в рассматриваемом районе.

Мигматит-граниты плагиомикроклиновые и микроклин-плагиоклазовые биотитовые сред-

незернистые до крупнозернистых, всегда гнейсовидные, преимущественно однородные, иногда – теневые, со скиалитами более меланократовых гнейсов, реже – амфиболитов. По составу соответствуют нормальным гранитам.

В физических полях – силы тяжести и магнитном – мигматит-граниты во всех зонах выражаются локальными понижениями. На МАКС им соответствует однородный светлый фототон.

РАННЕКАРЕЛЬСКИЕ ПЛУТОНИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ И МЕТАСОМАТИТЫ

К ранним раннекарельским относятся комплексы сумия и сариолия. Расслоенные интрузии сумийских комплексов – кениримского перидотитов–пироксенитов и солозеро-анистундровского перидотит-пироксенит-габбро-диоритов – размещаются на юго-востоке территории, слагая значительную по объему часть Кеулик-Солозерской зоны ранних карелид; к сариолийским относятся силлы кварцевых метадолеритов, залегающие среди комагматичных им вулканитов маярвинской свиты Печенги. Оба сумийских комплекса во времена ГСР плохо изучены вследствие плохой обнаженности и сильных тектоно-метаморфических преобразований в шовной зоне на границе с Беломорским геоблоком, которую они маркируют. Рамки ГДП-200, хотя и позволили весь выделяемый в комплекс объем пород идентифицировать в качестве магматического единой формационной принадлежности, оставляют возможность для выделения двух комплексов или подкомплексов в составе объединенного солозеро-анистундровского и соответствующей их корреляции с комплексами Мончегорского района и района Главного хребта.

Наибольшее развитие в пределах рассматриваемой территории, куда входят значительные по площади южные фрагменты Печенгской зоны карелид и южнее развитые коллизионные структуры заключительного этапа раннекарельского тектоно-магматического цикла, имеют поздние из раннекарельских плутонических комплексов. Они представлены комплексами: людиковийскими силлами и дайками долеритов, габбродолеритов, железистых пикритов, печенгским комплексом габбро-верлитов, аллареченским оливинитов–гарцбургитов, калевийскими – лапландским комплексом средних и кислых гранулитов, няаннамъярвским диоритов, каскамским габбро-гранодиоритов, каскельяврским диорит-плагиогранитов, брагинским гранитов и малыми телами и дайками габбро, габбро-пироксенитов, пикритов Южно-Печенгской зоны.

К **кениримскому комплексу перидотитов–пироксенитов** (υσKR$^1_1$*k*) на уровне сумийских расслоенных интрузий региона В. Ф. Смолькиным отнесены пластовые интрузии, залегающие в амфиболитах структуры Кеулик-Кенирим. В пределах территории достоверно известно одно тело длиной около 1 200 м при мощности до 200 м на гряде г. Шовна. По магнитометрическим данным, интерпретируемым по этому телу, сложенному породами с высокой χ=3 600–17 200 ед. СГС, можно уверенно предполагать наличие протяженных пластовых тел, развитых по всей гряде протяженностью около 14 км в пределах территории и расположенных на двух уровнях в 500 м по мощности вмещающих пород один выше другого.

Вмещающие породы – апобазальтовые амфиболиты, в данной записке отнесенные к сумию. Но, независимо от интерпретаций возраста этих амфиболитов, пластовые тела ультрамафитов в структуре Кеулик-Кенирим (еще известны тела восточнее рамки площади) всеми исследователями рассматривались в качестве силлоподобных, одновозрастных вмещающим метабазальтам, гипабиссальных или даже покровных. Тем более что петрохимические характеристики позволяют интерпретировать их и как коматиитовые перидотиты (пикриты). Предлагаемая интерпретация возраста и формационной принадлежности не противоречит положению останцовой структуры в единой позиции с Солозеро-Анистундровской шовной зоной на границе геоблоков Кольского и Беломорского, подобно структуре Главного хребта, комплексы которой сформированы также в сумии.

Тело ультрамафитов на горе Шовна, отмеченное выше, при мощности около 200 м и протяженности не менее 1 200 м, залегает согласно с вмещающими породами и падает на юг под углом 55°. Сложено оно метаперидотитами с реликтовой панидиоморфнозернистой структурой. Из первичных минералов сохранился лишь оливин (35–30 %) в виде разрозненных зерен среди вторичных минералов. Вторичные минералы в спутанноволокнистых агрегатах представлены актинолитом-тремолитом (30–70 %), хлоритом (3–30 %), серпентином (5–25 %), карбонатом, тальком. Из рудных минералов, помимо магнетита (до 5 %), отмечаются пирротин, халькопирит, пентландит.

Породы **солозеро-анистундровского комплекса перидотит-пироксенит-габбро-диоритов** (σ-δKR$^1_1$*sα*) занимают площадь около 430 км^2 на юго-востоке территории. Здесь они протягиваются (на 44 км) широкой полосой (от 4 до 10 км) от губы Куниш до реки Шовна, уходя вдоль Виймвидского разлома на юго-восток за пределы территории, где предположительно соединяются с Анистундровским петротипическим массивом диоритов. Эта территория в целом,

вследствие нахождения в шовной зоне на границе с Беломорским геоблоком, характеризуется плохой обнаженностью и широким развитием процессов тектоно-метаморфических преобразований в разные циклы карельского тектогенеза от сумийского – времени их становления до калевийского – времени коллизии и позднекарельского – времени формирования гранитоидов лицко-арагубского комплекса.

Преобладающим развитием в пределах этого крупного сложнопостроенного массива пользуются диориты, подчиненным – габброиды и еще меньшим по объему – метаперидотиты и метапироксениты. Последние, в ассоциации с габброноритами и норитами, уже идентифицированы с раннекарельскими комплексами расслоенных интрузий с названием солозерский комплекс [10]. Тогда же массивные и слабо огнейсованные диориты и габбродиориты этого района, условно оконтуренные в небольшие массивы, идентифицировались с аналогичными породами аностундровского комплекса. На старых ГК-50 [66, 77] выделены крупный массив протерозойских диоритов–габбродиоритов с подчиненными линзовидными телами пироксенитов и габброидов и граничащий с ним с севера менее мощный, но также протяженный – архейских ортоамфиболитов. То есть по существу предлагаемая трактовка объема комплекса близка таковой ГСР-50 1960-х годов с уточнениями формационной принадлежности и возраста. Невозможность сейчас расчленить эти образования на отдельные комплексы или подкомплексы связана с близостью петротипа крупнозернистых габброноритов рядам пород обеих ассоциаций – гипербазит-базитовой и базит-диоритовой. Хотя последовательность внедрения крупнозернистых норитов–диоритов после расслоенных и метаморфизованных гипербазитов–базитов не вызывает сомнения.

Тектоно-метаморфические и метасоматические преобразования, весьма характерные для зоны размещения интрузий рассматриваемого комплекса, изучались авторами в 2001 году. Наблюдались зоны гнейсовидных и полосчатых бластомилонитов по крупнозернистым диоритам мощностями от первых дециметров до нескольких десятков метров. Маломощные зоны чаще имеют состав исходной породы с полностью бластовыми структурами, то есть бластомилонитизация происходила без привноса вещества. Зоны мощностями в первые метры и более чаще всего одновременно гранитизированы. Неосома гранита чаще всего неконтрастна материнской породе по составу и цвету, и переходы к ней обычно теневые. В диоритах массивных рассланцованных и сильно рассланцованных наблюдались ксенолиты базитов и ультрамафитов, обычно менее рассланцованные, но сильно измененные. В сильно рассланцованных диоритоидах пластообразные ксенолиты будинированы.

Мигматит-граниты, широкое поле которых примыкает к интрузии с севера, имеют самые разнообразные формы, от теневых до агматитовых, содержат разного размера многочисленные ксенолиты и скиалиты мафитов и ультрамафитов разной зернистости и состава. Непосредственно на границе этого поля и интрузии с протяженным «заливом» в ее пределы наблюдается зона мощностью от 300 до 1 100 м, сложенная мелкозернистыми метасоматическими катаклазит-гранитами с ксенолитами мафических пород размерами по длинным осям в первые дециметры, частично с диатектическим обогащением меланосомой. Именно эти породы в работах разных лет интерпретировались как кольские или беломорские гнейсы, в том числе глиноземистые. Образование в них силлиманита и граната, распределенных неравномерно, связано с локально повышенными давлениями процесса коллизии. Принадлежность ксенолитов и малых тел этого поля к солозерской фазе рассматриваемого комплекса не вызывает сомнения. А вот диориты второй фазы, легче «растворяющиеся» при гранитном метасоматозе, находятся и идентифицируются с трудом – в виде теневых участков с пятнистым распределением темноцветов.

Связывать отмеченные выше процессы гранитизации только с позднекарельским гранитообразованием, широко проявленным в поле севернее размещающихся лицко-арагубских гранитоидов, было бы ошибочным. Скорее всего, в какой-то мере здесь проявлено реоморфическое гранитообразование всех карельских циклов тектогенеза от позднесумийского до позднекарельского.

Структура Солозерского дифференцированного массива в целом моноклинальная с общим падением на север под углами 60–70°, локально на южном фланге асимметрично складчатая – по элементам гнейсовидности, возможно наследующей трахитоидность.

К *первой фазе* (σ-ν;ν;σνKR$^1_1$sα$_1$) отнесены изученные скважинами расслоенные метаперидотиты–нориты, неравномерно серпентинизированные и амфиболизированные, и недифференцированные гипербазиты, выделяемые в магнитных полях разного разрешения в виде протяженных полос, мощностью от первых метров до первых сотен метров. Последние чередуются с расслоенными породами и диоритоидами через зоны интенсивного рассланцевания и насыщения жилами гранитов. Можно предполагать, что тела недифференцированных гипербазитов, по

формационной принадлежности и минеральному составу близкие соответствующим породам расслоенных тел, отторжены от материнских тел в процессе внедрения диоритоидов второй фазы и последующих тектоно-метаморфических процессов. Изученные [39] расслоенные тела имеют размеры до 600 м по мощности и до 1 км по удлинению согласно сланцеватости тектонизированных диоритоидов. Здесь также отмечается насыщенность жилами и прожилками гранитов в зоне контакта и внутри тел. Таким образом, все тела первой фазы можно считать будинами. О первичных размерах расслоенных интрузий первой фазы можно судить лишь по совокупности множества сближенных будин с использованием карт физических полей. И в этом варианте можно говорить только о телах, уже разобщенных диоритоидами второй фазы, их картируемые мощности – до 1 км и протяженность – до 15 км. В обнажениях породы первой фазы представлены габброамфиболитами, частью гранатовыми, и в меньшей степени – норитами, метапироксенитами, метагабброноритами и совсем редко – гипербазитами. Кроме того, в сильно измененном виде они часто наблюдаются в пластообразных будинах среди рассланцованных, а часто и гранитизированных диоритоидов.

Вторая фаза (δ;ν-δKR$_1^1$sα$_2$) – широко развитые и хорошо вскрытые во врезах обновленного полотна автодороги крупнозернистые диориты и габбродиориты собственно анистундровского петротипа. Наблюдаются переходы в норитодиориты и нориты, близкие петротипу таковых в расслоенных пачках первой фазы.

Расслоенность пород первой фазы наблюдалась по скважинам, пробуренным в процессе поисковых работ [39]. В скв. 1 [83] снизу вверх наблюдается следующая последовательность: 114–76,5 м – серпентинизированные гарцбургиты; до 72 м – меланократовые оливиновые нориты, в нижней части – гранитизированные и амфиболизированные (до амфиболитов); выше они сменяются меланократовыми норитами, до 28 м чередующимися только с амфиболитами по ним, образующимися в зонах гранитных прожилков и единичных жил мощностью до 4 м; с 28 до 22 м – жила гранитов, выше которой наблюдаются (до 10 м) тонкосланцеватые гранатовые амфиболиты с жилой гранита в интервале 16–14 м. В целом по расслоенным массивам солозерской группы наблюдаются два ряда естественной дифференциации пород (сверху вниз): лейконорит, норит, меланократовый норит, пироксенит и, наиболее типичный, – норит, оливиновый норит, плагиопироксенит, оливиновый пироксенит, гарцбургит. Гипербазиты недифференцированные до норитотел сложены последовательно пироксенитами, пироксеновыми гарцбургитами, преобладающими гарцбургитами и маломощными оливинитами. На контакте тел гипербазитов с рассланцованными и гранитизированными диоритоидами иногда наблюдаются метасоматиты с зональностью: серпентинизированный гарцбургит, флогопит-амфиболовые породы, флогопит-амфибол-карбонат-тальковые породы, амфибол (роговая обманка)–биотитовые сланцы.

В дифференцированной серии отчетливо различаются кумулятивные структуры и устанавливается последовательность выделения кумулятов: оливин (пойкилитовый гарцбургит)–оливин+ортопироксен (гарцбургит, оливиновый норит)–ортопироксен (пироксенит, норит). Кумулятивный ряд отвечает типовому ряду минералов, возникшему в ходе гравитационно-фракционной кристаллизации. Для составов пород характерно переменное количество клинопироксена от полного его отсутствия в нижних частях разреза до примерно равного соотношения с ортопироксеном в верхних частях разреза. Скрытая расслоенность выражается в обогащении минералов снизу вверх в разрезе более низкотемпературными миналами и соответствующим увеличением их железистости. В гарцбургитах интенсивно проявлена автометаморфическая серпентинизация.

Оливиновые нориты, нориты и габбронориты обладают реликтовыми габбровыми, габброфитовыми структурами. Часто они амфиболизированы, иногда амфибол и гранат образуют коронитовые структуры. Содержания минералов колеблются в широких пределах: бронзита, гиперстена и авгита – от 7 до 60 %, лабрадора (до андезина) – 15–25 %, амфиболов (роговая обманка, уралит, актинолит) – 10–70 %, граната – до 2–3 %; в небольших количествах наблюдается кварц. Оливин, в разной степени серпентинизированный, представлен хризолитом. По пироксенам и амфиболам развиваются биотит, хлорит. Акцессорный – сфен, рудные представлены сульфидами с содержаниями Ni – 0,03–0,1 %, Cu – 0,003–0,01 %, Co – 0,01 % [66]. Значительная часть базитов комплекса превращена в габброамфиболиты и амфиболиты, в которых преобладает роговая обманка сине-зеленая, пироксены – в реликтах, плагиоклаз № 34–37, вторичные те же и эпидот, цоизит, соссюрит, пренит, акцессорные – апатит, сфен, циркон, ортит, рудные – магнетит.

Пироксениты, наиболее распространенные в дифференцированных телах, с панидиоморфнозернистыми и гипидиоморфнозернистыми структурами, сложены бронзитом, реже – гиперстеном, с оливином в пойкиллитовых вростках. Вторичные минералы – роговая обманка, акти-

нолит, антофиллит, тальк, карбонат, флогопит; рудные – сульфиды, хромшпинелиды, магнетит (до 5 %).

Гарцбургиты, перемежающиеся с пироксенитами, сложены серпентинизированным или свежим оливином (хризолит), иногда присутствуют ортопироксен, диопсид (поздний). Вторичные – амфиболы, биотит, карбонат; рудные – сульфиды (пирротин, пентландит, халькопирит), хромшпинелиды, магнетит (от 3 до 70 %). Содержания никеля в ультрамафитах – до 0,25 %, хрома – от 0,3 до 17,5 %.

По химизму гарцбургиты–нориты относятся к нормальному классу щелочноземельных пород недосыщенных кремнеземом (табл. 4). На факторной диаграмме методом главных компонент солозерские гарцбургиты–базиты занимают крайнюю правую позицию в поле расслоенных интрузий этого возраста из других частей региона. На тройной диаграмме AFM для солозерской интрузии, как и других интрузий региона той же формации, характерен феннеровский тренд дифференциации – от ультраосновных пород к основным возрастает содержание железа при сравнительно стабильном содержании щелочей. Для расслоенных интрузий формации в целом характерна медно-никелевая рудная специализация.

Таблица 4

Средний химический состав пород первой фазы солозерско-анистундровского комплекса

Породы (кол-во анализов)	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Автор
нориты (3)	50,01	0,23	13,37	1,57	7,53	0,18	17,70	5,48	1,39	0,47	[83]
габбронориты меланократовые с оливином (7)	50,67	0,20	11,67	0,88	7,62	0,24	20,80	4,39	1,09	0,33	[83]
пироксениты (2)	48,73	0,27	9,02	1,87	7,92	0,16	22,50	3,70	1,01	0,41	[39, 83]
гарцбургиты (8)	42,53	0,31	3,56	5,45	5,80	0,14	31,36	1,90	0,31	0,20	[39, 83]
ультрамафиты (4)	48,90	0,26	11,04	2,22	7,56	0,15	21,34	3,61	1,08	0,43	[39, 83]

Среди пород второй фазы подавляющим развитием пользуются крупнозернистые диориты, кварцевые диориты. Габбродиориты развиты в основном в зонах перехода к норитодиоритам и габбродиоритам. Структуры диоритов и кварцевых диоритов гипидиоморфнозернистые, переходящие в гетерогранобластовые. Состав их (об. %): плагиоклаз (An – 40–30 %) – 40–70, пироксены (гиперстен, диопсид, бастит) – 3–5, роговая обманка – 20–30, кварц – 5–20, гранат – 0–3; вторичные – биотит, хлорит, скаполит, пренит, эпидот, соссюрит, кальцит; акцессории – апатит, сфен, циркон, ортит; рудный – магнетит, ассоциирует с биотитом. В гранитизированных разновидностях появляется микроклин, увеличивается количество кварца. Габбродиориты переходных зон, в случае сохранности гипидиоморфнозернистой структуры, состоят из андезина-лабрадора (50–80 %), клинопироксена (10–20 %), гиперстена (до 5 %), кварца (до 5 %), вторичных – роговой обманки, граната, биотита, эпидота, серицита, скаполита.

По петрохимическим особенностям преобладающие диориты описанного ряда относятся к диоритам нормального ряда, по содержанию кремнезема близки габбродиоритам, а по пересчету по Дубровскому – кварцевым диоритам (7–9 % нормативного кварца). На диаграмме AFM анистундровские диориты отличаются от диоритов каскельяврского и няаннамъярвского комплексов большей железистостью, на диаграмме Ca–K–Na большей кальциевостью. По содержанию нормативного ортоклаза и содержанию Al_2O_3 они близки габбро-анортозитам Главного хребта.

Силлы кварцевых метадолеритов ($q\beta KR_1^1$). Силлоподобные тела кварцевых метадолеритов размещаются в северной части поля развития метавулканитов маярвинской свиты. Ориентировка их здесь, в пределах восточного крыла Печенгской структуры, субмеридиональная, протяженность тел – до 3,5 км, мощность – от первых десятков до 200 м. Залегание силлов обычно согласно напластованию покровов вмещающих их вулканитов. В отличие от вулканитов, метадолериты – хорошо раскристаллизованные средне- и крупнозернистые породы, менее зернистые в эндоконтактах тел. По составу они аналогичны базальтам, реже – андезибазальтам вмещающей вулканической серии. Текстура пород обычно массивная или слабосланцеватая, структура – бластоофитовая или бластогаббroофитовая. В базисе среди спутанно-волокнистых агрегатов амфибола и гранулированного плагиоклаза наблюдается тонкоагрегатный кварц, иногда гранофироподобный.

Силлы и дайки железистых пикритов (ωKR_1^3), **габбродолеритов и долеритов** (βKR_1^3). В эту группу объединены силлы и дайки габбродолеритов, долеритов, пикритов и железистых пикритов, размещающиеся среди вулканитов и среди туфогенно-осадочных пород куэтсъярвинской, колосйокской и пильгуярвинской серий. Для этого ряда серий заметно увеличение количества силловых тел вверх по разрезу. Силлы обычно конформны напластованию покровов и

туфогенно-осадочных пород, и редко отмечаются секущие контакты. В экзоконтактах мощных тел, размещающихся среди туфогенно-осадочных пород, иногда отмечается ороговикование, окварцевание, хлоритизация, карбонатизация, рассланцевание и брекчирование. Состав и физические свойства габбродолеритов и долеритов близки петротипу базальтов наиболее распространенных в вулканогенных свитах колосйокской и пильгуярвинской серий. Лишь в верхней части свиты Матерт отмечаются тела магнитных габбродолеритов.

Силловые габбродолериты, размещающиеся среди пород пильгуярвинской серии, обладают пойкилоофитовой структурой с овоидальными выделениями авгита (35–50 %), с лейстовидным и таблитчатым плагиоклазом различной размерности (20–45 %). В основной массе развивается хлорит (5–20 %), сфен-лейкоксен (3–7 %), соссюрит, эпидот, кварц, карбонат, рудные минералы. Минералогический и химический состав бластоофитовых и офитовых габбродолеритов и долеритов чрезвычайно близок составу толеитовых базальтов свиты Матерт.

Протяженные силлы ферропикритов, размещающиеся согласно покровам в пределах нижней свиты Матерт, по составу аналогичны ферропикритам покровов, характерных для этой подсвиты.

Печенгский габбро-верлитовый комплекс (υKR$_1^3$p). Интрузивные тела никеленосного габбро-верлитового комплекса на юго-восточном фланге Печенгской структуры размещаются только в осадочно-туфогенных породах ждановской свиты. Равномерно насыщая пластичные вмещающие породы они вместе с ними прослеживаются непрерывной полосой до тундры Кучин на протяжении 30 км. Мощность массивов максимальна в центральной части рудного поля, северо-западнее территории, там же размещаются практически все интрузии, с которыми связаны все известные к настоящему времени медно-никелевые месторождения. Мощности массивов на рассматриваемой части площади до 50 м у северной рамки ее, до 10–20 м – на юго-восточном фланге Печенгской структуры. Протяженность отдельных дифференцированных массивов достигает 0,8 км, габброидных – 1,5 км, при этом не наблюдается прямой зависимости протяженности от мощности массива. Падение массивов согласное с падением сланцеватости вмещающих пород. По отношению к слоистости вмещающих туфогенно-осадочных пород залегание массивов чаще всего дискордантное. В пределах территории простирание массивов меняется от юго-восточного до южного. Углы падения – 30–60°, местами с заметным выполаживанием на глубину. Нередко по падению и простиранию массивов отмечаются флексурообразные перегибы. Длина массива по падению редко значительно превышает длину по простиранию. В пределах продуктивной толщи интрузии залегают на различных уровнях (этажах); количество последних колеблется от 3 до 5, больше всего их в местах максимальной мощности ждановской свиты. В последнее время установлено, что в становлении интрузий ведущая роль принадлежит дизъюнктивным структурам [46, 64]. При этом складчатость во вмещающих породах носит характер складчатости волочения и нагнетания.

По внутреннему строению массивы данного комплекса делятся на дифференцированные и недифференцированные. Дифференцированные интрузии в пределах территории имеют асимметричное строение, разрез их сверху вниз представлен: габбро–пироксенитами–перидотитами. В рудном поле встречаются дифференцированные интрузивы с полным набором дифференциатов, крайними членами которых являются эссекситовое габбро и пироксеновые оливиниты. Контакты между основными дифференциатами и пироксенитами постепенные, между пироксенитами и перидотитами – резкие; переходы между ультраосновными разностями постепенные. Недифференцированные тела сложены либо одними ультраосновными породами, либо габбро. Общее соотношение перидотитов и габброидов для всего комплекса составляет 7:3. В приконтактовых частях отдельных массивов сохранились реликты зон закалок, первоначально сложенных тонкозернистыми клинопироксенитами, а в настоящее время представленными хлорит-актинолитовыми сланцами с реликтами пироксена. Химический состав наименее измененных разностей эндоконтактовых пироксенитов соответствует среднему составу недифференцированных интрузивных тел Печенги. Эндоконтактовые пироксениты обогащены Ti, Cr, Ni, S, P и легкой фракцией редкоземельных элементов (РЗЭ). Экзоконтактовые изменения пород, вмещающих интрузивы габбро-верлитового комплекса, выражаются в образовании узловатых сланцев – спилозитов и адинолов.

Интрузивные породы претерпели многостадийные метаморфические преобразования, изофациальные метаморфизму вмещающих пород. В результате метаморфизма сформировалась сложная вторичная зональность (Зак С. И и др., 1982; Горбунов Г. И. и др., 1985; Петров В. П. и др., 1976). Маломощные тела сложены преимущественно постсерпентинитовыми минералами, хлоритом, тальком, амфиболом и карбонатом в различных сочетаниях.

Возрастные геологические взаимоотношения интрузивных массивов с вмещающими породами установлены достаточно определенно. Они прорывают эффузивы заполярнинской свиты

и свиты Матерт, туфогенно-осадочную толщу ждановской свиты. В свою очередь, интрузивы секутся дайками долеритов северо-западного простирания. Помимо даек в ультраосновных породах широко развиты гидротермальные жилы, среди которых наибольшим распространением пользуются хризотил-асбестовые, серпофитовые, карбонат-серпентиновые, тремолитовые, биотитовые, тальковые, карбонатные и сульфидные жилы.

Минеральный состав интрузивов Печенги относительно простой. Главными минералами являются оливин, клинопироксен, полевой шпат. Оливин является главным породообразующим минералом в перидотитовой зоне. При общем колебании NiO от 0,12 до 0,27 % отмечается повышение его в более магнезиальных оливинитах. Величина Ni/Co в оливините равна 5,6*. Для оливинитов характерно повышенное содержание CaO (0,31 %), что подтверждает субвулканические условия формирования массивов габбро-верлитового комплекса [46]. Клинопироксен представлен титанистым авгитом и имеет повышенное содержание хрома (0,22–0,58 %) в ультраосновных породах [46]. Характерной особенностью пород печенгского комплекса является наличие титанистого амфибола – керсутита, который образует три генерации. Полевой шпат в ультраосновных породах представлен битовнитом, в габбро – андезин-лабрадором, в олигоклазовых габбро – олигоклазом и ортоклазом. Шпинели образуют единую серию от бедного титаном хромита до бедного хромом титаномагнетита [46].

Одним из достаточно сложных дискуссионных вопросов для массивов габбро-верлитового комплекса является вопрос о последовательности их выделения. Разные исследователи выделяли от одной до четырех фаз [10, 64]. Здесь принимается точка зрения авторов ГДП-50 [63] – однофазное внедрение магмы пород габбро-верлитового комплекса, которая частично уже была дифференцирована в промежуточной магматической камере. Подводящим каналом для внедрения интрузий послужила зона Порьиташского глубинного разлома. Внедрение интрузий, по одной из версий, произошло около 1,9 млрд лет назад при закрытии Печенгского рифта при усиливающимся давлении блока Инари с юго-запада и Мурманского блока – с северо-востока (Бертельсен А. И и др., 1976). Дополнительная дифференциация произошла в процессе движения магматической колонны с завершением процессов расслоения при становлении массивов. Все массивы содержали бедную сингенетическую вкрапленность. Рудному процессу предшествовал этап внедрения даек, после которого произошло внедрение обогащенного рудными компонентами и серой остаточного постмагматического раствора в тектонически ослабленные зоны, при этом ультраосновные тела служили тем геохимическим барьером, где происходила основная концентрация рудного вещества.

Отличительной чертой химического состава всех образований печенгского комплекса является пониженное содержание глинозема при повышенном – железа, титана и никеля. По химическому составу ультраосновные породы восточного крыла (участки Луотн–Кучин) и Печенгского рудного поля очень близки (табл. 5). По общему количеству магния (m'), железа (f'), количеству фемических минералов (b) эти породы идентичны и являются, вероятно, производными единой магмы, которая близка к среднестатистической магме никеленосных интрузий, вычисленной Б. И. Папушис (1962 г.). Некоторое различие намечается по коэффициенту щелочности (n'), а также по увеличению количества K^+ на периферии структуры по отношению к рудному полю, где доля Na^+ относительно выше. Это различие объясняется, вероятно, более высокой степенью метаморфизма восточного крыла структуры. Как известно, повышенное содержание кальция влияет на процесс ликвации сульфидно-силикатных систем. Относительно высокие содержания избыточного кальция (c') характерны как для восточного крыла, так и для рудного поля. Основные различия между рудными и безрудными массивами обнаруживаются только по содержаниям Ni, Cu, соотношению Ni/Co по отношению к хрому и общей железистости f' [10]. Между никелем сингенетических руд (Ni – 0,3 %) и хромом, Ni/Co и общей железистостью f' существует прямая зависимость, которая, вероятно, отражает процесс дифференциации ультраосновной магмы. Высокие содержания никеля не зависят от его количества в исходной магме, а связаны с постмагматическими процессами, что отражается и во взаимоотношениях рудных минералов.

В геохимических полях ультраосновные породы выделяются моноэлементными и комплексными аномалиями никеля, меди, кобальта и хрома.

В физических полях породы комплекса выделяются довольно контрастными аномалиями. На фоне отрицательных полей вмещающих туфогенно-осадочных пород ультраосновные массивы выделяются локальными аномалиями поля силы тяжести. В то же время спектр плотности отдельных разновидностей пород довольно широк и целиком зависит от степени их изменения. Так, плотность ультраосновных пород от наименее измененных – серпентинизированных пе-

* *Болотов и др.* Вулканизм и седиментогенез докембрия северо-востока Балтийского щита. – Л.: Наука, 1987. 185 с.

ридотитов (2,85–3,3 г/см^3) – постепенно уменьшается до 2,7–2,9 г/см^3. Несколько выше плотность отмечается для амфиболитовых разностей, достигая 3,1–3,27 г/см^3, при этом наиболее плотными являются эндоконтактовые пироксениты и апопироксениты – 3,0–3,2 г/см^3. В магнитных полях массивы выделяются положительными аномалиями сложной конфигурации. Колебания магнитной восприимчивости ультраосновных пород отмечается в пределах (1 000–25 500)·10^{-5} ед. СИ зависит, в основном, от степени их изменения.

Таблица 5

Химический состав пород печенгского никеленосного комплекса габбро-верлитов

Породы (кол-во анализов)	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Автор
Безрудные интрузивы Ламмас											
габбро	44,02	2,09	5,54	3,15	11,75	0,25	16,96	9,43	0,58	0,06	Волошина, 1995
пироксениты	46,47	1,59	4,34	2,43	11,25	0,22	19,01	8,87	0,04	0,02	
оливиниты (8)	38,97	0,80	2,58	2,16	15,61	0,22	36,60	1,36	0,08	0,11	Федотов, 1985
верлиты (34)	39,65	1,06	3,51	2,90	16,19	0,24	31,60	3,03	0,15	0,15	Федотов, 1985
пироксениты оливиновые (7)	47,09	1,11	3,34	3,20	9,13	0,15	17,71	16,87	0,26	0,08	Федотов, 1985
пироксениты (4)	47,34	1,99	6,39	3,65	10,51	0,21	13,29	14,89	0,84	0,36	Федотов, 1985
габбро (31)	45,89	2,87	9,85	4,42	11,97	0,20	6,35	11,17	1,91	0,76	Федотов, 1985

К **аллареченскому комплексу оливинитов–гарцбургитов** (υσKR$_1^3$α) отнесены все мелкие тела метаморфизованных гипербазитов, размещающиеся в пределах Руннийокско-Аллареченского блока археид – большей частью в пределах Аллареченской купольно-складчатой структуры, меньше – в Копосовском блоке.

В магнитном поле массивы гипербазитов фиксируются положительными магнитными аномалиями от сотен до тысяч гамм. На аэрофотоматериалах не выделяются. В пределах рассматриваемой территории площади развития гипербазитов покрыты детальными геолого-геофизическими поисковыми работами, и в подавляющем большинстве тела вскрыты бурением. Большинство интрузий локализовано в породах амфиболит-гнейсового подкомплекса кольского метаморфического комплекса или в плагиогнейсогранитах ультраметагенного комплекса и чаще всего приурочены, вместе с вмещающими породами, к периферии купольных структур второго порядка.

Массивы пластообразные, линзообразные, иногда ветвящиеся, границы тектонические, часто секущие гнейсовидность вмещающих пород, реже – согласные. Большинство из них будинировано, что, по-видимому, является причиной «кустового» размещения интрузий в плане в виде скоплений по 5–10 тел и «ярусов» в разрезе. Размеры невелики: мощность от нескольких метров до 120 м, протяженность – 200–1 500 м, прослежены по падению на 200–500 м, отдельные тела – до 1–2,5 км. Все массивы сложены в разной степени измененными породами, в основном гарцбургитами, реже – оливинитами и пироксенитами, а также образованными за их счет метаморфическими породами преимущественно серпентин-хлорит-актинолитового состава. Как правило, тела однородны по составу, хотя в наиболее крупных интрузиях устанавливается неясная расслоенность, выраженная в переслаивании слабо измененных гарцбургитов с прослоями оливинитов и пироксенитов и постепенных переходах между ними [75]. Измененные разности слагают краевые части крупных интрузий и целиком – мелкие мела.

Гарцбургиты – преобладающие породы рассматриваемого комплекса. Гарцбургитовые тела обычно несут следы неясной расслоенности. Состав пород: оливин, ортопироксен, магнетит, зеленая шпинель, сульфиды. Оливин образует либо мелкие пойкилитовые включения в пироксене, либо крупные (5–8 мм) изометричные зерна, между которыми располагается ортопироксен. Оливиниты на 90–95 % состоят из оливина, в интерстициях между которым наблюдаются редкие выделения ромбического пироксена, идиоморфные кристаллы титаномагнетита и магнетита, иногда – хромита. Пироксениты состоят из ортопироксена, небольшого количества оливина, клинопироксена, иногда плагиоклаза (до 5 %), титаномагнетита, ильменита (1–5 %). Вторичные минералы обычно занимают большую часть объема пород комплекса, в наименее измененных разностях их объем составляет около 20 %. Представлены они серпентином, актинолитом, хлоритом, тальком, карбонатом, флогопитом, в пироксенитах также – роговой обманкой.

Характерной чертой химизма пород комплекса является (табл. 6) их повышенная железистость, по сравнению с гипербазитами других формационных типов региона. Кроме того, для оливинитов и гарцбургитов характерно повышенное содержание TiO_2 (около 5 %), Al_2O_3 (2 %),

CaO (2 %), Na_2O (0,25 %) и пониженное – магния. В ряду оливинит–гарцбургит–пироксенит происходит последовательный рост содержания кремнезема, алюминия, кальция, натрия и уменьшение – закисного железа, магния, никеля, присущие обычной дифференциации расплавов. Важной особенностью гипербазитов является сульфидная медно-никелевая минерализация, достигающая промышленных концентраций (месторождения Аллареченское и Восток, в настоящее время уже выработанные).

Из других известных проявлений Аллареченского рудного района наибольший интерес представляют Акким, гора Широкая, Аннама. В центральных частях массивы сложены серпентинизированными и амфиболизированными гарцбургитами или пироксеновыми оливинитами, в краевых – слюдисто-амфиболовыми сланцами. Зоны медно-никелевого оруденения обычно приурочены к лежачему боку массива.

Возраст ультрабазитов аллареченского комплекса до последнего времени всеми исследователями принимался позднеархейским [46, 70, 72]. Основанием для этого являлась как близость минерального и химического составов этих ультрабазитов ультрабазитам Титовско-Поросозерского ЗКП, так и пространственная близость наиболее изученных ультрабазитов Аллареченского района ультрабазитам выделявшейся ранее Южно-Печенгской зоны лопид (ныне – карелид). Приуроченность некоторых интрузий ультрабазитов аллареченского комплекса к разломам, секущим гранитоидные купола Хихнаярви-Руннийокской структуры, реоморфизованные в карельское время, позволило [72] высказать предположение о возможном карельском возрасте ультрабазитов аллареченского комплекса или части из них. Спектр редкоземельных элементов (РЗЭ) ультрабазитов аллареченского комплекса, приведенный в [70], близок таковому габбро-верлитов печенгского никеленосного комплекса и отличается от спектра коматиитовых потоков и пластовых даек Титовско-Поросозерского ЗКП [14]. Для определения возраста этих массивов в 2001 году в рамках ГДП-200 проведены радиогеохронологические исследования гипербазитовых и базитовых пород комплекса из керна скважин, пробуренных в пределах Копосовского блока. По цирконам, выделенным из амфиболизированных гарцбургитов, получена U-Pb изохрона со значением 1 918±29 млн лет. U-Pb изохрона для цирконов из габброамфиболитов, тесно связанных с гарцбургитами, дает значение возраста 2 005±19 млн лет. Проблема отнесения габброамфиболитов, находящихся в контакте с гипербазитами на участке Акким, как и других подобных, остается в настоящее время неразрешенной.

К **лапландскому комплексу средних и кислых гранулитов** отнесены все продукты натровой гранитизации в условиях гранулитовой и переходной к амфиболитовой фаций, широко развитые в Няаннамъярвской и Ловнозерской аллохтонных структурах Лапландской зоны. Субстратом для этих преобразований являлись кристаллические сланцы основного и среднего состава сальнотундровского метаморфического комплекса, а также плутонические базиты ловнозерского комплекса. Ультраметагенные гранулиты лапландского комплекса делятся на два подкомплекса: подкомплекс эндербитов и подкомплекс кислых гранулитов.

Подкомплекс эндербитов ($enKR_1^4l$). Эндербиты – это метасоматические породы типа мигматитов тоналитов по мелкозернистому субстрату основного или среднего состава. Чаще всего это грубополосчатые или теневые очень неравномернозернистые породы. Валовый состав их в большинстве случаев отвечает кварцевым диоритам и диоритам, в меньшей степени развиты эндербиты состава габбродиоритов, тяготеющие к зонам локализации останцов базитового субстрата. Сильнее проявленная плагиогранитизация (в условиях амфиболитовой фации) с теми же текстурными разновидностями полосчатых и теневых мигматитов приводит к образованию пород гранодиоритового состава.

Эндербиты (σ=2,72 г/см^3) характеризуются слабоположительными аномалиями поля силы тяжести и резко переменным с преобладанием повышенных значений (при магнитной восприимчивости до $1\,250\cdot10^{-5}$ ед. СИ) магнитным полем. На МАКС эндербиты от интрузивных диоритов практически не отличаются, но на их фоне иногда хорошо дешифрируются и меланократовые скиалиты, и жильные тела гранитов и пегматитов, и зоны кислых гранулитов.

Обычно в разрезах эндербитов чередуются: тоналиты со скиалитами палеосомы базитов и микродиоритов, грубополосчатые эндербиты диоритового состава, мелкозернистые диориты (кристаллосланцы) субстрата, полосчатые за счет послойной тоналитизации. Среди эндербитов иногда наблюдаются теневые участки габбродиоритового состава с реликтами базитов. Реликтовые тела базитов (амфиболитов) иногда имеют среднезернистое бластогаббровое сложение, мощность их обычно не превышает 1 м. Полосчатые мигматиты тоналитов по палеосоме диоритового и базитового состава без резких границ чередуются с участками преобладающей палеосомы микродиоритов. И также незаметно они переходят в более светлые и однородные олигоклазовые граниты или грубополосчатые эндербиты диоритового состава.

Таблица 6

Химический состав пород аллареченского комплекса оливинитов–гарцбургитов

SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	CO_2	P_2O_5	п.п.п.	CoO	Cr_2O_3	CuO	NiO	S	SO_3	Автор
39,56	1,93	5,48	2,41	16,92	0,20	21,10	6,09	0,67	0,24	0,54	0,19	0,68	0,02	0,31	0,31	0,64	1,69	4,22	[36]
42,36	1,73	3,86	3,17	15,48	0,20	19,55	6,01	0,79	0,55	0,25	0,14	0,77	0,02	0,29	0,25	0,47	2,06	5,16	[36]
42,80	1,36	5,00	4,54	12,42	0,22	19,90	6,01	0,70	0,85	0,64	0,11	1,54	0,02	0,27	0,30	0,57	2,21	5,52	[36]
51,74	0,52	12,09	2,70	6,84	0,17	16,20	6,31	1,44	0,34	0,40	0,17	0,69	0,01	0,17	0,02	0,08		0,47	[36]
34,02	0,53	3,28	14,57	16,56	0,17	12,10	3,19	0,29	1,56	0,10	0,02	5,04	0,06	0,35	1,44	4,66	9,63	24,1	[36]
30,50	0,90	3,05	17,57	13,86	0,10	18,50	3,48	0,49	0,54	0,27	0,08	4,47	0,06	0,33	2,69	3,56	9,10	22,8	[36]
30,70	0,92	2,70	16,06	15,03	0,10	19,10	2,32	0,47	0,36	0,10	0,08	4,48	0,05	0,30	2,88	3,54	9,56	23,9	[36]
32,16	0,90	2,54	14,14	16,38	0,11	22,00	1,74	0,30	0,65	0,27	0,08	4,41	0,04	0,35	0,21	3,31	8,58	21,5	[36]
50,02	0,54	4,02	2,62	9,36	0,13	24,25	5,75	0,70	0,45	<0,1	0,11	1,30	0,35	0,03	0,01	0,04		0,41	[36]
49,08	0,55	3,42	3,47	9,36	0,14	25,20	5,67	0,70	0,27	0,10	0,06	1,00	0,01	0,35	0,10	0,17		0,68	[36]
50,76	0,57	3,41	3,45	7,20	0,14	22,10	8,29	0,81	0,30	0,18	0,04	1,20	0,01	0,46	0,16	0,17		1,10	[36]
48,50	0,43	3,10	3,88	9,36	0,14	25,70	4,80	0,55	0,20	0,12	0,04	0,06	0,02	0,39	0,24	0,24		1,53	[36]
48,99	0,49	3,43	3,00	8,64	0,14	22,60	7,35	0,35	0,05	<0,1	0,04	3,20	0,02	0,46	0,24	0,24		0,43	[36]
44,20	0,29	2,66	6,12	8,10	0,13	30,10	4,80	0,70	0,15	<0,1	0,02	1,24	0,02	0,43	0,08	0,19		0,82	[36]
43,18	0,40	3,12	5,76	9,18	0,13	27,80	3,93	0,36	0,11	0,12	0,04	3,80	0,01	0,48	0,13	0,16		1,25	[36]
42,54	0,40	3,12	7,19	8,46	0,14	28,20	3,93	0,35	0,05	0,10	0,03	4,40	0,02	0,52	0,20	0,26		0,55	[36]
43,26	0,46	3,33	6,08	9,27	0,26	28,60	4,07	0,15	0,10	0,27	0,04	3,06	0,02	0,48	0,08	0,19		0,50	[36]
48,76	0,52	3,48	4,71	9,00	0,14	25,10	5,09	0,53	0,23	0,12	0,05	0,66	0,02	0,40	0,16	0,20		1,09	[36]
38,46	0,54	7,81	4,30	8,64	0,37	32,50	1,86	0,45	0,54		0,05	3,20	0,01	0,95	0,01	0,21		0,25	[86]
44,04	0,20	4,85	4,30	8,46	0,31	32,00	2,00	0,36	0,57		0,03	2,96	0,01	0,98	0,02	0,26		0,47	[86]
42,90	0,26	3,84	3,96	8,10	0,34	32,40	2,00	0,37	0,50		0,03	3,59	0,01	0,93	0,02	0,30		0,60	[86]
38,84	0,38	3,44	5,06	9,63	0,36	35,50	1,29	0,37	0,41		0,04	3,34	0,01	0,76	0,02	0,34		0,26	[86]
40,58	0,30	3,40	3,31	9,90	0,35	34,75	1,36	0,35	0,61		0,02	3,64	0,01	0,79	0,01	0,32		0,31	[86]
43,80	0,23	4,22	4,16	8,01	0,31	31,90	1,86	0,33	0,57		0,04	3,04	0,01	0,82	0,02	0,29		0,47	[86]
44,18	0,33	5,53	3,63	7,56	0,28	28,60	4,00	0,53	0,29		0,05	3,94	0,01	0,70	0,02	0,20		0,18	[86]
44,00	0,47	4,28	7,78	7,56	0,07	23,59	7,15	0,68	0,76		44,0	7,78	7,56	0,07	23,59	7,15		0,76	[43]
41,90	0,34	2,90	6,86	7,07	0,07	29,25	5,00	0,46	0,76		41,9	6,86	7,07	0,07	29,25	5,00		0,14	[43]
38,36	0,08	2,40	8,81	3,60	0,06	34,09	0,30	0,17	0,14		38,4	8,81	3,60	0,06	34,09	0,30		0,23	[43]
41,10	1,66	5,88	7,60	8,28	0,07	22,56	5,58	0,53	0,23		41,1	7,60	8,28	0,07	22,56	5,58		2,64	[43]
45,00	1,00	3,86	9,10	7,25	0,07	22,05	8,87	0,66	2,64		45,0	9,10	7,25	0,07	22,05	8,87		0,92	[43]
40,86	0,76	7,00	8,30	9,95	0,07	21,32	8,15	0,66	0,92		41,0	8,30	9,95	0,07	21,32	8,15		0,48	[43]

В разрезе среди эндербитов изредка наблюдаются жилы пегматоидных плагиогранитов, контакты которых чаще всего неровные и нерезкие. Мощность их обычно менее 1 м, редко – до 2 м и более.

Минеральный состав эндербитов состава диоритов и кварцевых диоритов (в %): плагиоклаз (An – 25–35 %) – 60–90, ортопироксен – 0–25, клинопироксен – 0–7, кварц – 3–15, бурые биотит и роговая обманка – 0–15; вторичные: куммингтонит по пироксенам, роговая обманка грязно-зеленая (5–20) по пироксену и бурой роговой обманке, биотит оливковый по бурой роговой обманке и пироксенам, серицит, мусковит и калишпат; акцессорные – апатит, циркон, сфен, рудные. Тоналиты–плагиограниты отличаются меньшим количеством темноцветов, большим – кварца (15–30 %) [86].

Как видно из таблицы 7 химический состав эндербитов близок составу диоритов–кварцевых диоритов няаннамъярвского комплекса.

Таблица 7

Состав эндербитов лапландского комплекса и диоритов няаннамъярвского комплекса

Индекс	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Автор
$enKR_1^4l$	49,32	1,35	16,79	1,75	10,80	0,26	7,30	6,21	1,22	2,14	[36]
$enKR_1^4l$	61,08	0,75	18,64	1,60	6,30	0,11	3,35	1,59	2,56	2,76	[36]
$enKR_1^4l$	72,70	0,27	14,96	0,76	2,34	0,05	0,05	1,81	3,08	1,48	[36]
$enKR_1^4l$	59,62	0,75	19,21	1,76	3,42	0,05	1,85	5,05	1,60	5,28	[36]
δKR_1^4n	61,79	0,66	15,29	1,57	4,83	0,09	3,00	5,69	4,03	1,23	ГДП-200
δKR_1^4n	58,36	0,95	15,95	1,65	5,34	0,1	3,71	6,13	4,03	1,75	ГДП-200

Возраст однородных теневых среднезернистых эндербитов состава кварцевых диоритов, отобранных в составе настоящих работ на смежной с запада территории, определен в 2000 году в лаборатории ГИ КНЦ РАН изохронным U-Pb методом по цирконам значением 1 990±70 млн лет.

Подкомплекс кислых гранулитов ($grKR_1^4l$). К метаморфо-метасоматическим отнесены все образования типа кислых гранулитов, так или иначе связанные с наиболее поздними процессами преобразований в гранулитовой зоне. Прежде всего, порфирокластические гранат-силлиманит-кварц-полевошпатовые породы яурийокского комплекса кислых гранулитов в понимании Б. А. Шлайфштейна [7], а также силлиманитсодержащие гранатовые мигматит-гранодиориты, выделенные им же в качестве подкомплекса в комплексе эндербитов. В связи с тем, что породы последнего являются переходными от собственно эндербитов к кислым гранулитам и выделение их на местности не воспроизводимо, выделение их в самостоятельное подразделение нецелесообразно.

В пользу метаморфо-метасоматического генезиса кислых гранулитов по субстрату ранних гранулитов говорят исследования разных лет: Е. Н. Володина (1948 г.), В. В. Жданова (1958 г.), Л. А. Прияткиной [16] и др. Но более всего об этом свидетельствуют непосредственные наблюдения (макро- и микро-) взаимоотношений этих пород с наложениями (структурными и текстурными) поздних парагенезов кислых гранулитов на субстратные породы. В качестве субстратных, вероятно, можно считать и эндербиты, так как кислые гранулиты по существу продолжают процесс специфической гранитизации, сменяя натровую ее направленность на калиевую, с мобилизацией глиноземистых минералов из вмещающих пород в условиях повышенных давлений.

Кислые гранулиты развиты в пределах Ловнозерской аллохтонной пластины, близ границы ее с Няаннамъярвской и приурочены к фронтальным зонам надвигов главных и второстепенных. Ширина полосовидных зон развития этих пород, имеющих постепенные переходы к субстратным породам, от первых метров до 2 км. Чаще же она измеряется десятками метров. Мощность тел кислых гранулитов в пределах территории с учетом довольно пологого (20–50°) их залегания, а также складчатости и совмещения разных тел по надвигам, во всех случаях не превышает 1 км, чаще всего она составляет 400–600 м. В линейных крутопадающих тектонических зонах, где они изредка встречаются, она не более 50 м. На смежной с запада территории отмечается зональность в строении этих тел: в нижней части, часто совпадающей с подошвой аллохтона, это обычно породы гранодиоритового состава с гранатом и силлиманитом, выше постепенно или через зону контрастной перемежаемости они сменяются лейкократовыми гранулит-гранитами (гранат-кварц-полевошпатовыми породами). На рассматриваемой территории эта закономерность не выявлена, точнее – не проверена после ее выявления западнее.

Кислые гранулиты при σ=2,72 г/см^3 и магнитной восприимчивости $38 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ характеризуются спокойными отрицательными полями силы тяжести и магнитным. На МАКС кислые

гранулиты дешифрируются в виде светлых дугообразных полос, подчеркивающих границы надвиговых аллохтонов разного порядка.

Гранулит-граниты, известные на территории в единичных точках, – лейкократовые неравномерно-среднезернистые породы лентовидно-полосчатые и полосчатые за счет чередования разновидностей с различной зернистостью и различным содержанием граната и кварца. Плагиоклаза в них содержится от 20 до 70 %, чаще всего – 25–40 %, калиевого полевого шпата – 5–50 %, чаще – 10–15 %, кварца – до 40 %, граната – до 10 %. Плагиоклаз большей частью гранулирован, в сохранившихся зернах иногда наблюдаются антипертиты калишпата. Содержание биотита, силлиманита, моноклинного пироксена в них чрезвычайно низкое до полного отсутствия. Вторичные минералы – биотит, серицит, мусковит. Из акцессориев характерны рутил (местами до 1 %), циркон, апатит, рудный.

Силлиманитсодержащие породы, по составу приближающиеся к гранодиоритам, отличаются большим содержанием яркого красноватого биотита (5–15 %), силлиманита (до 5–7 %), изредка – наличием кордиерита, из вторичных появляется хлорит по гранату и биотиту. Текстуры этих пород свилеватые, неравномерно пятнистые. Гранат, биотит, силлиманит и мусковит нередко образуют гломеробласты на фоне гетерогранобластовой гранитной лейкосомы.

Иногда в гранулитах встречаются линзы мелкозернистых гранат-биотитовых гнейсов мощностью от первых сантиметров до 1,5 м с зонами постепенного перехода мощностью от 1–1,5 до 30 см. Вероятно, это реликты гнейсов лоттинского петротипа, являющиеся субстратными породами, наряду с кристаллосланцами основного и среднего состава сальнотундровского комплекса.

Изучение химического состава минералов показало значительно более высокую магнезиальность гранатов кислых гранулитов относительно гранатов лоттинских гнейсов – 39,3–46 % пиропового минала в гранулитах против 17,6–31,5 % – в лоттинских гнейсах. Эти особенности минерального состава свидетельствуют об образовании гранулитов в условиях более высоких давлений по сравнению с условиями образования лоттинских гнейсов. Характерной особенностью кислых гранулитов является также линейность по кварцу и линзовидным агрегатам граната, полого под углами 10–25° погружающихся на северо-восток, так же как и в эндербитах, отражая направление тектонического транспорта аллохтонных литопластин.

Начальное отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ для кислых гранулитов Северной Финляндии [23] свидетельствует о мантийно-коровом источнике вещества. Результаты радиогеохронологических исследований кислых гранулитов на российской территории и на сопредельной территории Северной Финляндии дают разброс значений, даже по одному и тому же методу (U-Pb дискорданта по циркону) от 2 270±50 до 1 920±5 млн лет [23]. Если датировки в интервале 1 925–1 900 млн лет отражают возраст гранулитового метаморфизма, связанного со становлением Лапландского аллохтонного пакета, то датировки древнее 1,95 млрд лет, вероятно, являются отражением возраста субстрата кислых гранулитов, омоложенного под влиянием этого метаморфизма.

К **няаннамъярвскому комплексу диоритов** (δ;νδKR¦n) отнесены все однородные с магматическими структурами диориты среднезернистые и неравномернозернистые без скиалитов субстрата. Все эти признаки четко отличают эти породы от близких им по составу теневых эндербитов и микродиоритов субстрата. Два массива диоритов у западной границы территории – Чеяурес и Пеясмораст – размещаются в пределах Няаннамъярвского аллохтона. В пределах территории массив Чеяурес имеет почти изометричную форму с диаметром 2 км. Южнее расположенный массив Пеясмораст размещается большей частью за рамкой территории, площадь его близка площади Няаннамъярвского петротипического массива. Оба массива в пределах территории имеют сходные условия залегания и строение. Оба ограничены полого-дуговыми разломами с северо-западной и юго-восточной ориентировкой и разбиты ими на фрагменты, каждый северо-восточный из которых, овальный по форме, смещен относительно западного в сторону тыловой части аллохтона. В обоих массивах в эндоконтакте наблюдаются породы более меланократовые, чем во внутренних частях массива, состав их близок габбродиоритам и габбро. Вероятно, это связано с основным составом вмещающих кристаллосланцев сальнотундровского комплекса.

В поле силы тяжести обоим массивам и вмещающим их породам соответствуют повышенные его значения, не объяснимые поверхностными породами (для диоритов средняя σ=2,78 г/см^3). Не исключено, что уже на небольшой глубине диориты переходят в габбродиориты и габбро, наблюдаемые в эндоконтактах обоих массивов. В магнитном поле в целом массивы диоритов выражаются спокойным характером и пониженными значениями его по сравнению с окаймляющими их эндербитами, обладающими более контрастными значениями обоих знаков. Диориты внутренних частей массивов имеют магнитную восприимчивость $(37–50)\cdot10^{-5}$ ед. СИ.

В диоритах Няаннамъярвского массива, западнее расположенного, вблизи северо-западного и юго-восточного контактов наблюдались линзовидные и остроугольные ксенолиты мелкозернистых базитов сальнотундровского метаморфического комплекса размером от первых сантиметров до первых десятков сантиметров и ксенолит ортоамфиболита ловнозерского комплекса размером до 1 м в поперечнике. Контакты диоритов с ксенолитами резкие без приконтактовых изменений.

Массивы няаннамъярвского комплекса сложены однородными мезократовыми кварцевыми диоритами и диоритами с характерной мелкопятнистой, гнейсовидной или линейной текстурой, иногда слабовыраженными, и характерной бластогломеропорфировой структурой. В единичных обнажениях среди диоритов наблюдаются жилки лейкократовых метадиоритов мощностью до 1 см, согласные или секущие гнейсовидность вмещающих мезократовых диоритов. Во всех массивах этого комплекса встречаются секущие жилы массивных средне-крупнозернистых позднекарельских плагиомикроклиновых гранитов и пегматитов.

Минеральный парагенезис кварцевых диоритов–диоритов (в %): плагиоклаз (An – 25–35 %) – 60–80, чаще всего – 65–70, кварц – 1–10, обыкновенная роговая обманка вторичная по пироксенам и равновесная – от 1–3 до 20, клинопироксен (салит) наблюдается в половине шлифов – от ед. зерен до 10–12, биотит – от 3–5 до 10; вторичные эпидот, реже хлорит, местами – микроклин, корродирующий плагиоклаз; акцессорные минералы – апатит, циркон, рудный, реже – сфен.

По химическому составу диориты няаннамъярвского комплекса отвечают кварцевым диоритам и диоритам Дэли, отличаясь большим a по Заварицкому и меньшим – c. Они близки эндербитам лапландского комплекса и диоритам–кварцевым диоритам каскамского и каскельяврского комплексов, отличаясь от последних большими содержаниями Mg и K.

Возраст среднезернистых диоритов няаннамъярвского комплекса, отобранных из северной части одноименного массива, определенный в 2000 году в лаборатории геохронологии ГИ КНЦ РАН (проба 2044) U-Pb изохронным методом по цирконам соответствует 1 933±26 млн лет. Таким образом, представления о когенетичности процесса эндербитизации (1 990 млн лет) и завершающего его анатексиса диоритов (1 933 млн лет) с учетом погрешностей анализа подтвердились.

Проявления полезных ископаемых в связи с диоритами данного комплекса не выявлены, но по результатам геохимической съемки по потокам рассеяния масштаба 1 : 100 000 в пределах массивов няаннамъярвского комплекса и вблизи их контактов установлены площадные геохимические аномалии Mo, Zn, Pb, Cu, Co, то есть площади развития этих пород могут представлять интерес для поисков полиметаллов.

Каскамский комплекс габбро-гранодиоритов. *Первая фаза* (ν;υ$KR_1^4k_1$). Комплекс в полном объеме входит в состав габбро-диорит-плагиогранитной формации, выделенной в процессе составления ГК-1000 [7] и ГДП-50 [63]. В данную формацию объединены многофазные массивы метаморфизованных габброидов, диоритов и гранодиоритов каскамского комплекса, массивы метадиоритов и плагиогранитов каскельяврского комплекса.

На ГК-1000 каскамский и каскельяврский комплексы объединены в единый комплекс, достаточно обосновано петрологически. Сейчас это представляется преждевременным, так как в инъекционных гранатовых гранодиоритах каскамского комплекса при изотопном датировании выявились три разновозрастных модификации циркона, причем первая, магматическая, имеет конкордантный возраст 2 625±18 млн лет. И это, и петрографические, и макротекстурные отличия гранатовых гранодиоритов каскамского комплекса от наиболее близких им по составу пород каскельяврского комплекса, не позволяют отнести их к единому комплексу.

Породы каскамского и каскельяврского комплексов образуют непрерывную цепочку крупных массивов от горы Тюльпвыд на юго-востоке до оз. Патсойоки (граница с Норвегией). Вся эта зона ограничена тектоническими нарушениями и на схеме именуется Шуони-Каскельяврской купольно-складчатой зоной в системе блоково-складчатых карелид, граничащей на юге с блоком археид. Характерной является извилисто-дугообразная, обращенная выпуклостями на северо-северо-восток форма северных контактов зоны массивов, с крутым залеганием сланцеватости бластомилонитов по контактирующим породам. Следует добавить, что большая часть объема каскамского комплекса района петротипа в 1970-е годы учеными относилась к стратифицируемым образованиям (каскамские толщи метавулканитов и метаосадочных пород).

В пределах указанной зоны на рассматриваемой территории к каскамскому комплексу отнесена группа небольших массивов в районе озер Руоссельяур, Кеудшеръяур и Лебяжье, в верховьях р. Печенги, образующих цепочки тел, сопряженных разрывами северо-восточной ориентировки. Северная «цепочка» состоит из трех небольших тел, удлиненных на 2, 4 и 6 км в восток-северо-восточном направлении и образующих полудугу, параллельную главному мас-

сиву этой группы – Руоссельскому, окаймленному одноименным озером в западной части. Последний имеет довольно сложную конфигурацию не только в плане, но и в разрезе, благодаря чему он окаймлен мелкими «спутниками», «плавающими» в более поздних гранитоидах. Общая площадь его выходов около 30 км^2. Восточнее размещается еще один, поменьше и более простого строения, как и массивы северной цепочки. А Руоссельский массив, бывший объектом пристального внимания в процессе поисковых работ, имеет преимущественно габброидный состав, содержит в себе участки ультрамафитового дифференциата состава амфиболизированных пироксенитов. Форма этих обособлений условно интерпретируется в качестве яйцевидной при размерах 800×400 м (одно обособление) и более мелких. Кроме того, параллельно разломам восток-северо-восточной ориентировки в пределах этого массива размещаются жилы гранитов, условно отнесенных в группу позднекарельских.

В составе каскамского комплекса в районе петротипических массивов (Шуорт, Каскама, расположенных западнее территории листа) выделяется три фазы: первая – габброидная, вторая – инъекционных ортогнейсов диорит-гранодиоритового состава и третья – даек метадолеритов. Ультрамафиты–мафиты описанных выше тел представляют первую фазу комплекса. Окружающие массив мигматит-гранодиориты и мигматит-граниты не в полной мере соответствуют петротипу гранат-кварцевых гранодиоритов каскамского комплекса, поэтому условно отнесены к каскельяврскому комплексу.

Массивы сложены преимущественно метаморфизованными габбро, габброноритами и сланцеватыми амфиболитами по ним с подчиненными оливиновыми габбро, метапироксенитами, хлорит-актинолитовыми сланцами.

Метабазиты комплекса (σ=2,95–3,16 г/см^3) совместно с окаймляющими их диоритами и мигматизирующими гранитоидами каскельяврского комплекса (σ=2,77 г/см^3) создают четко выраженную положительную аномалию поля силы тяжести. Неоднородное магнитное поле обусловлено различной магнитной восприимчивостью. Так, однородные разновидности мезократовых габброидов имеют магнитную восприимчивость $60 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, меланократовые габброиды и ультрамафиты – до $755 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ.

На МАКС поле развития пород комплекса в пределах возвышенностей характеризуется пестрым структурированным фототоном, обусловленным контрастно светлым тоном пород второй фазы на фоне преобладающего темного фототона базитов. На задернованных участках склонов и подножий все эти контрасты сильно смазаны или не видны совсем, локально они улавливаются только на цветном композите.

Метабазиты представлены в основном метагаббро, метагабброноритами и амфиболитами по ним, иногда гранатсодержащими, с подчиненными оливиновыми метагабброидами, метапироксенитами и метаперидотитами, большей частью превращенными в хлорит-серпентин-актинолитовые сланцы. Преобладающие мезократовые и меланократовые амфиболиты характеризуются сланцеватыми, реже массивными текстурами, сложением от крупнозернистого до мелкозернистого. Разновидности метабазитов переслаиваются согласно директивной ориентировке сланцеватых и гнейсовидных текстур и имеют, как правило, нечеткие, постепенные переходы.

Крупно-среднезернистые меланократовые массивные (или нечетко полосчатые) метагабброиды с реликтовыми габбровыми структурами, но полностью замещенные вторичными минералами (роговая обманка, актинолит, хлорит), иногда образуют «останцы» в виде участков мощностью от первых метров до 100–120 м и протяженностью в сотни метров среди более мелкозернистых мезо-меланократовых габброамфиболитов или мезократовых среднезернистых амфиболитов без реликтовых магматических структур. Нередко наблюдаются зоны переслаивания мезократовых и меланократовых метабазитов в виде чередующихся прослоев и линз мощностью от первых сантиметров до нескольких метров, ориентированных согласно сланцеватости. Контакты между разновидностями как резкие, так и постепенные. Секущих взаимоотношений между ними не наблюдалось. Значительно реже среди амфиболитов метагабброидного состава отмечаются маломощные (до нескольких метров) прослои, линзы метапироксенитов–метаперидотитов. Иногда эти темные грязно-зеленовато-серые средне-крупнозернистые породы, полностью сложенные вторичными минералами, сохраняют первично-магматические структуры, но чаще всего они превращены в хлорит-серпентин-актинолитовые сланцы. Секущих взаимоотношений этих пород с метабазитами не наблюдалось.

Минеральный состав пород достаточно однороден, варьируя в количественных соотношениях первичных и вторичных минералов. Преобладающим минералом во всех разновидностях метагабброидов является роговая обманка (30–90 %) сине-зеленая или буроватая, реже – бледно окрашенная, замещается биотитом (1–15 %). Плагиоклаз (5–60 %) первичный представлен лабрадором или андезином (An – 40–45 %), замещен обычно олигоклазом (An – 28 %) и агрега-

тами соссюрита или раскристаллизованными цоизитом–клиноцоизитом. Пироксены моноклинные и ромбические и оливин отмечаются изредка, и исключительно в реликтах, замещаемых амфиболами или серпентином и хлоритом. Из вторичных минералов, помимо отмеченных, развиты: хлорит по биотиту, скаполит по плагиоклазу, опацит по роговой обманке, хлорит и карбонат – при рассланцевании породы. Акцессории представлены апатитом, сфеном, лейкоксеном, изредка отмечаются ортит, циркон. Рудные минералы обычно содержатся в долях процента и представлены магнетитом или сульфидами пирит-пирротиновой группы.

Факторный анализ методом главных компонент по результатам химических анализов ранее выполненных работ (хорошо сходимых с анализами таблицы 8) показал, что породы первой фазы комплекса образуют единый ряд дифференциатов от меланократовых оливиновых габброидов через мезократовые габброиды до габброанортозитов. Б. А. Шлайфштейн [7] считает, что эволюционный тренд этого ряда близок тренду основных метавулканитов пороярвинской серии, развитой севернее, отличаясь более высоким содержанием CaO и меньшим – Na_2O. Распределение РЗЭ в метабазитах комплекса и пороярвинской серии однотипно плоское, что также может свидетельствовать в пользу их комагматичности.

Таблица 8

Состав габброидов первой фазы каскамского комплекса

SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Автор
44,94	0,06	8,59	3,07	7,83	0,16	21,94	9,20	0,63	0,17	[36]
77,87	0,20	11,77	0,05	1,90	0,03	2,81	1,35	1,65	1,08	[36]
55,64	0,88	16,22	4,22	4,90	0,14	4,92	7,01	3,88	0,82	[98]

Изохронный возраст пород первой фазы каскамского комплекса определен по валовой пробе цирконов из оливиновых габбро, отобранных в ходе работ на смежной с запада территории листа Раякоски, в лаборатории геохронологии ГИ КНЦ РАН. Конкордантное значение его на U-Pb диаграмме соответствует 1 931±6,5 млн лет.

Каскельяврский комплекс диорит-плагиогранитный объединяет породы куполообразных массивов, примыкающих непосредственно к Южно-Печенгской меланжево-складчатой зоне, погружающейся под эти массивы. В пределах территории размещаются гранитный массив Шуони и Каскельяврский массив диоритов, давший название комплексу. К восточной части последнего примыкает небольшой массив гранитов Куодшероайв шуонинского петротипа, дериваты которого инъецируют диориты. Кроме того, смешанного типа породы – диориты и мигматиты по ним гранитов – развиты в зоне габброидов Руоссельского массива и в южной части Шуонинского массива гранитов.

Радиохронологические данные, полученные для кварцевых диоритов Каскельяврского массива в ГИ КФАН СССР, – 1 940±40 млн лет, Pb-Pb изохронному по сфену и апатиту (Ветрин и др., 1987), подтверждают раннепротерозойский возраст этих интрузий.

Контакты плагиогранитов Шуонинского массива и метадиоритов Каскельяврского массива с вмещающими породами тектонические. В зоне контакта мощностью около 10 м породы массивов и вмещающие основные метавулканиты нижнетальинской подтолщи интенсивно рассланцованы, плагиограниты – мусковитизированы. Ряд признаков – отсутствие зон закалки и ороговикования, близость условий метаморфизма пород массива и рамы, полное отсутствие реликтов магматогенных цветных породообразующих минералов, даже на участках с хорошей сохранностью первичномагматических структур, и реликтовых зерен плагиоклаза – могут свидетельствовать о том, что массивы интрудировали в породы, прогретые до температур не ниже эпидот-амфиболитовой фации.

Комплекс подразделяется на две фазы: первую – существенно диоритовую и вторую – гранит-плагиогранитную. Вторая выделяется по неоднократным наблюдениям воздействия, преимущественно инъекционного типа, интрузивных и мигматит-гранитов рассматриваемой зоны на диоритоиды каскельяврского петротипа.

Первая фаза каскельяврского комплекса ($q\delta;\nu\delta KR_1^4kj_1$) – диориты и кварцевые диориты, габбродиориты. На исследованной территории наиболее полно первая фаза проявлена в Каскельяврском петротипическом массиве. Условия его залегания среди вмещающих пород, преимущественно сланцеватых амфиболитов нижнетальинской толщи описаны выше.

Каскельяврский массив площадью 135 км^2 сложен преимущественно кварцевыми метадиоритами и метатоналитами с подчиненными, амфиболитами состава габбродиоритов, реже – габброидов, тяготеющими к южной части массива. Последние условно отнесены к каскамскому комплексу. Между метадиоритами и метатоналитами наблюдаются постепенные переходы. Метагаббродиориты южной части массива, судя по отдельным обнажениям, имеют с метадио-

ритами и метатоналитами центральной части массива постепенные переходы, но в этой переходной зоне среди метадиоритов наблюдаются полосы и линзы амфиболитов состава габбродиоритов мощностью от 5 до 15 см с четкими контактами. Средняя плотность кварцевых метадиоритов и метатоналитов массива – 2,77 г/см^3, метагаббродиоритов южной части массива – 2,83 г/см^3, магнитная восприимчивость диоритоидов варьирует от $3 \cdot 10^{-6}$ до $500 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС, редко – $(500–3\,000) \cdot 10^{-6}$ ед. СГС. Так как на западе, севере и востоке диоритоиды Каскельяврского массива контактируют с основными метавулканитами, плотность которых не ниже 2,9 г/см^3, массив в поле силы тяжести фиксируется локальной отрицательной аномалией. Контакты Каскельяврского массива с вмещающими породами тектонические, дешифрирующиеся по МАКС и подтвержденные наблюдением по отдельным сближенным обнажениям в зоне контакта тектонизированных пород (рассланцованные бластокатаклазиты и бластомилониты по породам массива и породам рамы), в единичных случаях – наблюдениями непосредственного контакта. Разломы, ограничивающие Каскельяврский массив с запада-северо-запада и востока-юго-востока, прямолинейные с простиранием на северо-восток 20–30° и падением на северо-запад под углами от 35° до 80°. Северо-северо-восточный контакт (между озерами Меннельяур и Каскельяур) дугообразный, обращенный выпуклостью на северо-восток. Судя по замерам сланцеватости контактирующих пород (падение под углами порядка 80° на северо-восток и юго-запад) падение контакта субвертикальное.

Наименее измененные породы, слагающие центральную часть массива (на расстоянии более 1 км от контактов), характеризуются массивной или нечеткогнейсовидной текстурой и бластогипидиоморфной структурой за счет идиоморфизма первичномагматического плагиоклаза № 23–30, сохраняющего местами характерную для магматических плагиоклазов прямую зональность и составляющего 55–65 % объема породы. В интерстициях зерен плагиоклаза расположены зерна кварца (9–20 %), роговой обманки (до 17 %), биотита (5–10 %), минералы группы эпидота-цоизита, в метатоналитах иногда присутствует микроклин (до 5 %). Роговая обманка, плеохроирующая в голубовато-зеленых тонах, и зеленовато-бурый биотит являются метаморфогенными минералами; магматический генезис можно предполагать только для встречающихся изредка в виде реликтов зеленой роговой обманки и коричневого биотита. Наиболее низкотемпературными минералами являются хлорит, развивающийся по биотиту, реже – по роговой обманке, и мусковит (серицит), замещающий биотит и плагиоклаз.

Факторный анализ химических составов пород обеих фаз каскельяврского комплекса совместно с химическими составами пород каскамского габбро-гранодиоритового комплекса, а также метавулканитов пороярвинской серии Южно-Печенгской зоны показал, что по химическому составу метадиориты и метатоналиты первой фазы каскельяврского комплекса совпадают с метадиоритами и ортогнейсами по диоритам и плагиогранитам второй фазы каскамского комплекса, образуя тренд, ориентированный поперек тренда первой фазы каскамского комплекса.

Вторая фаза каскельяврского комплекса ($\gamma;m\gamma;\varepsilon\gamma KR_1^4kj_2$) – граниты, мигматит-граниты, умереннощелочные граниты. Ко второй фазе каскельяврского комплекса отнесены граниты Шуони-Каскельяврской купольно-надвиговой зоны, где они слагают куполообразный массив Шуони и меридионально удлиненный, в восточной части зоны – Куодшероайв. С долей условности к той же фазе отнесены смежные с массивами зоны перемежаемости гранитоидов с сильно измененными гранитизацией амфиболитами, гнейсодиоритами и, возможно, гнейсами. На карте магнитного поля и поля силы тяжести массивы выражаются более низкими значениями, чем окаймляющие их породы тальинской толщи или диоритоиды первой фазы того же комплекса.

На МАКС массивы дешифрируются более светлым, чем окружающие породы, фототоном и ровным рисунком фотоизображения – в случае отсутствия мощных рыхлых отложений.

Массив Шуони имеет площадь порядка 150 км^2, Коудшероайвский – 15 км^2. Шуонинский массив телом габброидов (каскамского комплекса) северо-западной ориентировки делится на две части. Северо-восточная часть сложена среднезернистыми плагиогранитами с подчиненными шлировыми обособлениями плагиомикроклиновых гранитов. В юго-западной части, южнее тела габброидов, граниты насыщены ксенолитами и скиалитами амфиболитов, габброидов каскамского комплекса и гнейсов кольского метаморфического комплекса. На карте они обозначены мигматит-гранитами.

Север-северо-восточный контакт массива Шуони приурочен к дуговому разлому, обращенному выпуклостью на северо-восток, падение которого на уровне современного эрозионного среза субвертикальное, судя по замерам сланцеватости в бластокатаклазитах и бластомилонитах контактирующих плагиогранитов и амфиболитов нижнетальинской подтолщи. Учитывая дугообразную форму разлома и то, что по геофизическим данным вертикальная мощность массива не превышает 4,0 км, разлом интерпретируется как надвиг. Мощность зоны интенсивного рассланцевания и мусковитизации в плагиогранитах превышает 1,3 м. На непосредственном

контакте с рассланцованными амфиболитами наблюдается зонка мощностью 0,4 м, сложенная бурой каолинизированной породой, к центральной части которой приурочена согласная сланцеватости жилка среднезернистого слабо катаклазированного гранодиорита мощностью до 13 см в раздувах.

Плагиограниты и микроклин-плагиоклазовые граниты представляют собой довольно лейкократовые (F – до 10) средне- и крупнозернистые породы, в подавляющем большинстве своем гнейсовидные. Структуры преимущественно лепидогранобластовые и гломеробластовые, локально – бластогранитные и гранитные. Минеральный состав (в %): плагиоклаз (олигоклаз-альбит) – 45–55, кварц – 35, биотит – 5–8, роговая обманка – 0–3, микроклин – 0–10; акцессорные – сфен, апатит, циркон, ортит, сульфиды. По химическому составу рассматриваемые граниты относятся к J-гранитам активных континентальных окраин (табл. 9). На факторной диаграмме методом главных компонент эти граниты занимают крайнюю позицию в поле трендов кислых пород каскельяврского, каскамского и комплексов Лапландской зоны гранулитов.

Таблица 9

Химический состав пород каскельяврского комплекса [86]

Порода	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	п.п.п.	Σ
кварцевые диориты	58,54	0,60	17,30	1,79	5,11	1,10	3,20	5,72	6,28	0,44	0,25	99,76
	63,50	1,00	15,87	1,85	4,39	0,12	2,38	4,86	4,96	0,54	0,33	100,12
	66,80	0,63	15,20	1,43	3,06	0,05	2,22	3,22	4,20	1,80	0,82	100,03
	65,28	0,59	14,70	2,16	2,88	0,08	2,26	3,29	3,50	2,00	3,10	100,10
	66,78	0,53	15,00	1,60	3,10	0,08	1,71	4,08	5,00	0,80	1,23	100,16
гранодиорит	66,50	0,59	15,34	2,05	2,88	0,07	1,66	4,43	4,80	1,00	0,56	100,17
гранит микроклин-плагиоклазовый	71,06	0,19	15,58	0,37	1,94	0,03	0,80	1,86	5,20	2,50	0,23	99,87
гранит умереннощелочной с амфиболом	70,74	0,32	12,69	3,30	2,70	0,10	0,44	1,43	4,00	4,20	0,10	100,16
гранит плагиоклазовый	69,86	0,36	14,85	1,48	1,51	0,06	1,22	2,29	4,16	2,56	1,54	100,13
мигматит-граниты	70,22	0,31	15,09	1,60	2,43	0,04	1,10	3,58	1,10	4,40	0,34	100,46
	77,07	0,18	11,67	0,29	1,62	0,02	0,65	2,02	0,48	5,24	0,67	100,06

Возраст плагиогранитов массива Шуони каскельяврского комплекса, определенный по циркону и сфену изохронным U-Pb методом, соответствует 1 939±7 млн лет [7].

Малые тела и дайки габбро, габбро-пироксенитов, пикритов ($\nu\upsilon KR_1^4$). В данную группу с некоторой долей условности объединены малые тела габбро, меланогаббро, пироксенитов и пикритовых метапорфиритов, размещающиеся в образованиях Южно-Печенгской структурной зоны. Протяженность пластообразных тел от десятков метров до 1,9 км, редко – более 3 км, мощности тел пикритов – от нескольких до 100 м, базитов – до 300 м. Залегание их согласное или субсогласное, падение крутое преимущественно в юго-юго-западных румбах под углами 60–85° на юго-запад. Породы малых тел большей частью немагнитные или слабомагнитные ((30–3 500)$\cdot 10^{-5}$ ед. СИ) с плотностью около 3,0 г/см^3.

Наиболее протяженный массив – у западной рамки площади, выделяется магнитной аномалией интенсивностью до 5 мэ; в гравитационном поле он находится в зоне градиента. Мелкие тела в геофизических полях не выражаются, на АФС не дешифрируются. Размещаются тела почти во всех образованиях Южно-Печенгской зоны. Необходимо отметить, что выделение мелких интрузий среди метавулканитов базальтового и пикробазальтового состава довольно условно, отличие их от субвулканических пластовых тел – комагматов вулканитов – заключается, как правило, в более меланократовом (до пироксенитов) составе, секущем характере контактов. Контакты характеризуемых интрузий резкие прямые, субсогласные направлению сланцеватости вмещающих пород. В зоне экзо- и эндоконтактов проявлены окварцевание, карбонатизация, хлоритизация, тонкорассеянная вкрапленная магнетитовая и пирит-пирротиновая минерализация, иногда в эндоконтактах наблюдаются осветленные зоны мощностью до 1 м, представленные амфибол-эпидот-кварц-плагиоклазовыми метасоматитами.

Интрузии сложены метаморфизованными в амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фациях породами основного состава – от мезократовых и меланократовых габбро до пироксенитов и пикритов.

Метагаббро зеленовато-темно-серые мелко-среднезернистые пятнистые. Меланократовые метагаббро и метапироксениты темно-зеленовато-серые до черных неравномернозернистые, мелко-крупнозернистые. Пикриты чаще всего превращены в (тальк)-хлорит-актинолит-тремолитовые сланцы. Текстуры массивные или сланцеватые; структуры нематогранобластовая, ге-

терогранопорфиробластовая, реликтовая бластогаббровая. Породообразующие минералы представлены амфиболом (зеленая и сине-зеленая роговая обманка и актинолит) – 25–65 % (в метапироксенитах – до 85 %) и плагиоклазом (раскислен до альбита-олигоклаза, соссюритизирован, эпидотизирован) – 20–65 % (в метапироксенитах – от 2–3 до 7–5 %); присутствуют вторичные: хлорит – до 7–10 %, эпидот (по плагиоклазу) – до 10–20 %, биотит – 0–3 %, ксеноморфные кварц – до 2–10 % и карбонат – 0–3 %; акцессорные минералы – сфен (до5–7 %), магнетит и титаномагнетит, ильменит, пирит, пирротин. Реликты первичномагматических минералов не наблюдались. По составу и химическим свойствам данные образования практически идентичны субвулканическим пикритам меннельской толщи.

Химический состав базитов характеризуется высоким содержанием Fe_2O_3+FeO (10,44–22,42 %) и TiO_2 (1,73–2,36 %), что не позволяет сопоставлять их с базитовыми интрузиями каскамского и каскельяврского комплексов. От пироксенитов к габброидам убывает коэффициент железистости (f') и содержание кремнекислоты при незначительных колебаниях глинозема. Так как тела базитов секут породы тальинской толщи, они, по-видимому, являются наиболее молодыми из карельских базитов. Условно для данных тел принимается раннекарельский калевийский возраст. Формационная принадлежность и металлогеническая специализация интрузивов базитов не ясны.

В **брагинский комплекс малых тел и жил гранитов** (γKR_1^4br) в процессе ГДП-50 [63] выделены малые субвулканические тела и жилы гранит-порфиров и риолит-порфиров, размещающихся в Южно-Печенгской структурной зоне в районе оз. Брагино. Тела имеют линзовидную, пластообразную форму, размеры трех наиболее крупных тел достигают 0,7×0,15 км. Наблюдаются также отдельные маломощные (первые сантиметры) жилы и прожилки, залегающие согласно с вмещающими породами и следящиеся на протяжении от первых метров до десятков метров. Падение тел на северо-запад под углами 60–80°. Наиболее типичный для этих пород эффузивный облик и в то же время аккордантное залегание позволяют относить их к субвулканическим образованиям.

В физических полях малые тела и жилы гранит-порфиров не выражаются. Породы практически немагнитны, плотность варьирует от 2,60 до 2,74 г/см^3 в зависимости от содержания темноцветных минералов. На аэрофотоматериалах они не дешифрируются. Вмещающими для гранит-порфиров являются метавулканиты меннельской толщи.

Контакты с вмещающими метапикритами четкие, резкие, субсогласные. Иногда в зоне контакта наблюдается позднее рассланцевание с развитием маломощных (1–2 см) зонок биотитовых слюдитов, многочисленных прожилков, гнезд и порфиробластических выделений карбоната. Риолит-порфиры и гранит-порфиры представляют собой серые, светло-серые тонко-мелкозернистые массивные (и сланцеватые в краевых частях тел) породы с порфировой структурой, с микрофельзитовой или микропризматическизернистой основной тканью, содержащей во вкрапленниках реликтовые крупные призматические порфиробласты плагиоклаза (альбит-олигоклаз № 20–30), часто серицитизированного, реже – кварца, ортоклаза (вкрапленники до 50 % объема породы). Присутствуют цветные минералы: биотит, амфибол (актинолит и роговая обманка), реликтовый пироксен (авгит) и магнетит.

На классификационной диаграмме для магматических горных пород в координатах SiO_2–(Na_2O+K_2O) гранит-порфиры попадают в группу умереннощелочных гранитов.

На диаграмме AFM для метавулканитов кислого состава Южной зоны породы данной группы близки точкам составов ультракислых разностей порьиташских субвулканических порфиров, а также микроклинизированных плагиогранитов (массив Коудшероайв). В целом же гранит-порфиры отличаются от большинства пород каскельяврского комплекса и г. Порьиташ резко повышенной щелочностью и пониженными значениями суммарного железа и титана. На диаграмме факторного анализа методом главных компонент в сопоставлении с интрузивными образованиями каскельяврского комплекса точки составов некоторых проб попадают в поле плагиогранитов массивов Шуони и Коудшероайв. На факторной диаграмме методом главных компонент брагинские гранит-порфиры и порьиташские андезито-дацитовые порфириты имеют близкие направления трендов, субпараллельные оси F-II. Характер спектров РЗЭ брагинских субвулканических тел наиболее близок к породам Каскельяврского массива, отличаясь от более пологих спектров порьиташских порфиритов и дацитов каплинской толщи резким обеднением тяжелой фракции (Tb, Er, Yb, Lu), иногда в жильных гранит-порфирах наблюдается отрицательная Eu аномалия.

Металлогеническая специализация брагинских гранит-порфиров не ясна.

Нижняя возрастная граница характеризуемых образований определяется их секущим положением относительно вмещающих метавулканитов меннельской толщи, верхняя – не определена. Помимо предложенного варианта позднекалевийского возраста гранитов, возможна ин-

терпретация его и как позднекарельского. В этом случае он будет соответствовать заключительной стадии коллизии, когда в зону Каллояурского разлома внедрялись экструзии порьиташских андезидацитов и, соответственно, могли выплавляться небольшие порции кислого расплава в Южно-Печенгской зоне.

Метаморфо-метасоматические образования, выделенные в пределах Южно-Печенгской зоны, по времени, геологическим условиям образования и генетической принадлежности подразделяются на три группы [63]: кварциты, амфиболовые кварциты; лиственитты, березиты; нерасчлененные метасоматиты.

Возраст метасоматитов со всей определенностью соответствует времени интенсивного проявления тектонической активности в одной или нескольких стадиях процесса коллизии, максимальные проявления которого относятся к калевию. Возможна также интерпретация его как позднекарельского, соответствующего заключительной стадии коллизии, когда в зону Каллояурского разлома внедрялись экструзии порьиташских андезидацитов и, соответственно, продолжались тектоно-метасоматические преобразования в Южно-Печенгской зоне.

Кварциты и амфиболовые кварциты (**aq**KR_1^4) и связанные с ними измененные породы наиболее широко развиты среди осадочно-вулканогенных образований Южно-Печенгской зоны. Образование метасоматитов этой группы, вероятно, синхронно поздним этапам деформаций, сопровождающим регрессивную стадию регионального метаморфизма.

Кварциты и амфиболовые кварциты представлены телами преимущественно линзовидной и пластообразной формы, размещение которых контролируется разрывными нарушениями северо-западного направления. Ширина зон проявлений метасоматоза данного типа достигает 250–400 м. Залегание тел субсогласное породам субстрата, за исключением жильных образований, контакты как постепенные, так и резкие. Последние характерны для сильно- и полнопроявленных метасоматитов, которые обычно окружены ореолами в различной степени измененных пород. В строении тел выделены внешние (слабопроявленные), промежуточные (сильнопроявленные) и внутренние зоны (полнопроявленные метасоматиты). Текстуры пород массивные, пятнистые, грубо- и тонкополосчатые, сланцеватые, такситовые, брекчиевидные; структуры порфиробластовые, гранонематобластовые, сноповые метасоматические, реже – гелицитовые; сложение пород от мелко- до крупнозернистого, часто – гетерозернистое. Типоморфные минералы амфибол-кварцевых метасоматитов – кварц, амфибол, карбонат, биотит, хлорит, магнетит.

Внутренние зоны кремнекислотных метасоматитов обычно четко обособлены и представлены мономинеральными кварцитами, тремолит-кварцевыми, тремолит-карбонат-кварцевыми породами, жилами кварцевого и карбонат-кварцевого составов. Часто это сливные или пористые, «сахаровидные» породы.

Метасоматиты промежуточных зон наиболее разнообразны по вещественному составу, а по количеству новообразованных минералов (30–80 %) отнесены к сильнопроявленным. Они представлены лейко-, мезо- и меланократовыми разностями Амф-Кв, Бт-Амф-Кв состава. Преобладающие метасоматические минералы – кварц и амфибол тремолит-актинолитового ряда. Нередко в составе пород значительную роль играют карбонаты (до 20–80 %). Это объясняется высокой активностью углекислоты в преобразующем флюиде. При этом возникают Бт-Ка-Амф, Бт-Ка-Амф-Кв, Ка-Хл-Амф, Кв-Ка-Амф ассоциации. Для промежуточных зон характерны гетерозернистые породы с порфиробластическими структурами по Амф, Бт, Ка.

Внешние зоны амфибол-кварцевых метасоматитов представляют собой исходную породу (сланцы, амфиболиты) с разноориентированным амфиболом, амфибол-кварцевыми микрошлирами, корродирующими все минералы и занимающими от 10 до 30 % породы. Карбонат обычен для тыловых зон. Здесь же встречается поздний среднечешуйчатый хлорит светло-зеленый до бесцветного, образующий пластинчатые Хл-Тр или Хл-Кв срастания.

Типичные рудные минералы амфибол-кварцевых метасоматитов – магнетит, гематит, ильменит, сульфиды железа содержатся в количестве от 1–2 до 20–25 %. Гематит, магнетит характерны для монокварцитов. Оруденение промежуточных зон представлено ильменитом (до 3,5 %), пирротином (до 6–7 %) и единичными зернами халькопирита, сфалерита, марказита, пентландита, пирита. К этим зонам, а также к кварцитам, приурочена золоторудная минерализация (до 0,1–0,2 г/т золота).

Изучение вещественного состава, взаимоотношений с исходной породой позволяет отнести амфибол-кварцевые метасоматиты к продуктам кислотного выщелачивания. Метасоматическое минералообразование имело, по-видимому, полицикличный характер – кислотному выщелачиванию предшествовала биотитизация пород, а после прохождения флюидами максимума кислотности проявился магнезиальный (точнее – кальций-железо-магнезиальный) метасоматоз. Последний выражен в образовании амфибола, хлорита, позднего биотита. Процесс происходил

на фоне привноса углекислоты, Ca, Mg, переотложения SiO_2, K, Ti, Fe, выноса Na, Al. Кварциты образовались при массовом переотложении кремнезема и выносе глинозема, щелочей, оснований. При формировании метасоматитов, по-видимому, значительную роль играли процессы метаморфической дифференциации.

Метасоматические кварциты, картируемые в пределах изучаемой площади, развиты широко и требуют дополнительного изучения, особенно в плане рудной минерализации. С аналогичными образованиями докембрийских структур связывают промышленные проявления железа, золота.

Березиты, лиственитты, частью альбититы (bKR_1^4). Метасоматиты лиственит-березитовой фации локализованы в зонах разрывных нарушений и не обнаруживают пространственно-временных связей с региональным метаморфизмом и магматизмом. Все метасоматиты наложены на интенсивно измененные региональным метаморфизмом породы, осланцованы, часто сохраняют текстурно-структурные особенности исходных пород, что существенно затрудняет их типизацию. Следует также отметить преобладание малоинтенсивных гидротермально-метасоматических преобразований на довольно больших площадях и ограниченное развитие полнопроявленных метасоматитов. На геологической карте изображены ореолы развития тех или иных метасоматитов, характеризующиеся сложным чередованием измененных и слабо- или неизмененных пород [63].

Лиственит-березитовая фация выделена впервые при ГДП-50 [63]. Формирование метасоматитов лиственит-березитовой фации отражает процессы кислотного выщелачивания и происходило при значительном участии углекислоты во флюиде, высокой активности калия, что привело к образованию в породах карбонатов и слюд. По температуре образования березиты оцениваются как средне-низкотемпературные или низкотемпературные [63].

Ореолы березитизации закартированы в Южно-Печенгской зоне. Они развиваются по образованиям тальинской, меннельской и брагинской толщ, контролируются зонами разрывных нарушений различного порядка. Морфология тел изучена недостаточно. Можно отметить широкий диапазон их мощностей – от первых сантиметров до десятков метров. Контакты метасоматических зон постепенные и резкие. Цвет пород варьирует от светло-серого у березитов до темно-зеленого или ярко-зеленого – у лиственитов.

Наиболее полный разрез березитов изучен в районе оз. Брагино, где наблюдаются две их минеральные ассоциации: лиственитовая (Кв-Ка) – проявлена в породах основного–ультраосновного состава; березитовая (Ка-Сл-Кв) – характерна для пород кисло-среднего состава. Каждая ассоциация на участке представлена двумя минеральными парагенезисами, что является специфической особенностью данного процесса вообще [12]. Первый, более ранний, представлен Сл-Кв либо Сл-Ка образованиями, устойчивыми в кислых средах. Второй – минералами, устойчивыми в слабощелочных и щелочных растворах – хлоритом, биотитом, эпидотом, альбитом. Оба парагенезиса тесно связаны и при отсутствии достаточного объема специальных исследований трудноразделимы.

Фация лиственитов наблюдается среди хлорит-актинолитовых сланцев и отражает процессы кислотного выщелачивания метапикритов. Лиственизации предшествовал гематит-хлоритовый парагенезис в виде ветвящихся и пятнистых выделений позднего хлорита и гематита, проявленных преимущественно в породах основного состава. Некоторые исследователи рассматривают такой парагенезис как свидетельство высокотемпературного метасоматического процесса постмагматической стадии*. Лиственитты имеют зональное строение, которое выражено в образовании внутренних (тыловых) и внешних зон метасоматитов. Контакты между ними обычно четкие, субсогласные.

Внутренние зоны лиственитов представлены субпараллельными и ветвящимися жилами, гнездами кварц-карбонатного и кварцевого составов с серицитом, тальком, хлоритом, иногда фукситом, сульфидами. Карбонат преобладает над кварцем. Мощность жил от 1–2 см до 1–2 м. Кварцевые жилы, как завершающие, часто секут разные зоны метасоматической колонки. К внутренним зонам относятся участки переотложения инертных компонентов на фронте выщелачивания, представленные образованиями талькового, хлоритового состава. Для внутренних зон характерно крупнозернистое, блоковое, брекчиевидное сложение пород. Процесс образования внутренних зон лиственитов протекал при выносе щелочей, глинозема, оснований, привносе углекислоты, активном поведении кремнезема и основания при образовании карбонатов (Mg или Fe).

Внешние зоны лиственитов мощностью до 100 м и более представлены тальк-хлорит-карбонатным парагенезисом с варьирующим количеством новообразованных и реликтовых минера-

* Закономерности метамагматизма, метасоматизма и метаморфизма / Под ред. Коржинского Д. С. – М.: Наука, 1987. 192 с.

лов. Это полосчатые, массивные, сланцеватые или порфиробластические породы темно-зеленого цвета мелко-, средне- или крупнозернистого сложения. На участках максимального выщелачивания они более лейкократовые (до 60–70 %) карбонатов. Последние выделены в виде порфирobласт, блоков, ксеноморфных агрегатов. Реликтовые минералы исходных пород (Хл, Акт, Пл) составляют от 30 до 50 %. Переход в неизмененную породу постепенный, по мере уменьшения количества метасоматических минералов. Внешние зоны лиственитов формировались на фоне выноса щелочей, Al, высокой активности оснований (Mg, Fe, Ca) и избыточном углекислотном флюиде. Схематическая колонка лиственизации следующая: Хл+Амф±Пл; Хл+Та+Ка±Кв; Та(Хл)+Ка±Кв; Ка+Кв или Та+Ка; Ка или Кв.

Проявления собственно лиственизации связано с периодами тектонической перестройки Южно-Печенгской зоны, вне видимой связи с магматизмом. На лиственит наложены зоны щелочного метасоматоза, которые могут трактоваться как результат смены кислотной специализации эволюционирующего флюида щелочной (существенно натриевой) либо не связанные с лиственитами производные гранитоидного магматизма (малые тела гранит-порфиров и др.).

Щелочной метасоматоз выразился в образовании четко индивидуализированных зон – внутренней, промежуточной и внешней, расположенных в экзо- и эндоконтакте кровли тела гранит-порфиров и по обе стороны от него на удалении 60–70 м. Общая ширина зон – до 20–25 м. Щелочной метасоматоз протекал под действием потока высоконатриевых флюидов, по-видимому, производных тела гранит-порфиров на фоне привноса Na, углекислоты, перераспределения K, SiO_2 и выноса оснований. Схематическая колонка щелочного метасоматоза следующая: Бт+Хл+Ка+Кв+Аб; Хл+Ка+Кв+Аб; Ка+Кв+Аб; Ка+Аб; Аб.

Пространственное совмещение зон кислотного выщелачивания и щелочного метасоматоза на изучаемой площади встречено в единичных случаях. Обычно наблюдается только лиственитовый или лиственит-березитовый минеральные парагенезисы.

Лиственитовая фация метасоматитов специализирована на ряд полезных ископаемых, в частности: с тальк-хлорит-карбонатными лиственитами по ультраосновным сланцам возможно образование богатых пирит-миллеритовых никелевых руд или повышенные содержания золота [20].

Фация березитов, отражающая процессы кислотного выщелачивания пород кисло-среднего состава, обычно сформирована по брагинским и меннельским метавулканитам и метаосадочным породам, представленных хлорит-биотитовыми, хлорит-серицитовыми и другими сланцами. Непосредственная связь метасоматитов с магматическими телами не выявлена. Ореолы березитизации приурочены к тектоническим нарушениям северо-западного простирания, развиваются практически по всем разностям пород и имеют ширину выходов до 300–350 м. По простиранию эти ореолы не прослеживались.

Учитывая фациальное родство березитов и охарактеризованных уже лиственитов, ниже остановимся только на некоторых минералого-петрографических особенностях березитов.

Типоморфные минералы березитов – кварц, мусковит (серицит), пирит в количестве от 1–2 до 5 % присутствует повсеместно. В составе березитов существенное значение имеют кварц и слюды, а на заключительных этапах преобразований в результате смены кислотного флюида умереннощелочным (близнейтральным) в породах появляется хлорит-эпидотовый (Хл-Эп-Кц) парагенезис. Образуются пропилитоподобные породы, отвечающие по минеральному составу хлорит-эпидотовой фации пропилитов.

Наложение умереннощелочной на кислотную стадию метасоматоза обусловило возникновение сложнопостроенных тел, среди которых можно выделить полнопроявленные метасоматиты (внутренние, тыловые зоны) и неполнопроявленные метасоматиты (промежуточные и внешние зоны). Мощность отдельных зон от первых сантиметров до метров.

Полнопроявленные метасоматиты представлены жилами, прожилками, линзами кварцевого, карбонат-кварцевого, реже – карбонатного, слюдисто-кварцевого, слюдистого, мусковит-хлоритового составов. Относительно меланократовые прослои являются зонами сопряженной базификации и обычно окаймляют жилы. Жильные зоны имеют брекчиевидный, пятнистый облик. Состав неполнопроявленных метасоматитов определен парагенезисом новообразованных минералов – Хл, Ка, Му, Се, Эп, Кц и реликтовых минералов сланцев – Пл, Бт, Се, Хл, Амф. Содержание последних – от 20 до 60–70 %. По минеральному составу среди них выделяются:

– меланократовые рутил-хлорит-эпидот-мусковитовые метасоматиты;

– мезократовые Рт-Му-Хп-Эп-Кв метасоматиты, Кв+Пл+Ка составляют 30–50 % породы;

– лейкократовые Му-Ка-Кв (или Му-Кв-Ка) метасоматиты, содержит до 70–90 % Кв+Ка, до 10–15 % Му и небольшое количество Хл, Эп, Кц, рудных минералов.

Поздняя хлоритизация и эпидотизация отражают заключительную, умереннощелочную стадию метасоматоза.

Метасоматическая колонка собственно березитов следующая: Хл+Се+Ка+Кв(+Рт); Му+Ка+Кв(+Рт); Ка+Кв или Кв+Му; Кв или Му.

Сопряженность кислотного выщелачивания и умереннощелочного метасоматоза объясняется следующим образом. На последних стадиях преобразований происходит изменение кислотности флюида вследствие нарастания щелочности. Начинает формироваться хлорит-эпидотовый, клиноцоизит-эпидотовый парагенезис, представляющий железо-магний-кальциевый метасоматоз, соответствующий малоглубинной низкотемпературной термодинамической ступени пропилитизации [12]. Геохимическая неустойчивость эпидота в кислых растворах, взаимоотношения с другими минералами подчеркивают поздний характер его выделения. Ассоциативность пропилитовых и березитовых зон отмечается многими исследователями, а Е. В. Плющев в качестве региональной выделяет тектоногенную пропилит-березитовую метасоматическую формацию [12].

Именно инверсия режима кислотности метасоматизирующих флюидов (кислотный–субщелочной) приводит к формированию рудоносных (золотосодержащих) зон березитов. Оруденение, по-видимому, несколько отстает от образования главной колонки и приурочено к существенно пропилитовым зонам – меланократовым Рт-Хл-Эп-Му метасоматитам. Содержание золота здесь достигает 1–2,0 г/т. С. Д. Шер утверждает, что «для большинства месторождений золота (мезотермальных) характерно совмещение разновременных метасоматических преобразований» [21].

ПОЗДНЕКАРЕЛЬСКИЕ ИНТРУЗИИ

Позднекарельскому этапу начальной стабилизации субплатформы соответствуют трещинные интрузии базитов, представленные дайками нясюккского комплекса габбро–клинопироксенитов–верлитов, линейные крутопадающие экструзии порьиташского комплекса и гранитные ареальные плутоны лицко-арагубского комплекса, содержащие множество ксенолитов вмещающих пород. Периферия гранитных массивов по существу соответствует мигматит-гранитовым фациям. Приуроченность этих массивов к надпорядковой зоне северо-восточной ориентировки очевидна при анализе мелкомасштабных материалов.

Нясюккский комплекс габбро–клинопироксенитов–верлитов ($\nu\upsilon KR_2n$) на описываемой территории представлен отдельными мелкими дайками, ориентированными в северо-западном направлении. Для основного роя мощных даек комплекса, размещающегося севернее, характерна запад-северо-западная ориентировка, обусловленная ориентировкой тектонической зоны. Дайки территории размещаются в северной части Титовского блока археид, среди глиноземистых гнейсов кольского метаморфического комплекса. Длина их не превышает 800 м, мощность до 5 м.

Каждая из даек комплекса не дифференцирована, сложена плагиокерсутитовыми перидотитами, плагиооливиновыми пироксенитами или оливиновыми габбро. Возрастное положение даек комплекса определяется их секущим положением по отношению к дайкам – комагматам вулканитов маярвинской свиты сариолия.

По внутреннему строению дайки относятся [10] к слабо дифференцированным, их состав практически однороден. В пределах территории известны только дайки оливиновых габбро, сложение их среднезернистое массивное. Характерны ксеноморфизм плагиоклаза по отношению к темноцветным минералам, более ранняя кристаллизация оливина по сравнению с пироксенами и двухслойные коронитовые каймы на границе оливина и плагиоклаза. В целом для оливиновых габбро характерны широкие вариации содержаний породообразующих минералов. Первичный парагенезис представлен оливином, авгитом, плагоклазом и керсутитом. Среди вторичных минералов преобладает амфибол, в меньшем количестве встречаются кварц, хлорит, гранофир, серицит, постоянно присутствует апатит.

Химический состав одной из даек оливинового габбронорита с керсутитом: SiO – 43,98 %, TiO_2 – 1,91 %, Al_2O_3 – 8,66 %, Fe_2O_3 – 3,22 %, FeO – 13,50 %, MnO – 0,29 %, MgO – 19,41 %, CaO – 4,50 %, Na_2O – 2,08 %, K_2O – 0,97 %.

В. Ф. Смолькин с соавторами [10] рассматриваемый комплекс, дифференцированный от перидотитов до оливиновых габбро, считают комагматичным печенгскому габбро-верлитовому комплексу. В предлагаемом варианте ГК-200 оставлен вариант Легенды-200 за недостаточной убедительностью выше отмеченной корреляции.

Порьиташский субвулканический комплекс (αKR_2pt). Два наиболее крупных из закартированных экструзивных тел андезидацитовых порфиритов в виде неправильных аккордантных линз (10,5×1,5 и 11,5×1,8 км) размещаются в районе вершин Лак-Порьиташ, Порьиташ и оз. Заяц, несколько силлообразных субпараллельных тел меньших размеров прослеживаются

на 25 км от р. Шуонийоки до оз. Кривое. Конфигурация тел осложняется разломами северо-западного и широтного направлений. Падение тел юго-западное под углами 50–60° до 80°.

Наиболее крупные тела порфиритов (σ=2,75 г/см^3) выражаются локальным понижением поля силы тяжести. Порфириты не магнитные ($\chi=20\cdot10^{-5}$ ед. СИ) и не электропроводящие, что позволяет достаточно уверенно выделять экструзивные тела в магнитных и электрических полях среди вмещающих углеродистых сланцев каллоярской толщи. На местности крупные экструзивные тела хорошо выражаются геоморфологически в виде господствующих на заболоченной равнине возвышенностей (горы Порьиташ, Лак-Порьиташ) и удовлетворительно выделяются на МАКС, отличаясь светло-серым гладким фототоном. Более мелкие тела на АФС не дешифрируются.

Андезидацитовые порфириты имеют секущие, частью тектонические или тектонически сорванные контакты с метабазальтами суппварской свиты и метаосадочными динамосланцами каллоярской толщи (Николаева Л. П., 1977). Контакт активный, субвертикальный, секущий сланцеватость вмещающих пород, падающих на юго-запад под углом 50–60°, с зонкой ороговикованных пород в экзоконтакте и ксенолитами вмещающих туфосланцев в эндоконтакте. Секущий тектонизированный контакт андезидацитовых порфиритов с метабазальтами суппварской свиты в районе оз. Кривое (Загородний В. Г. и др., 1987) сопровождается зоной брекчирования, рассланцевания в метабазальтах, в порфиритах наблюдаются ксенолиты вмещающих пород. Секущий активный характер контактов и наличие ксенолитов вмещающих пород с одной стороны, и в то же время эффузивный облик (вулканическое стекло в основной ткани) порьиташских порфиритов однозначно свидетельствует о субвулканических условиях формирования данных образований. Андезидацитовые порфириты метаморфизованы в хлорит-биотитовой и в биотит-актинолитовой субфациях зеленосланцевой фации.

Типичные породы описываемых экструзивных тел темно-серые плотные, как правило, массивные свежего облика с хорошо заметными вкрапленниками светло-серого плагиоклаза. Структура порфировая, основной ткани – симплектитовая, симплектито-вариолитовая, гиалиновая. Фенокристаллы представлены плагиоклазом и измененным пироксеном. Плагиоклаз (от 3–5 до 30–40 %; андезин, часто раскисленный до альбита) – округло-оплавленные, реже таблитчатые фенокристаллы размером до 0,6×0,3 см, нередко соссюритизирован, пелитизирован, эпидотизирован. Пироксен (3–10 %; реликтовые авгит и бронзит) – таблитчатые зерна до 1,5×1 мм, как правило замещенные актинолитом, биотитом, хлоритом, карбонатом, сфеном. Основная ткань (50–94 %) представлена симплектитовым срастанием зерен плагиоклаза, микроклина, кварца с резко подчиненным количеством актинолита, хлорита, биотита, лейкоксена, рудных минералов и апатита. Значительно реже встречаются эруптивные и туфоподобные породы андезит-риолит-дацитового состава очень неоднородного сложения, секущие нормальные порфириты.

Выделяются пять основных разновидностей андезидацитовых порфиритов по содержанию фенокристаллов темноцветных минералов и плагиоклаза и структурам. Наиболее типичные содержат соответственно: темноцветов – 3–5 % и плагиоклаза – 10–20 %; вторая группа – до 7–10 % темноцветов; третья группа – до 30–40 % плагиоклаза; четвертую группу составляют породы с большим количеством вкрапленников плагиоклаза и более раскристаллизованной, чем обычно основной симплективной тканью; в пятую группу объединены эруптивные брекчии и туфоподобные породы. Границы между разновидностями нечеткие с постепенными переходами. В приподошвенной части наиболее крупных экструзивных тел распространены, в основном, порфириты первой группы. Вершинные части гор характеризуются наиболее неоднородным строением. Здесь преобладают породы второй и третьей групп в виде неправильно-овальных участков (до 2,2×0,8 км), среди которых выделяются участки линзовидной формы (до 0,3×0,15 км) андезидацитовых брекчий. Судя по наличию в брекчированных породах останцов более основных андезитовых порфиритов среди дацитов, последние являются, вероятно, наиболее поздними в процессе становления экструзий.

Проявлений полезных ископаемых в порьиташских андезидацитовых порфиритах не отмечается. Неплохие декоративные качества порфиритов позволяют в перспективе использовать их в качестве облицовочного материала.

Порьиташские порфириты характеризуются относительной однородностью химического состава с содержанием SiO около 63 %, TiO_2 – 0,9 %, Al_2O_3 – 14 %, FeO – 2 %, Fe_2O_3 – 0,45 %, MgO – 2,3 %, CaO – 3,7 %, Na_2O – 2,3 %, K_2O – 3,3 %. Характерными особенностями этих пород являются невысокие содержания глинозема и щелочей, некоторый избыток кремнекислоты, титана и постоянное преобладание калия над натрием в балансе щелочей. По химическому составу порьиташские порфириты, отвечающие андезидацитам известково-щелочной серии островодужных ассоциаций близки к вулканитам каплинской толщи, отличаясь от них относи-

тельно повышенным содержанием суммарного железа. Близки также их спектры РЗЭ, характеризующие относительным обогащением РЗЭ и особенно легкой фракции, отличие заключается в наличии устойчивой Eu аномалии в породах горы Порьиташ. В то же время различное отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ у порьиташских порфиритов (0,7090) и каплинских вулканитов (0,7039) может свидетельствовать о разном источнике магм (мантийное происхождение каплинских вулканитов и коровое – порьиташских пород). При этом рубидий-стронциевая изохрона порьиташских порфиритов соответствует возрасту 1 730±34 млн лет, что близко датировке гранитоидов лицко-арагубского комплекса (1 720±25 млн лет), в составе первой фазы которого выделяются диоритовые порфириты, и резко отличается от возраста андезитоидов каплинской толщи (1 840±70 млн лет). «Молодому» возрасту экструзий соответствует и слабая степень метаморфизма, отличающая их от измененных каплинских вулканитов и вмещающих сланцев каллоярурской толщи.

К **лицко-арагубскому комплексу монцодиоритов–гранитов** ($m\gamma KR_2la?$) на площади работ относятся массивы Лицкий, который является самым крупным из цепи массивов комплекса (580 км^2), Лебяжинский и Кошкозерский. Лицкий массив сложен порфировидными и порфиробластическими плагиомикроклиновыми гранитами и окружен широкой зоной мигматит-гранитов. В плане он имеет грубо-овальную форму с извилистыми границами. Массив отнесен к типу трещинных многофазных плутонов с автономной внутренней структурой и приурочен к зоне позднекарельской тектоно-термальной переработки северо-восточного простирания, которая прослеживается на территорию Финляндии, где развиты аналогичные наттанен-граниты.

Гранитоиды комплекса в гравитационном поле выделяются интенсивной отрицательной гравитационной аномалией до 15 мГал. Магнитное поле повышенное интенсивностью от 400 до 1 200 нТл. Плотность гранитов составляет 2,56–2,68 г/см^3. Магнитная восприимчивость колеблется от $6\cdot10^{-5}$ до $2\ 200\cdot10^{-5}$ ед. СИ. Гранитоиды описываемого комплекса сопровождаются округлыми кольцевыми структурами, отчетливо выделяющимися на МАКС.

Граниты прорывают все стратиграфические и интрузивные образования и секутся только рифейскими дайками долеритов. В Лицком массиве отмечается постепенный переход от крупнопорфировидных гранитов через порфиробластические гнейсограниты и мигматит-граниты к микроклинизированным вмещающим породам. В эндоконтактовых частях массива граниты обогащены темноцветными минералами и содержат многочисленные ксенолиты вмещающих пород.

В обобщенной схеме формирования комплекса выделяется два подкомплекса, на площади работ наблюдаются образования только второго подкомплекса, а именно – первой, третьей и четвертой его фаз. Подробно все фазы комплекса описаны в работе Ветрина В. Р. с соавторами (1975 г.).

Во всех массивах преобладают порфировидные граниты *первой фазы* второго подкомплекса ($\gamma,m\gamma KR_2la_1$) – крупнозернистые, неравномернозернистые порфировидной структуры с гипидиоморфнозернистой, местами – бластогранитной структурой основной массы, с содержанием вкрапленников микроклина и плагиоклаза до 30 %. Микроклиновые вкрапленники имеют правильные очертания, по краям наблюдаются образования пертитов, содержание кварца – от 25 до 30 %.

Породы *третьей фазы* (γKR_2la_3) слагают по одному телу в пределах Лицкого и Лебяжинского массивов, первое из них, четко (по МАКС) ограниченное и округлое в плане у северной оконечности озера Килмыкъявр, имеет диаметр 2,5 км. Сложены эти тела мелкопорфировидными, мелкозернистыми и разнозернистыми гранитами.

Породы *четвертой фазы* ($\gamma\xi KR_2la_4$) формируют три тела в пределах тех же массивов, занимая удлиненные в северо-восточном направлении участки площадями 1,5–4,0 км^2. Сложены они среднезернистыми сиенитами.

По результатам петрохимических исследований лицко-арагубского комплекса намечается сходство между гранитами второй и третьей фаз и гранитами Ийварского и Юовоайского массивов, на диаграмме М. И. Дубровского они характеризуются пониженной щелочностью, содержанием нормативного кварца – 28–32 % и наличием только ромбического нормативного пироксена. Гранитоиды первой фазы имеют два нормативных пироксена и повышенную, по сравнению с интрузивными гранитами, щелочностью. Типичные граниты первой фазы второго подкомплекса Лицкого и Лебяжинского массивов содержат (средние по 3 пробам): SiO – 71,10 %; TiO_2 – 0,44 %; Al_2O_3 – 13,91 %; FeO – 1,66 %; Fe_2O_3 – 1,37 %; Mn – 0,66 %; MgO – 0,95 %; CaO – 1,73 %; Na_2O – 3,17 %; K_2O – 4,91 %.

Интрузивные массивы лицко-арагубского комплекса являются перспективными в отношении медно-молибденового и полиметаллического оруденения, которому могут также сопутствовать вольфрамовая и оловянная минерализация.

По результатам радиогеохронологических исследований возраст гранитов комплекса по изохронам Rb-Sr – 1 720±25 млн лет и по U-Pb – 1 815±50 млн лет (Ю. Д. Пушкарев, 1978, 1990).

Выделенная группа *нерасчлененных мигматит-гранитов* ($m\gamma KR_2la?$) включает теневые и венитовые полимигматиты гранитов по субстрату преимущественно базитовых пород толщи Кеулик-Кенирим сумия. Развиты мигматит-граниты по южной периферии массивов лицко-арагубского комплекса и образование последней лейкосомы связано с их формированием. Выделение данных нерасчлененных мигматит-гранитов в отдельный комплекс обусловлено также и общностью субстрата, который при полевых исследованиях легко устанавливается. Эти породы окаймляют со всех сторон крупные эрозионно-тектонические останцы метавулканитов субширотно ориентированной гряды возвышенностей Нойдозеро Шовна–Кеулик, размещающуюся севернее Солозеро-Анистундровской шовной зоны на юго-востоке территории. Ширина полосы мигматит-гранитов, повторяющей контуры останцов, колеблется в пределах 2–12 км. Южная граница их с полимигматитами по породам Солозеро-Анистундровской интрузии проведена по выраженной в ландшафте границе раздела субстратов мигматитовых образований, сформировавшихся вероятно в сходных условиях в несколько циклов карельского тектогенеза. Северная граница полосы мигматит-гранитов с мигматит-гранитами лицко-арагубского комплекса условно проведена по выраженной в магнитном поле границе с повышенными значениями его, характерной для лицко-арагубского комплекса в целом. Геологический смысл ее в количестве ксенолитов и скиалитов субстрата, резко возрастающем на периферии массивов, где и развиты мигматит-граниты рассматриваемой группы. Мигматит-граниты условно отнесены к лицко-арагубскому комплексу, время формирования которого было заключительным для гранитообразования региона.

Принадлежность ксенолитов этого поля мигматит-гранитов к метавулканитам толщи Кеулик-Кенирим не вызывает сомнения. Наиболее крупные из них отображены на карте в виде останцов. И ореолы вокруг больших и малых останцов идентичны. Породы более кислого состава, возможные в разрезе толщи, легче «растворяющиеся» при гранитном метасоматозе, в скиалитах не опознаются.

Мигматит-граниты содержат многочисленные мелкие ксенолиты послойно гранитизированных амфиболитов с зернистостью обычно более крупной, чем зернистость метабазитов. Такая же зернистость и послойный характер гранитизации наблюдаются по периферии крупных останцов возвышенностей Нойдозеро и Тукчель. При гранитизации амфибол замещается биотитом до полного его исчезновения в наиболее однородных мигматит-гранитах. Иногда наблюдается многостадийность образования неосомы. Наиболее поздние новообразования – жильные, лейкократовые, неравномернозернистые или мелкозернистые.

Связывать отмеченные выше процессы гранитизации только с позднекарельским гранитообразованием, широко проявленном в поле севернее размещающихся лицко-арагубских гранитоидов, было бы преждевременным. Скорее всего, в какой-то мере здесь проявлено реоморфическое гранитообразование всех карельских циклов тектогенеза от позднесумийского до позднекарельского, как и в южнее развитых полимигматитах по субстрату интрузии. Для квалифицированного описания стадий гранитообразования рассматриваемой группы пород необходимы дополнительные исследования с аналитикой.

НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ РАННЕ-ПОЗДНЕКАРЕЛЬСКИЕ ИНТРУЗИИ И ЖИЛЫ

К нерасчлененным ранне-позднекарельским образованиям отнесены все малые тела и жилы гранитов и пегматитов, а также полимигматиты, сформировавшиеся в несколько циклов гранитообразования. Нерасчлененность жил обеих генетических типов обусловлена тем, что наблюдались последовательно секущие друг друга жилы нескольких близких морфотипов и в рамках данного масштаба и больших площадей эти наблюдения не имеют практического выхода. Ясно только, что жилы внедрялись в несколько фаз, соответствующих разным стадиям коллизионного процесса (и гранитообразования), максимально проявленного в калевии и закончившегося в позднем карелии. Такую же интерпретацию нерасчлененности по возрасту получают отнесенные к этому интервалу времени полимигматиты и процессы гранитизации, отраженные на карте в виде цветного крапа.

Малые тела и жилы гранитов (γKR_{1-2}). На геологической карте выделены только наиболее крупные из малых тел и наиболее протяженные из жил плагиомикроклиновых гранитов. И, несмотря на то, что они наблюдаются в двух разновозрастных зонах – блоке археид и гранулитовой зоне – отнесение их к одному комплексу достаточно корректно. В обеих зонах эти тела выглядят синтектоническими, реоморфизованными на завершающей стадии позднекарельской

коллизии.

На МАКС наиболее крупные жилы и тела дешифрируются светлым фототоном.

Граниты данной группы неравномернозернистые, от мелкозернистых до крупнозернистых, лейкократовые и мезократовые биотитовые, плагиомикроклиновые и плагиоклазовые. Структуры гранитные и бластогранитные, гломеробластовые до неяснопорфировых, массивные и слабо гнейсовидные. Контакты с вмещающими породами обычно очень четкие, как секущие, так и конформные гнейсовидности вмещающих пород. Химический состав гранитов характеризуется содержаниями: SiO – 73,94 %, TiO_2 – 0,07 %, Al_2O_3 – 13,01 %, Fe_2O_3 – 0,58 %, FeO – 1,94 %, MnO – 0,03 %, MgO – 0,60 %, CaO – 1,00 %, Na_2O – 3,50 %, K_2O – 4,90 %.

Возраст гранитов этой группы при отсутствии изотопных датировок ее пород регламентируется с одной стороны завершением формирования массивов диоритов няаннамъярвского комплекса с возрастом 1 933 млн лет, которые они секут, с другой стороны – внедрением массивов лицко-арагубского комплекса с возрастом разных фаз 1 875–1 720 млн лет. При детальных и специализированных исследованиях возможно расчленение гранитов малых тел и жил на фазы с привязками к более крупным комплексам.

Комплекс полимигматитов ($m\gamma KR_{1-2}$) включает теневые, агматитовые и венитовые полимигматиты гранитов и лейкократовых гранитов по субстрату пород солозеро-анистундровского комплекса. Выделение их в отдельный комплекс обусловлено общностью субстрата, который при полевых исследованиях легко устанавливается. Эти породы окаймляют крупную расслоенную интрузию перидотит-пироксенит-габбро-диоритов солозеро-анистундровского комплекса, размещающуюся в одноименной шовной зоне на юго-востоке территории. Ширина полосы полимигматитов, повторяющей северный контур интрузии, колеблется в пределах 2–5 км. Северная граница полосы полимигматитов с мигматит-гранитами, условно отнесенными к лицко-арагубскому комплексу, проведена по выраженной в ландшафте границе раздела субстратов полимигматитов, сформировавшихся вероятно в сходных условиях в несколько циклов карельского тектогенеза. Мигматит-граниты условно отнесены к лицко-арагубскому комплексу, время формирования которого было заключительным для гранитообразования региона.

Мигматит-граниты, примыкающие к Солозеро-Анистундровской интрузии с севера, имеют самые разнообразные формы – от жильных, теневых до небулитовых и агматитовых, содержат разного размера многочисленные ксенолиты мафитов и ультрамафитов разной зернистости и состава. Непосредственно на границе этого поля и интрузии, с протяженным «заливом» в ее пределы, наблюдается зона мощностью от 300 до 1 100 м, сложенная мелкозернистыми метасоматическими катаклазит-гранитами с ксенолитами мафических пород размерами по длинным осям в первые дециметры, возможно с диатектическим обогащением меланосомой. Именно эти породы в работах разных лет интерпретировались как кольские или беломорские гнейсы, в том числе глиноземистые. Образование в них силлиманита и граната, распределенных неравномерно, связано с локально повышенными давлениями процесса коллизии.

Принадлежность ксенолитов этого поля полимигматитов, наиболее крупные из которых отображены на карте в виде малых тел первой фазы солозеро-анистундровского комплекса, не вызывает сомнения. А вот диориты второй фазы, легче «растворяющиеся» при гранитном метасоматозе, в ксенолитах и скиалитах находятся и идентифицируются с трудом в виде теневых участков с пятнистым распределением темноцветов.

Связывать отмеченные выше процессы гранитизации только с позднекарельским гранитообразованием, широко проявленном в поле севернее размещающихся лицко-арагубских гранитоидов, было бы ошибочным. Скорее всего, в какой-то мере здесь проявлено реоморфическое гранитообразование всех карельских циклов тектогенеза от позднесумийского до позднекарельского. Об этом говорит разнообразие генетических форм мигматитов, пересечение одних форм другими, также теневыми или жильными. По химическому составу они также варьируют, даже в пределах близко расположенных участков. В таблице 9 приведены анализы по мигматит-гранитая западной части Кеулик-Солозерской зоны. Для квалифицированного описания стадий гранитообразования рассматриваемой группы пород необходимы дополнительные исследования с аналитикой.

Пегматитовые жилы (ρKR_{1-2}) на территории листа R-36-XXV,XXVI пользуются широким распространением. Вмещающими породами для пегматитовых жил служат почти все архейские и протерозойские породы. Наибольшее число пегматитовых жил приурочено к участкам интенсивной карельской мигматизации пород кольского метаморфического комплекса и ультраметаморфических лопийскийских плагиогранитоидов. Пегматитовые жилы залегают большей частью согласно с вмещающими породами, секущие жилы встречаются редко. Преобладают жилы мощностью 1–2 м, прослеживающиеся по простиранию на 20–30 м. Пегматитовые жилы обладают простым строением, лишь в некоторых из них отмечается слабая дифферен-

циация. Состав пегматитов однообразен. Основными минералами являются плагиоклаз, иногда микроклин, кварц, биотит. Встречается также мусковит, гранат, амфибол, корунд, магнетит, апатит.

Объединение пегматитов в одну возрастную группу произведено условно. Возможно, что часть пегматитовых жил генетически связана с более ранними лопийскими или раннекарельскими гранитами. Однако разделить их по минералогическому составу и условиям залегания практически невозможно.

СРЕДНЕ-ПОЗДНЕРИФЕЙСКИЕ ИНТРУЗИИ НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ

Баренцевоморский комплекс (βRF_{2-3}). Дайки долеритов, оливиновых и кварцевых долеритов картируются на северной половине территории. За пределами территории они известны практически во всех блоках и структурах, в том числе и в Лапландской зоне гранулитов. Они фиксируются с помощью магнитного поля, где они выражены узкими прямолинейными протяженными до 2,5 км аномалиями субмеридиональной ориентировки, кулисно смещаемыми более поздними разломами, или из-за изначально кулисного расположения субмеридиональных трещин. При внимательном дешифрировании МАКС они также находятся в виде тонких темных линий. На местности иногда они выражаются в виде узких прямолинейных микроформ рельефа как положительных, так и отрицательных, в зависимости от вмещающих пород. К этим микроформам на денудационном рельефе приурочен элювий, обычно мелкоглыбовый, реже – коренные выходы. Мощность даек, как правило, первые метры, непрерывная протяженность, как уже отмечалось, до 2,5 км.

Сложены дайки среднезернистыми долеритами коричневато-темно-серыми, при замещениях пироксена амфиболом – зеленовато-темно-серыми. Структура их офитовая, микроофитовая, порфировая, пойкилоофитовая, габброофитовая. Минеральный состав (в %): лабрадор – 40–60, моноклинные пироксены (авгит, диопсид, пижонит) – 30–50, ромбический пироксен и оливин – до 5–7; акцессорные минералы – магнетит, апатит, ортит, сульфиды. Вкрапленники представлены плагиоклазом большей основности, реже – клинопироксеном и оливином. Вторичные изменения проявлены слабо, в небольших количествах наблюдаются амфиболы, биотит, хлорит, кальцит.

По химическому составу долериты достаточно однородны. Они содержат SiO около 51 %, TiO_2 – 0,93 %, Al_2O_3 – 14,75 %, Fe_2O_3 – 2,44 %, FeO – 9,50 %, MnO – 0,20 %, MgO – 7,25 %, CaO – 9,40 %, Na_2O – 2,58 %, K_2O – 0,90 %.

Нижняя граница возраста определяется нахождением их в среднерифейских породах рыбачинской серии, верхняя – неопределенна. Кроме того, существуют палеозойские изотопные датировки подобных даек за пределами территории.

ТЕКТОНИКА

Рассматриваемая территория находится в пределах Беломоро-Лапландской палеоколлизионной зоны, маркирующей границу Кольского и Беломорского геоблоков. Южной ее границей является граница подошвы нижнего аллохтона Лапландской гранулитовой надвиговой зоны, находящаяся южнее за пределами территории и Солозеро-Анистундровская шовная зона – на юго-востоке территории. Северная граница также хорошо выражена зоной бластомилонитов–бластокатаклазитов, маркирующих Каллояурский глубинный разлом, предположительно поддвиговой кинематики, далее к юго-востоку – Тукчельским дуговым разломом и восточнее – Кеулик-Кениримской зоной эрозионных останцов базитов. К северо-востоку от обозначенной разделительной границы располагаются структуры Кольского геоблока: Печенгский синклинорий и Западно-Кольский блок археид. Все структурно-тектонические элементы юго-западной половины территории являются составными частями ансамбля палеоколлизионных структур. Все они отделены друг от друга тектоническими границами, по которым в той или иной степени проявлены процессы синтектонических изменений приразломных пород. Здесь важно отметить, что смежные блоки или их части, прилегающие к этой границе, имеют противоположный знак движения, то есть иллюстрируют механизм «торошения», характерный для зон скучивания.

На рассматриваемой территории выделяются два структурных этажа: нижний архейский (лопийский) и верхний карельский. Образования нижнего этажа слагают блоки фундамента в обеих структурах первого порядка – Западно-Кольский блок Кольского геоблока и Раннийокско-Аллареченский – Беломоро-Лапландской палеозоны. Структуры верхнего этажа можно подразделить на два подэтажа: лопийско-сумийский и сариолийско-калевийский. Первый представлен преимущественно глубинными породами Лапландской надвиговой зоны гранулитов и Кеулик-Солозерской зоны гранитизированных карелид. Сариолийско-калевийский подэтаж представлен структурами Печенгской зоны карелид.

ЗАПАДНО-КОЛЬСКИЙ БЛОК АРХЕЙСКОГО ФУНДАМЕНТА

Западно-Кольский блок архейского фундамента, реоморфизованного в вепсии, делится на четыре блока: Титовский, Урдозерский, Одежъяврский и Аннамский. Во всех блоках проявлена полифазная карельская гранитизация и в максимальной степени проявлены процессы позднекарельского гранитообразования. Связано это, прежде всего, с проявлениями в блоке археид зоны активизации этого времени, протягивающейся от Ботнического залива до Баренцева моря. Здесь она проявлена в становлении массивов лицко-арагубского комплекса. Самый крупный Лицкий массив (11[*]) расположен на стыке всех блоков Западно-Кольского блока, на юге он и Кошкозерский массив (13) выходят в Кеулик-Солозерскую зону карелид. В пределах последней наблюдается наиболее широкий ореол мигматитов вокруг Лицкого массива с мелкими телами анатектических гранитов. К северо-востоку Лицкий массив со своим ореолом сужается и следующий за ним Лебяжинский массив (12), меньший по размеру, практически не имеет ореола мигматитов.

Титовский блок археид на северо-востоке сложен преимущественно глиноземистыми гнейсами, преимущественно складчатыми. На крайнем северо-востоке территории кольцевая структура ограничена разломами, предположительно взбросо-надвиговыми, по которым она приподнята относительно железисто-гнейсовых и амфиболито-гнейсовых образований кольского комплекса. Западнее, вблизи Печенгской структуры карелид и зоны разлома, ее ограничивающей, имеет полнопроявленное развитие весь комплекс метаморфических и метаморфо-

[*] Номер на тектонической схеме.

метасоматических пород кольского комплекса. И здесь же в значительной степени проявлена реоморфическая позднелопийская гранитизация (луостаринский комплекс) по субстрату позднелопийских мигматит-гранитов. Здесь сформировались более выраженные складчатые структуры, иногда куполообразные, с гранитами в центре, ограниченные полукольцевыми и дуговыми разломами предположительно взбросо-надвиговой кинематики. Именно здесь породы железисто-гнейсового подкомплекса наиболее железисты. Предположительно в сумийское время в этой же западной части Титовского блока археид внедрены дифференцированные гипербазит-базитовые интрузии карикъяврского комплекса.

В **Урдозерском блоке** складчатость в целом менее напряженная, складки прямые, часто асимметричные. Дифференциация метаморфитов близка таковой на востоке Титовского блока.

Характерной чертой структуры **Одежъяврского блока**, граничного с юго-восточной замковой частью Печенгской структуры, является подчиненность ее зонам сочленения Печенгской структуры и Аннамской купольно-складчатой. Здесь отсутствуют глиноземистые гнейсы, хорошо проявлена мафическая составляющая кольского метаморфического комплекса при интенсивно проявленной карельской гранитизации.

Аннамская купольно-складчатая структура наиболее картографически выраженная из архейских структур в районе. Ее округлая конфигурация в целом предопределена сложной системой кольцевых и полукольцевых разломов. Внутри ее по конфигурации магнитных пород железисто-гнейсового подкомплекса кольского комплекса проявлена крупная Z-образная структура. Нахождение Аннамской структуры на границе Кольского геоблока и Лапландско-Беломорской палеоколлизионной зоны, практически «вместо» эродированного сегмента зоны карелид, помогает расшифровке этой структуры в качестве индикатора правостороннего сдвига глубокого заложения. Купольные составляющие этой структуры окаймлены железистыми и амфиболито-гнейсовыми толщами кольского комплекса, ядерные части выполнены гранитами.

РУННИЙОКСКО-АЛЛАРЕЧЕНСКИЙ БЛОК АРХЕЙСКОГО ФУДАМЕНТА

Руннийокско-Аллареченский блок архейского фундамента, занимающий центральное место в структурной и тектонической схемах района, делится на более мелкие структуры (с запада на восток): Киедгеваррский блок, Аллареченскую купольно-складчатую структуру, Копосовский и Тукчельский блоки.

Аллареченская купольно-складчатая структура в целом сложена древнейшими для района породами – архейскими амфиболитами и гнейсами кольского метаморфического комплекса и ультраметаморфическими породами диорит-плагиогранитной ассоциации, датируемыми ранним лопием. Возраст метаморфического комплекса датируется саамием–ранним лопием. Купольно-складчатая структура с запада ограничена дуговыми разломами сферического профиля, в типичном случае предопределяющими взбросовые подвижки центральных частей относительно периферических при гравитационном их «всплытии» в процессе коллизии. Определяющими структурный облик зоны элементами являются куполовидные массивы ультраметаморфических плагиогранитоидов. В пределах структуры, в целом куполообразной, условно можно выделить два купольных и один синформный участки, подчеркиваемые и разделяемые амфиболитами и гнейсами кольского метаморфического комплекса. Зональное строение куполов здесь выражено слабее, чем в Руннийокской структуре смежной с запада территории. На периферии куполов преобладают амфиболовые гнейсы и амфиболиты, ближе к гранитам – биотитовые гнейсы. Те или иные фрагменты этой зональности характерны для любого пересечения любого купола. Следует добавить, что мелкая пластическая складчатость осложняет и склоны обоих куполов, сложенные породами субстрата амфиболитов и гнейсов, и межкупольные зоны. Амплитуды таких складок и размах крыльев обычно составляют десятки или первые сотни метров. Чаще всего они нормальные пологие, реже – асимметричные с одним крутым крылом (до 75°) и еще реже – изоклинальные.

Копосовский блок малых купольных структур сочленяется с Аллареченской структурой по разлому восток-северо-восточной ориентировки. Отличия его заключаются в преобладающем развитии гнейсогранодиоритов над плагиогнейсогранитами и в четком обособлении малых купольных структур. Хорошо изученным является Копосовский купол, ограниченный двумя параллельными кольцевыми разломами. Сечение структуры в плане четко овальное с размером по длинной оси 6 км. Периферия структуры сложена амфиболитами и гнейсами с телами гипербазитов аллареченского комплекса, следующие за ними гнейсогранодиориты к центру сменяются плагиогнейсогранитами. Вдоль внутреннего кольца и на границе метаморфических и ультраметаморфических пород размещаются малые тела карельских анатектит-гранитов, ориентированные согласно структуре. Два других купола примерно такого же разме-

ра менее изучены вследствие плохой обнаженности.

Киедгеваррский и Тукчельский блоки краевые в Руннийокско-Аллареченской зоне в пределах территории, и оба занимают как бы синформную позицию между или рядом с купольными структурами. Оба сложены преимущественно гнейсогранодиоритами лопия, причем в Киедгеваррском размещены тела и карельских реоморфических диоритоидов каскельяврского комплекса, а в Тукчельском – карельских реоморфических гранитов.

В южной части блока археид, где уже нет купольных структур, генеральное направление сланцеватости подчинено кинематике южнее расположенной Мохтьозерской шовной зоны. Она имеет усложненную конфигурацию за счет принадлежности надвигу кровли верхнего тектонического покрова из пакета покровов Лапландской надвиговой зоны. Прилегающие к надвигу мелкие сдвиги (в блоке археид) имеют северо-восточную ориентировку и левосторонний характер – каждый северо-западный блок смещен относительно юго-восточного к юго-западу. Амплитуды сдвигов составляют от нескольких десятков до нескольких сотен метров.

ЛАПЛАНДСКАЯ НАДВИГОВАЯ ЗОНА ГРАНУЛИТОВ

Лапландская надвиговая зона гранулитов (ЛНЗ) вместе с Кандалакшско-Колвицкой зоной составляют один из важнейших структурных элементов Балтийского щита – гранулитовый пояс глубинных надвигов. Его появление на уровне мезозоны, так или иначе, связано с закрытием палеорифтовой системы Печенга–Имандра-Варзуга. В его пределах хорошо проявлены обе стадии коллизии. Ранняя стадия представлена широко проявленными метасоматическими эндербитами, слагающими значительный объем зоны в пределах территории, и анатектическими, представленными массивами кварцевых диоритов–диоритов Чеяурес (16) и Пеясмораст (15). К поздней стадии возможно отнести формирование малых тел и жил гранитов, пегматитов, а главное – переход от пластического течения вещества к более жесткому его движению по пологим площадкам. Это движение разделило единую выдвигающуюся мегапластину гранулитов на ряд тектонических покровов, каждый верхний из которых выдвигался несколько быстрее относительно нижнего, то есть является относительно его аллохтоном. В пределах территории возможно выделить два глубинных тектонических покрова – Няаннамъярвский аллохтон и Ловнозерский парааутохтон. За границу их раздела взята неплохо дешифрируемая на МАКС извилистая линия, смещаемая сдвигами и разделяющая несколько отличные фототона и рисунок фотоизображения, соответствующие и рельефу, а главное – разделяющая поля преимущественного развития эндербитов и диоритов от полей с широким развитием метаморфометасоматических зон кислых гранулитов по разному субстрату. Зоны этих метасоматитов мощностью до 1 км в основном находятся во фронтальной зоне надвигов второго порядка внутри Ловнозерского парааутохтона.

Няаннамъярвский аллохтон, как уже отмечалось, сложен преимущественно ультраметаморфическими диоритоидами. Центральное место занимают массивы диоритов, имеющие округлую в плане форму и соединенные западнее перемычкой в один, суммарно имеют овальную форму, удлиненную в юго-юго-западном направлении. Основные разрывные нарушения, преимущественно сдвиги, в районе массивов ориентированы аналогично ориентировке самих массивов, то есть между веерообразно расходящимися (совокупная картина по двум смежным листам) в направлении транспорта аллохтона сдвигами размещены так же ориентированные массивы.

На северо-востоке, в тыловой части аллохтона закартировано большое количество тел габброидов, относящихся к ловнозерскому комплексу. И практически все они, причудливо складчатые или удлиненно овальные, не имеют строгих ориентировок в направлении транспорта аллохтона. Северо-западная ориентировка их близка ориентировке тылового **Мохтьозерского шва**, а может быть в какой-то мере отвечает первичной расслоенности гранулит-базитового комплекса на глубине его становления в докарелии или раннем карелии. Важным структурным элементом, подчеркивающим направление транспорта аллохтона, является линейность темноцветных минералов или его агрегатов.

Ловнозерский тектонический покров парааутохтоном назван формально, относительно вышележащего аллохтона. По существу он также является аллохтоном относительно нижележащего, находящегося южнее рассматриваемой территории. Тыловая часть его, которая располагается в пределах территории, на всем протяжении имеет крутодуговые очертания фрагментов. Фронтальные части вышележащих покровов второго порядка подчеркиваются развитием метаморфо-метасоматических кислых гранулитов и соответствующим им повышением рельефа. Направление транспорта этого покрова в целом аналогично таковому Няаннамъярвского аллохтона, незначительно отличаясь в отдельных составных частях его.

КЕУЛИК-СОЛОЗЕРСКАЯ ЗОНА КАРЕЛИД

Кеулик-Солозерская зона карелид в составе палеоколлизионной зоны занимает ту же позицию, что и Лапландская надвиговая зона гранулитов, то есть непосредственно на границе с Беломорским блоком археид, полициклически реоморфизованном в процессе коллизии. Она делится на две зоны следующего порядка: Кеулик-Кениримскую зону карельской гранитизации с реликтами останцовых палеоструктур вулканитов и южнее к ней примыкающую Солозеро-Аностундровскую шовную зону, представленную крупной расслоенной интрузией одноименного комплекса, пока еще плохо изученного. Обе зоны интенсивно и неоднократно гранитизированы. Последняя гранитизация связана со становлением интрузий позднекарельского лицко-арагубского комплекса. На границе зон контактируют практически одновозрастные мигматит-граниты с несколько различающейся предысторией и разным субстратом. В Кеулик-Кениримской зоне субстратом являются исключительно сумийские супракрустальные, возможно частью субвулканические, образования, преимущественно метабазальтовые, в Солозеро-Аностундровской наблюдаются ксенолиты разного размера гипербазитов–базитов–диоритов одноименного комплекса.

Структура **Кеулик-Кениримской зоны** предопределяется положением ее на границе с археидами Западно-Кольского блока. Тектоническая граница с ним взбросо-надвиговая, состоит из двух фрагментов, разделяемых Виймвидским долгоживущим региональным разломом северо-северо-западной ориентировки. Нахождение местоположения этой границы было затруднено из-за интенсивно проявленной позднекарельской гранитизации вблизи интрузий лицко-арагубского комплекса, размещающихся по обе стороны этой тектонической границы. Сейчас оно сделано достаточно уверенно по дистанционным материалам удовлетворительного качества. Останцовые структуры сумийских метавулканитов ограничены субширотными разломами и оперяющими их сдвигами северо-западной ориентировки. Восточнее Виймвидского разлома практически все разломы имеют дугообразные выходы на поверхность, и связано это с левосторонним сдвигом вдоль него восточного блока. Породы в пределах Кеулик-Кениримской зоны метаморфизованы в амфиболитовой фации и складчаты. Оси складок ориентированы преимущественно субширотно. Запрокидывание асимметричных складок восточнее Виймвидского разлома на север, западнее, в непосредственной близости от массивов лицко-арагубского комплекса – на юг. Пластическая мелкая складчатость наблюдается и в гранитоидах, но специализированным изучением складчатости в этом районе никто не занимался.

Солозеро-Аностундровская шовная зона представляет собой крупную дифференцированную и расслоенную в первой фазе интрузию гипербазитов–базитов–диоритов, с преобладанием последних, в северо-западной части полого изогнутую в плане конформно Нойдозерскому разлому. Этот дуговой разлом северо-восточной ориентировки сочленяет рассматриваемую зону с блоками археид и Лапландской гранулитовой зоной. Интрузия с севера окаймлена зоной позднекарельских мигматит-гранитов. На юге, большей частью за пределами территории, она контактирует с мигматит-гранитами Беломорского геоблока. Мелкие блоки беломорских пород находятся в теле интрузии. Складчатость этой шовной зоны не расшифрована в связи с плохой обнаженностью. А вот уровень тектоно-метаморфической переработки настолько высок, что картирование оказалось весьма затруднительным и геологические карты разного времени отличаются друг от друга очень сильно. Бластокатаклаз, бластомилонитизация диоритоидов с наложением гранитной неосомы изменяют их до полной неузнаваемости. Ультрамафические породы первой фазы разбудинированы, цемент меж будинами – рассланцованные диоритоиды и мигматиты по ним. Фрагменты этих явлений наблюдались авторами летом 2001 года в коренных уступах обновляемой Лоттинской автодороги. Структуру в целом этого фрагмента шва можно представить себе как «склон» Нотозерского мегакупола Беломорского геоблока, обусловившего изгиб шва (относительно зоны глубинных надвигов Лапландского и Кандалакшского), сочленяющего его с Кольским геоблоком. По геофизическим данным и геологическим материалам крупных складок в интрузии не фиксируется. Складчатость волочения с запрокидыванием на юг наблюдалась только в мелких формах.

ПЕЧЕНГСКАЯ ЗОНА КАРЕЛИД

Печенгская зона карелид представляет сариолийско-калевийский подэтаж карельского структурного этажа. Нижние два яруса его – сариолийско-ятулийский и людиковийский – слагают северо-восточное крыло асимметричной синклинорной Печенгской структуры (ПС), срезаемой Каллояурским глубинным разломом (шовной зоной поддвига). С юго-запада к нему примыкает Южно-Печенгская меланжево-складчатая зона (ЮПЗ), вулканогенно-осадочный

субстрат которой слагает верхний калевийский ярус. ЮПЗ контактирует с южнее расположенной Шуони-Каскельяврской купольно-надвиговой зоной плутонитов (ШКЗ).

Печенгский синклинорий в пределах территории представлен своим юго-восточным флангом с так называемой Южной мульдой в ядерной части однокрылой синклинальной структуры, отделенной от Северной Луоттнинским разломом. Мульдоподобие выражено только в самых верхних свитах людиковийского яруса. Образование мульдоподобной синформы связано, скорее всего, с транспортом мощной базальтовой толщи свиты Матерт по взбросо-надвигам в северо-восточном направлении. Эти подвижки, проходившие на стадии коллизии, привели к частичному тектоническому перекрытию базальтами подстилающей ждановской свиты, сложенной пластичными породами. Причудливая складчатость этой свиты, обусловленная заметной ролью первично глинистых пород в ее составе, проявлена практически повсеместно в виде мелких складок на границах с более жесткими интрузивными породами.

Каллояурский глубинный разлом, интерпретируемый как поддвиг, отделяет северное крыло ПС от ЮПЗ, срезая структуру северного крыла, и практически конформно соседствует с ЮПЗ, предопределяя меланжево-складчатый ее характер. Максимальные проявления параметров глубинного разлома и меланжевой зоны находятся в центральной части ЮПЗ, где, по данным глубинного сейсмического зондирования, зона разлома погружается на юго-запад под углом 70°, срезая пологие отражающие площадки северного крыла ПС и, сохраняясь с постепенным выполаживанием в ЮПЗ, сопрягается с иными, южнее также выполаживающимися, площадками полого расслоенных по разломам омоложенных гранитоидных комплексов окраины блока археид. **Каллояурская шовная зона**, ограниченная с севера одноименным разломом, имеет максимальную ширину выхода на поверхность (около 4 000 м) на участке насыщения ее экструзиями порьиташского комплекса, погружается на юго-запад под углом около 70°. Сложена зона графитизированными и карбонатизированными бластомилонитами по субстрату вулканогенно-осадочных пород, точнее – гомогенизированными динамосланцами карбонат-хлорит-слюдисто-кварц-плагиоклазовыми с наложенной сульфидно-углеродистой минерализацией.

В прилегающей к Каллояурской шовной зоне с юго-запада **Южно-Печенгской меланжево-складчатой зоне** интенсивно развитая до бластокатакластической и бластомилонитовой сланцеватость, составляет меланжевую матрицу зоны. Ориентировка сланцеватости в этой зоне большей частью совпадает с генеральным направлением сланцеватости, предопределенным Каллояурским разломом – простирание запад-северо-западное, падение на юго-юго-запад с углами от 70° до 50°. Более всего сланцеватость развита на границах пород разного генезиса – вулканических и осадочных, обладающих разной компетентностью к деформациям. По существу все границы между толщами разного генезиса в ЮПЗ тектонизированы. На удалении от этих границ породы более массивны и опознаваемы. Благодаря этому произведена расшифровка стратиграфической последовательности, и структура ЮПЗ представлена в виде изоклинальных складок, запрокинутых к юго-западу, с размахом крыльев от 1 до 2,5 км.

Шуони-Каскельяврская купольно-надвиговая зона плутонитов (ШКЗ) вместе с Каскамско-Шуортинским блоком плутонических пород (КШБ) смежной с запада территории слагают единую относительно ЮПЗ и Руннийокско-Аллареченского блока археид зону близких по возрасту плутонов, дифференцированных от габбро до гранитов. Граница этой зоны с ЮПЗ тектоническая, предположительно надвиговой или взбросо-надвиговой кинематики, дугообразно выпуклая в участках интенсивного приращения объемов за счет диоритообразования и гранитообразования каскельяврского комплекса и последующего надвигания. Пластинообразная аллохтонная форма северной части массива Шуони (8), интерпретируемая в качестве таковой по пересчетам поля силы тяжести, дает возможность оценить амплитуду надвига в данном фрагменте не менее чем 8 км.

Фронтальная часть Шуони-Каскельяврского надвига состоит из двух сближенных разломов, отделяющих передовую часть, контактирующую непосредственно с ЮПЗ, от зоны плутонитов. В строении передовой части принимают участие обе подтолщи тальинской толщи – и метабазальтовая, и метаосадочная. Между собой они имеют стратиграфический контакт, а с породами ЮПЗ и плутонитами КШБ – только тектонические. В месте расширения этой буферной пластины в районе возвышенности Валесшиэти фрагментарно имеет место стиль рельефа и складчатости, близкий таковым в Тальинской складчатой структуре на смежной с запада территории – пологая вершинная гряда сложена метаосадочными породами верхней подтолщи, подстилающимися у подножий вулканитами нижней подтолщи тальинской толщи. Ось синклинальной складки ориентирована параллельно разломам надвига. Наложенная сланцеватость имеет крутое падение на юго-запад. Метаморфизм пород рассматриваемой зоны амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций, в отличие от зеленосланцевого в ЮПЗ, может быть обусловлен в значительной степени напряженным состоянием, без дробления, данной пластины

относительно смежной с севера ЮПЗ, где разрядка в период коллизионного скучивания выражалась в катаклазе и милонитизации.

Отдельные фрагменты ШКЗ в плане и разрезе подчиняются клавишной кинематике зон скучивания. Так, Руоссельский блок с базитами в центральной части, ограниченный сдвигами и зажатый между блоками Каскельяврским и Шуонинским, «отстает» от соседствующих, то есть имеет относительно их противоположный знак движений.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Достоверных свидетельств о самых древних саамско-лопийских процессах первичного породообразования, к сожалению, не сохранилось. Амфиболиты и гнейсы кольского метаморфического комплекса не имеют реликтов первичных структур и текстур. Близкие амфиболитам габброамфиболиты сохраняют реликты габбровых структур. На этом основании можно предполагать, что амфиболито-гнейсовая ассоциация (подкомплекс) кольского метаморфического комплекса и близкие ей габброамфиболиты сформировались изначально как вулкано-плутоническая ассоциация габбро–базальтов–дацитов. Наличие и объем первично осадочных пород в этой ассоциации не реставрируется. С долей условности можно считать фрагменты пород этой раннелопийской ассоциации преобразованными останцами архейского зеленокаменного пояса.

Породы глиноземисто-гнейсовой ассоциации (подкомплекса) кольского метаморфического комплекса, развитые в северо-восточной части территории, также не имеют реликтов первичных структур и текстур, но по составу могут интерпретироваться как первично осадочные. Залегание их в целом выше амфиболито-гнейсовых толщ подкомплекса позволяет реконструировать смену режима растяжения режимом стабилизации протоплатформенной области. Можно даже предположить, что эта смена не была резкой – «переслаивание» кальциевых и глиноземистых пород в промежуточной «железисто-гнейсовой толще» дает такую возможность. И вероятно в этот переходный период в каком-то виде происходило рассеянное седиментогенное железонакопление. Хотя высокие концентрации железа следует связывать со значительно более поздними процессами метаморфогенного литогенеза.

Время самых ранних метаморфических и ультраметаморфических преобразований в области археид датируется интервалом 2,94–2,80 млрд лет [22]. Размещение останцов амфиболито-гнейсовых толщ по периферии позднее образовавшихся куполов ультраметаморфических гранитов дополняет картину гранит-зеленокаменной области, то есть области протоконтинентального корообразования на коре симатического профиля. Насколько синхронно с ним проходили процессы формирования нижней части коры, так называемого гранулитового слоя, можно только предполагать. Помимо версии изначальной глубинной дифференциации и расслоения диорит-базитового гранулитового слоя к концу лопия, которой мы и придерживаемся, некоторыми исследователями не раз высказывались более радикальные версии. Существует версия о формировании первичных пород Лапландско-Колвицкого гранулитового пояса (ЛКГП) синхронно и когенетично с палеорифтом Печенга–Имандра-Варзуга, а может быть и в его составе, в качестве южного крыла. Не развивая этой, вернемся к версии расслоенной к началу карелия земной коры с гранулит-базитовым и диорит-гранитным «слоями». К началу карелия область будущего раскола гранитной коры должна была (по одной из теорий) испытать воздымание (аркогенез) с реоморфическим гранитобразованием. Однако никаких больших объемов гранитоидов с предкарельским возрастом в обрамлении Печенгской структуры (ПС) не известно. Хотя время гранитизации архейских пород в 2 630±70 млн лет [14] известно и для глубоких горизонтов СГ-3 [27] и определено для малых тел реаморфизованных лейкогранитов луостаринского петротипа в 2 615±13 млн лет (2002 г.). Следующий этап гранитизации, датированный [17] по тем же подстилающим ПС реоморфическим плагиогранитоидам СГ-3, соответствует уже сумию – 2 440 млн лет.

История геологического развития отдельных структур кольских карелид и их южного обрамления неразрывно связана с историей становления, развития и отмирания всей рифтогенной зоны Печенга–Имандра-Варзуга (ПИВЗ). Сохранившиеся ее структуры, фрагменты структур и отдельные блоки протяженной структуры Имандра-Варзуга (ИВС) сопрягаются по палеотрансформным разломам северо-восточной ориентировки [2]. В пределах территории палеосегментами ПИВЗ является сама ПС, Аннамская купольно-складчатая структура, где сохранились только глубинные индикаторы (интрузии) самого раннего, сумийского, времени формирования ПИВЗ, и Кеулик-Солозерская зона, где также проявлена сумийская стадия – и в метаба-

зальтах останцов Кеулик-Кениримской зоны, и в расслоенной интрузии солозеро-анистундровского комплекса.

Трансформные разломы в пределах Печенгской структуры (ПС) выражены, прежде всего, ограничениями ее широкой части с запада и востока. Отголоском этой конседиментационной блокировки восточного фланга структуры, выраженной в дивергентной части структуры не сохранившейся Ламмасской палеотрансформой, в пределах территории являются фрагменты северо-восточной ориентировки дуговых разломов более поздней коллизионной стадии – от собственно Ламмасского взбросо-надвига до главного ограничительного Печенгского разлома в районе озера Костровного. Здесь сразу следует добавить наблюдение, касающееся всей структуры ПИВЗ – конвергентные границы и структуры заключительного цикла тектогенеза ПИВЗ используют или приспосабливаются к зонам палеотрансформных разломов. Второе ответвление (главное из них за пределами территории) западного палеотрансформного разлома Куэтсъярви имеет субмеридиональную ориентировку и не выражается в физических полях и поверхностных структурах. Но оно неизбежно проявляется при комплексной интерпретации геофизических материалов мелкого масштаба. Проходит оно от р. Касесйоки по касательной к куполу Шуони, выходя к сдвиго-надвигу оз. Хихнаярви (на смежном с запада листе). Маленький фрагмент этого глубинного разлома – в северо-западном углу территории. Следует добавить, что этому глубинному палеоразлому Б. А. Шлайфштейн придавал значение глубинной границы Кольского блока с блоком Инари.

Следующей палеотрансформой, сочленяющей восточный сегмент собственно ПС и Аннамскую купольно-складчатую структуру, где в северной части размещаются небольшие дифференцированные интрузии сумия, а в южной – того же возраста метабазальты гряды Тукчель, являются разломы гряды Тюльпвыд и их продолжение в обе стороны. Гряда Тукчель и ее восточное продолжение Нойдозеро–Кеулик–Кенирим представляют, вероятно, осевую зону этого сегмента карелид, с юга обрамленную ее глубинными образованиями, а с севера – их останцами в Аннамской купольно-складчатой структуре археид и в позднекарельских мигматит-гранитах сумийской структуры Кеулик-Кенирим.

Самый ранний сумийский этап в становлении ПИВЗ, соответствующий интервалу времени 2 550–2 450 млн лет, на территории работ выражен вышеотмеченными вещественными комплексами Кеулик-Солозерской зоны. А в самой ПС раскрытия рифта и излияния вулканитов в это время не происходило. Свидетельствами оживления земной коры в этой области являются только интрузии дифференцированных базитов горы Генеральской, габбронориты которой датируются в интервале 2 505–2 496 млн лет, а анортозиты охарактеризованы значением 2 446±10 млн лет [4]. Зная о том, что анортозиты массива Пыршин восточного фланга Лапландских гранулитов имеют возраст 2 452±7 млн лет (Нерович, 1999) и практически такой же возраст – анортозиты Колвицкого пластового массива из основных гранулитов одноименных тундр, входящих в тот же ЛКГП, можно предположить, что в сумийское время среди гранулитов и из гранулитов выплавлялись какие-то массы расслоенных или дифференцированных базитов. Весьма возможно, несмотря на отсутствие датировок, что лерцолиты–вебстериты–габбронориты ловнозерского комплекса, тела которого, с неопределенным возрастом, развиты в северной части Лапландской гранулитовой зоны и являются представителями сумийского цикла в пределах рассматриваемой территории.

В сариолии (2 450–2 300 млн лет) раскрытие рифта ПИВЗ достигло района ПС, где в позднем сариолии (2 324 млн лет) началось излияние магнезиальных базальтов–андезибазальтов ахмалахтинской серии. Какие преобразования происходили на рассматриваемой территории в зоне южного плеча рифтогенного трога, в пределах диорит-гранитной мезозоны и гранулитовой катазоны, можно только предполагать. Изохронные датировки пульсов высокобарического метаморфизма и ультраметаморфизма гранулитовой фации в 2,42 и 2,32 млрд лет, полученные для ЛКГП [4], позволяют считать синхронными начало растяжения в ПС и повышение давления в Лапландской гранулитовой зоне.

То же самое, вероятно, можно сказать и о ятулийском цикле (2 300–2 100 млн лет), когда в Печенгском сегменте рифта, как и во всей ПИВЗ, происходило осадконакопление с излиянием и эксплозиями преимущественно умереннощелочных вулканитов с возрастом 2 214±54 млн лет. Изотопная метка высокобарического метаморфизма в Лапландско-Колвицком ГП соответствует 2,13 млрд лет [4].

Людиковийский этап (2 100–1 950 млн лет) в истории Печенгского сегмента и всей ПИВЗ знаменуется углубкой рифтовых бассейнов со сменой осадконакопления с преимущественно хемогенно-терригенного на бескислородное (Богатиков и др., 1987) углеродисто-турбидитное, излияниями базальтов океанического типа. В Печенгском сегменте рифта этому циклу соответствуют образования колосйокской и пильгуярвинской серий. Причем, несмотря на малую про-

тяженность сегмента, здесь процесс океанизации происходил быстрее, чем в сегментах ИВС. Так, весь объем вулканитов нижней (колосйокской) серии сложен подушечными и компактными базальтами океанического типа, в отличие от ИВС. Следующие вышеуглеродистые турбидитные осадки (ждановской свиты пильгуярвинской серии) по динамическим характеристикам соответствуют своим современным более глубоководным петротипическим аналогам СОХ, несмотря на сравнительно малые размеры и глубину палеобассейна Печенгского сегмента. Последующий вулканизм (пильгуярвинской серии), при котором к огромной массе океанических базальтов (в том числе вариолитовых и шаровых) добавляются ферропикриты и разнообразные эксплозивные и эксгаляционные образования, демонстрирует неповторимые свойства людиковийкого литогенеза. Это противоречие, иллюстрируемое оппонентами наличием мелководных и прибрежных фаций в разрезе ждановской свиты, мешало реконструировать океанизацию Печенгского палеобассейна в людиковии. До тех пор, пока не был изучен разрез полосчатого океанического комплекса того же возраста и того же петротипа в реликтовой финской структуре Йормуа (Kontinen, 1987), современный размер которой уступает размерам Печенги.

Возможно, именно это океанического типа раскрытие в зоне рифта спровоцировало сброс давления в гранулитовой зоне, где бурно начался процесс теневой и прожилковой эндербитизации, захвативший большие массы пород в прилегающем к рифту пространстве. И, вероятно, процесс эндербитизации был относительно непродолжительным. За время его максимального проявления очевидно следует принять полученную в 2000 году изохронную датировку в 1 990±70 млн лет.

В Руннийокско-Аллареченском блоке археид, находившемся в это время на уровне мезозоны, по ослабленным зонам внедрились тела метагабброидов, предположительно когенетичных соответствующим породам габбро-верлитового комплекса Печенги. Возраст этих габброамфиболитов, находящихся в тесной связи с ультрабазитами аллареченского комплекса и относящихся пока к дифференциатам его, определенный в 2002 году, соответствует 2 005±19 млн лет. Не исключено, что и малые тела и жилы гранитов, насыщающие те же зоны, сформировались в то же время.

Калевийский этап (1 950–1 800 млн лет) является наиболее важным в формировании литокомплексов и структур территории района. Именно к этому времени режим дивергенции в зоне рифта, дойдя до своего максимума и исчерпав возможности плавления истощенной симатической коры, сменился режимом конвергенции, то есть режимом схождения плит. И, судя по всему, южный борт рифта, бывший, видимо, угнетенным, попал в аккреционную призму и разрушился, подминаемый субдуцирующей с северо-востока плитой. Следом этой конвергентной границы на современной поверхности является Каллояурский поддвиг, над которым находился глубоководный желоб. Конечно, в данном случае глубоководность относительная и соответствует масштабам предшествующей людиковийской океанизации. Углеродистая каллояурская толща, представляющая ныне отложения этого желоба, хотя и сильно тектонизирована, несет в себе информацию об этой относительной глубоководности. А. А. Аведисян [1] считает углеродистые отложения южной зоны Печенги безсульфидными и по анализу содержания титана, щелочей и микроэлементов – отличающимися от сульфидно-углеродистых пород пильгуярвинской серии, и наиболее глубоководными в Печенгской структуре. А в островной дуге, преддуговом и задуговом бассейнах, южнее расположенных, происходили в этот период вулканизм и осадконакопление в соответствующих режимах – островных дуг и задугового бассейна активной окраины континента. Нет смысла фантазировать о последовательности деталей этих процессов, но все комплексы пород Южно-Печенгской зоны и следующих к югу купольно-складчатых структур весьма красноречиво об этом свидетельствуют.

Отложение туфогенно-терригенных осадков, излияние контрастных лав – базальтов, пикробазальтов, андезитов–риодацитов – пороярвинской серии отвечает геодинамическим условиям островных дуг. Здесь не было протяженных трещин, изливающих однотипную лаву, как это наблюдается в рифтогенных сериях вулканитов. Наиболее крупные центры излияний, о близости которых можно судить по крупнообломочным пирокластам, тяготели, видимо, к зонам, унаследованным от трансформных разломов рифтогенного этапа. На территории один такой четко выраженный центр – в акватории оз. Меннельяур. Вблизи его наблюдаются крупнообломочные эксплозивные фации лав различных петрохимических типов – и пикритов–базальтов (меннельский и ансемийокский петротипы), и андезитов–дацитов–риодацитов (каплинский петротип). Заключительный этап экзогенного литогенеза – отложение терригенных осадков смешанного типа (тальинской толщи) – аркозоподобных континентального сноса, грауваккоподобных смешанного типа, с вулканомиктовым и аркозистым обломочным материалом. Возможна и иная интерпретация времени образования тальинских пород, до сих пор не датированных. Не исключено, что осадконакопление (верхнетальинской толщи) смешанного типа заду-

гового бассейна было синхронно с островодужными процессами пороярвинской серии. При этом на ранней стадии – стадии тыловодужного спрединга и излияния основных вулканитов нижнепороярвинских и нижнетальинских – геодинамические условия были близкими в обеих зонах, и только после тотального, возможно очень краткосрочного, осадконакопления брагинского и среднетальинского (подразделения среднего не существует) времени, зоны кислого вулканизма и окраинноконтинентального осадконакопления разделились.

Эндогенные процессы калевийского этапа тектогенеза в наибольшей степени соответствуют схеме процессов на конвергентной (коллизионной) границе плит континент–океан. В пределах активной форландовой части надвигающейся континентальной плиты, унаследовавшей плечевую зону первичного трога, на глубине амфиболитовой фации в это время происходила кристаллизация довольно крупных плутонов габбродиоритов каскамского комплекса и диоритов–плагиогранитов каскельяврского комплекса. Будучи практически одновозрастными, каждый из комплексов занимает свою четкую позицию относительно скрытого глубинного разлома Куэтсъярви-Терскел на смежной с запада территории, наследующего трансформный разлом, о чем говорилось выше. Крупные массивы каскамского комплекса, в котором преобладает габброидная составляющая и есть ультрамафитовая, занимает позицию над сегментом палеорифтовой зоны (западнее территории) либо не реализовавшим в излияниях свой базитовый потенциал, и давшим этот материал для вторичного плавления на глубине. Интрузии каскельяврского комплекса, напротив, формировались над субдуцирующей полно реализованной молодой океанической корой, выплавляясь из надвигающихся и попадающих в зону разрядки давления архейских диоритоидов–гранитоидов.

В интервале времени от 1 970 до 1 935 млн лет субдуцирующая проокеаническая плита очередной раз привела в состояние сжатия гранулитовую зону, где уже прошел процесс эндербитизации, продолжавшийся приблизительно от 2 050 до 1 980 млн лет. Затем накопленное напряжение реализовалось, видимо, скачкообразными движениями литопластин гранулитовой зоны вверх и в юго-западном направлении, то есть началось глубинное надвигообразование. С этой разрядкой сопряжено синтектоническое выплавление массивов диоритов–кварцевых диоритов няаннамъярвского комплекса, имеющих возраст 1 933 млн лет. Дальнейшие процессы – выплавки малых тел и жил гранитов, пегматитов – скорее всего синхронны с завершающимся орогенезом коллизионной зоны. Завершались тектоно-метасоматические преобразования в граничных швах крупных блоков коры и в подошвах отдельных аллохтонов. И только в самом главном шве Каллояурском в вепсии еще внедрялись на малой глубине последние порции известково-щелочной магмы. Возраст порьиташских экструзивов андезидацитовых порфиритов – 1 750 млн лет.

С рифея по палеозой рассматриваемая территория входила в область прибрежно-континентального осадконакопления и денудации. Эта область разделяла троговые и авлакогенные впадины палеоморя, развитые на месте современных бассейнов Белого и Баренцева морей. Эндогенные трещины в ее пределах, компенсирующие слабые подвижки в зонах прогибов, выполнялись долеритами. Никаких следов геологической истории с середины фанерозоя по неоген на территории не существует.

В четвертичный период площадь листа неоднократно перекрывалась льдами; в периоды межледниковий морские воды проникали вглубь полуострова по речным долинам. Наиболее достоверно история геологического развития восстановима лишь с осташковского времени. В стационарную (максимальную) фазу (см. палеогляциологическую схему) преобладало равномерное и растягивающее движение льдов, происходила интенсивная экзарация, особенно в тектонических зонах; при этом озерные котловины углублялись, относительно прочные выходы коренных пород приобретали форму бараньих лбов. В понижениях рельефа, реже – вдоль склонов возвышенностей содержание дебриса было повышенным.

В регрессивную фазу развития оледенения в периоды потеплений уменьшалась мощность льда и, возможно, сокращалась его площадь. При похолоданиях отдельные лопасти активизировались, причем максимальная скорость продвижения развивалась в пределах наиболее тектонически ослабленных зон. Повышения коренного ложа, разделяющие лопасти, видимо, обусловили существование в их пределах мерзлых зон, где скорость льда была пониженной. На участках, разделяющих льды с различными скоростями продвижения, возникали многочисленные продольные трещины. В пределах активных лопастей на участках полностью талого ложа происходила друмлинизация и формирование озов на месте каналов стока. В понижениях рельефа, возможно, в условиях сжатия, начиналось формирование поперечных к движению льдов моренных гряд.

В конце осташковского времени началась окончательная дегляциация Скандинавского ледника. В сильно обводненных понижениях рельефа дегляциация происходила относительно бы-

стро, по типу рассекающей, с образованием каналов стока талых вод, формировавших на выходе из ледяного поля зандровые конуса, а в случае впадения потока в вершину морского залива – дельту.

В пределах крупнохолмистого рельефа, расположенного на юго-западе площади, и продолжающей его холмистой равнины в центральной части, дегляциация происходила относительно медленными темпами с образованием трещин кольцевой и серповидной формы и последующим их заполнением мореной сплывания.

В пределах зон соприкосновения разноскоростных потоков льда и в котловинообразных депрессиях ложа формировалась холмистая абляционная морена повышенной мощности. На остальной площади дегляциация протекала равномерно с образованием покрова абляционной морены небольшой мощности. На поверхности льда были рассеяны небольшие озера.

Предположительно, в конце позднего дриаса долина реки Тулома превратилась в залив, а в долинах рек Кассесйоки, Печенга, Малая Печенга располагались вершины других морских заливов. Климатические условия в приледниковую фазу бассейна портландия были арктическими, позднее они сменились аркто-бореальными. Максимальный уровень моря – от 110 м на востоке до 120 м – на западе. На суше произрастали березовые леса с примесью сосны, ели. Бассейн фолас по температурным условиям аркто-бореальный, отличался более высокой соленостью. Уровень моря в трансгрессивную фазу, возможно, достигал 50–60 м. В период существования бассейна фолас березовые леса сменились сосновыми. С бореального времени началось формирование палюстрия. Температурные условия бассейна трансгрессии тапес были более благоприятные, чем в настоящее время. Уровень моря достигал 40 м. На суше растительность развивалась в условиях климатического оптимума, когда на берегах залива на востоке площади произрастали березовые леса со значительной примесью сосны.

На западе в начале атлантического периода были развиты преимущественно березово-сосновые леса с плохо выраженным мохово-травяным покровом, климат был сухой и прохладный. Позднее преобладали лиственно-сосновые леса с елями и в резко подчиненном количестве – лещиной и липой; климат был несколько теплее и более влажный, чем в предыдущий период. В конце атлантического периода господствовали березово-сосновые леса с незначительной примесью ели, климат стал несколько прохладнее. Суббореальный период характеризуется некоторым увеличением в лесах ели, в целом климат был довольно холодный. Для субатлантического периода характерно произрастание елово-сосновых лесов с участием берез, климат был несколько теплее и суше, чем в настоящее время.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Рассматриваемая территория входит в состав Западно-Кольской подобласти, принадлежащей Кольской геоморфологической области (Воскресенский и др., 1980). В северной части листа и в центральной находятся низкие горы такие, как Матерт, Порьиташ, Кучинтундра. На юго-западе и северо-востоке листа крупные холмы формируют небольшие массивы, на остальной площади – островные возвышенности и гряды. Большую часть площади занимают возвышенные равнины, в южной части плавно переходящие в низменные. Высшая точка – гора Кучинтундра (578 м). Относительные превышения вблизи гор составляют 150–420 м; в пределах крупнохолмистого рельефа – 100–250 м, холмисто-грядовой и холмистой равнин – до 150 м, редко – больше. Простирание холмов и гряд подчинено простиранию геологических структур кристаллического фундамента или неотектоническому плану. Озера фиксируют наиболее ослабленные участки тектонических зон.

Кольский полуостров с позднего протерозоя испытывает преимущественно восходящие движения. Вследствие этого селективная денудация предопределила современный облик рельефа территории; процессы аккумуляции лишь осложнили облик рельефа. В пределах листа выделены следующие генетические категории рельефа: выработанный (структурно-денудационный и денудационно-тектонический) и аккумулятивный (см. геоморфологическую схему).

ВЫРАБОТАННЫЙ РЕЛЬЕФ

Выработанный рельеф по облику, запечатлевшему особенности геологического строения, разделяется на два типа:

Горные гряды, крупнохолмистый рельеф и холмисто-грядовая равнина (1) сформировались на породах кольского метаморфического комплекса, комплекса лопийских ультраметагенных плагиогранитов, каскельяврского комплекса диорит-плагиогранитов, образованиях печенгского комплекса. Горные гряды имеют вытянутую форму, склоны средние и пологие, редко – крутые, куполообразные и уплощенные вершины. Коэффициент вертикального расчленения ($К_{вр}$) – до 340 м/4км2 , коэффициент горизонтального расчленения ($К_{гр}$) – до 7 км/4км^2. Протяженность горных гряд – до 18 км, относительные превышения – от 200 м на западе до 420 м на востоке. Вершины их пологовыпуклые, склоны средней крутизны и пологие, редко – крутые. Вершины крупных холмов выпуклые, склоны пологие, $К_{вр}$ – до 100–140 м/4км^2. В пределах холмисто-грядовой равнины – $К_{вр}$ – 20–60 м/4км^2, редко – менее 20 м/4км^2 и более 80–100 м/4км^2; $К_{гр}$ – до 2 км/4км^2, в долинах рек – до 6 км/4км^2.

Крупнохолмистый рельеф, холмисто-грядовая и холмистая равнина (2) сформировались в результате деформации разрывными дислокациями мезозойско-палеогенового пенеплена. Этот рельеф не «привязан» к определенным комплексам пород, его характерная черта – блочность – предопределена планом неотектонических нарушений. $К_{вр}$ в пределах крупнохолмистого рельефа, развитого на эндербитах лапландского комплекса, – до 160 м/4км^2, $К_{гр}$ – до 6 км/4км^2; на глиноземисто-гнейсовом подкомплексе кольского метаморфического комплекса (на северо-востоке листа) $К_{вр}$ – до 100 м/4км^2, $К_{гр}$ – 3–4 км/4км^2, редко – до 6 км/4км^2. Холмистая равнина сформировалась на эндербитах лапландского комплекса и на глиноземистых гнейсах кольского комплекса, представляет собой разновысотные блоки, $К_{вр}$ – до 60–80 м/4км^2, $К_{гр}$ – до 3 км/4км^2, редко – до 4 км/4км^2. Холмисто-грядовая равнина развита на гранитах лицко-арагубского комплекса, $К_{вр}$ – до 60–100 м/4км^2, $К_{гр}$ – до 3–4 км/4км^2, в долинах рек – до 6 км/4км^2.

Значительные тектонические деформации поверхности возникли при завершении предплейстоценового цикла денудации: на границе палеогена и неогена. Наиболее вероятно, что именно в это время начал формироваться денудационно-тектонический рельеф. Менее значительные дизъюнктивные дислокации, по-видимому, происходили на протяжении плейстоцена вплоть до

голоцена. На этом основании возраст структурно-денудационного и денудационно-тектонического рельефа принят как неоген-голоценовый.

АККУМУЛЯТИВНЫЙ РЕЛЬЕФ

Аккумулятивный рельеф включает морские равнины и террасы, равнины, образованные мореной, гляциофлювиальными потоками, озерно-ледниковой аккумуляцией, а также аллювиальные и озерные террасы, не выражающиеся в масштабе геоморфологической схемы. Техногенные формы рельефа, такие как отвалы рудника, постройки и сооружения показаны на карте четвертичных образований. Возраст аккумулятивного рельефа определяется по слагающим его коррелятным отложениям.

Аллювиальные аккумулятивные террасы (3) развиты фрагментарно, в долинах рек Камагайоки, Печенга, Малая Печенга и др. Выделяются низкая и высокая поймы, первая надпойменная терраса; высота их, соответственно, 0,2–0,4, 0,6 и 1,5 м. В остальных водотоках развиты одна–две террасы. Ширина террас редко превышает 10 м. Поверхность нижних террас субгоризонтальная, верхних – наклонная. Верхние террасы цокольные, в малых водотоках – почти всегда эрозионные.

Морские террасы (4), цокольные и аккумулятивные, развиты на юге листа, в пределах понижения, примыкающего к Туломскому водохранилищу, всего их насчитывается 4–5. Абсолютные отметки тыловых швов – до 100 м. Поверхность террас ровная субгоризонтальная либо пологонаклонная (1–3°), часто заболоченная, высота уступов – до 6–8 м. На поверхности морских террас встречаются береговые валы. Время формирования морских террас – конец осташковского времени–начало голоцена.

Равнины, созданные ледниковой аккумуляцией (5), различаются по высоте и конфигурации гряд и холмов. Основная нормально-пластовая морена образует две разновидности аккумулятивных форм рельефа: холмистую и грядовую. Плащеобразная морена лишь нивелирует неровности коренного ложа, в целом облекая его. Холмистая морена занимает обширные площади; холмы разноориентированные с выпуклыми вершинами, крутыми и средними склонами, высота их меняется от 2 до 15 м. Грядовая морена приурочена исключительно к понижениям коренного ложа, понижения между грядами морены часто заняты озерами, так, что гряды образуют острова и полуострова, расположенные параллельно друг другу. На незаозеренных участках в поле распространения грядовой морены встречаются изометричные холмы и холмы с неправильными очертаниями. Высота гряд до 7 м.

Наледниковая абляционная морена образует поля холмистого рельефа, в плане холмы изометричные или вытянутые, высота их – до 10 м, реже – более, в поперечнике они достигают 25–30 до 100 м. Склоны средней крутизны, иногда крутые или пологие.

Наледниковая абляционно-сплывная морена отличается характерными формами гряд – полукольцевыми или изогнутыми (в случае близости к склону горы или возвышенности). Гряды асимметричны: внутренний склон более крутой (до 35°) и меньший по высоте, ширина гряды у вершины – от 2 до 5 м, у основания – до 12 м, вершины выпуклые. Понижения, опоясываемые грядами, часто заболочены.

Равнины, созданные гляциофлювиальными потоками (6), приурочены к долинам рек Печенга, Титовка и др., имеют ровную либо волнистую поверхность, переходящую в холмистую в тыловых частях. Высота холмиков – 1–2,5 м, вершины пологовыпуклые, склоны пологие. Долинные зандры в узких долинах представляют собой широкие (до 50 м) террасы с ровной поверхностью, высота которых снижается вниз по течению реки.

Приледниковые зандры и дельты в долинах рек Печенга, Малая Печенга, Касесйоки и реки, вытекающей из оз. Понъявр, в плане имеют форму конусов. Поверхность их слабо наклонена вниз по течению реки. Равнины приледниковых зандров плоские с редкими котловинами вытаивания мертвого льда. Поверхности дельт отличаются отсутствием котловин вытаивания.

Системы озов достигают в длину 20 м, высота их невыдержанная, до 35 м, форма гряд прямая либо изогнутая, иногда гряды сближены. Вершины озов пологовыпуклые либо плоские, склоны – от средней крутизны до крутых. Склоны озов, расположенных вблизи Верхнетуломского водохранилища, до абсолютных отметок 100–110 м террасированы в результате ингрессии моря.

Равнины, созданные озерно-ледниковой аккумуляцией (7), малы по площади, чаще встречаются небольшие группы камов. Наиболее крупные равнины приурочены к водно-ледниковым палеомагистралям, рельеф их холмисто-западинный. Камы – холмы со склонами различной крутизны, с пологовыпуклыми, иногда плоскими вершинами. Западины между холмами заняты озерами или заболочены. Камы, расположенные в пределах крупного камового поля (южнее

оз. Руоссельяур, южнее оз. Шульгулъявр), площадью 2 км^2, имеют высоту от 0,5 до 6–7 м, диаметр – до 70 м. Склоны различной крутизны, обычно, чем выше кам, тем круче склоны. Камы в пределах полей малых размеров либо одиночные, представляют собой невысокие холмы, обычно не более 2–3 м высотой, плосковершинные, чаще с пологими склонами.

Вдоль берегов озер встречаются озерно-ледниковые террасы, поверхность их слабовсхолмленная, наклонена в сторону озера, общая ширина – до 80 м, высота – 7–8,5 м.

Озерные формы рельефа обычно не выражаются в масштабе 1 : 200 000; представлены террасами, береговыми валами и пляжами. Террас, обычно, две: нижняя – аккумулятивная и верхняя – абразионная. Некоторые озера заболачиваются, и таким образом происходит формирование современной (самой молодой) пойменной озерной террасы. Высота тылового шва первой озерной террасы не превышает 0,3–0,5 м, тылового шва второй террасы – 1,5 м. Поверхность аккумулятивных террас субгоризонтальна, абразионных – наклонена в сторону озера.

Экзарационные формы рельефа представлены друмлинами (протяженность – 40–50 м, до 2,5 км, высота – 15–20 м), бараньими лбами (протяженность – до 10 м, высота – до 1,5 м), ледниковыми шрамами.

К теконическим формам отнесены спрямленные участки русел водотоков, берегов озер.

Биогенные формы обусловлены микрорельефом поверхности болот. По типу микрорельефа болота территории относятся к плоским, кочковатым и грядово-мочажинным.

Мерзлотно-солифлюкционные формы представлены солифлюкционными террасами, развитыми на склонах гор с уклоном 5–30° и полигональными почвами на выровненных вершинах.

Абразионные формы рельефа отмечены на склонах холмов, озов в виде фрагментарных террас с различно выраженными тыловыми швами, абсолютные отметки которых от 110 м на востоке до 120 м – на западе.

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА

История развития рельефа сравнительно полно восстанавливается, начиная с осташковского времени. В доплейстоценовое время, вероятно, преобладал континентальный режим. В значительной мере условно можно предположить, что последний цикл денудации завершился в палеогене, что подтверждается сведениями о находках нижнепалеогеновой коры выветривания (Афанасьев А. П., 1972). К этому времени рельеф представлял пологоувалистую равнину. В отдельные эпохи палеогена часть либо вся площадь могли заливаться морскими водами, представляя собой участки шельфа. На рубеже олигоцена–миоцена началось воздымание – наметились основные черты рельефа. В миоцен-нижнеплиоценовый этап произошло затухание тектонической активности. Последний этап ее усиления охватывал плейстоцен–начало голоцена. В это время в основных чертах было закончено формирование структурно-денудационного рельефа. Видимо главной чертой процессов рельефообразования было небольшое преобладание сноса, несомненно, и неоднократное воздействие на рельеф древних ледников.

В микулинское межледниковье долины рек подтапливались морем, возможно, до 150 м. Осташковское оледенение оставило комплекс ледниковых форм рельефа. Гляциоизостазия и сопутствующие ей геодинамические процессы осложнили и, возможно, сделали контрастнее сформировавшийся ранее структурно-денудационный рельеф. Неотектонические процессы не затухают и в настоящее время, что проявляется в сейсмичности всего Мурманского берега, магнитуда землетрясений достигает 3.

С конца осташковского времени начали формироваться морские террасы (абразионные и аккумулятивные), а с начала голоцена – аллювиальные и озерные. Предположительно с бореального времени началось заболачивание территории.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

На площади листа R-36-XXV,XXVI зарегистрировано 203 объекта полезных ископаемых, связанных с кристаллическими породами и рыхлыми отложениями. Полезные ископаемые, связанные с кристаллическими породами, вынесены на карту закономерностей полезных ископаемых. Большая их часть представлена группой металлических полезных ископаемых: 2 месторождениями, 29 проявлениями и 140 пунктами минерализации, вторичными геохимическими ореолами, гидрохимическими и геофизическими аномалиями (прил. 1–3). Неметаллические полезные ископаемые представлены 10 проявлениями химического, горнотехнического, керамического сырья, 2 месторождениями и 4 проявлениями поделочного и строительного камня, 2 проявлениями минеральных радоновых вод. Полезные ископаемые, связанные с рыхлыми отложениями вынесены на карту четвертичных образований – 4 месторождения песчано-гравийных материалов и песков.

ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ТВЕРДЫЕ ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ТОРФ

На схему прогноза полезных ископаемых четвертичных образований вынесено 42 месторождения торфа, разведанных в 1950–1960-е годы Ленинградским отделением института «Гипроторфразведка». Торфяные залежи приурочены к болотам низинного, переходного, реже – верхового типов. Характеризуются небольшими площадями (до 100 га) и мощностями залежей (максимальная мощность – 4,4 м). Степень разложения торфа колеблется от 10 до 65 %, преобладает 25–30 %, зольность колеблется от 1,4 до 75,5 %. Суммарные прогнозные запасы торфа составляют по категории P_1 – 2 206 тыс. м^3, по категории P_2 – 1 001 тыс. м^3. Значительное число месторождений примыкает к водоемам и попадает в охранную зону. В настоящий момент добыча торфа в Мурманской области не ведется, предприятия по заготовке торфа ликвидированы. Перечень месторождений, запасы и параметры торфяных залежей приведены в таблице 10.

Таблица 10

Перечень месторождений, запасы и параметры торфяных залежей

Название месторождения и его №	Стадия разведки	Площадь залежи (га) общая промышленная	Мощность торфяного пласта максимальная средняя	Запасы тыс. м^3 тыс. т при 40 % влажности
Титовское 172	P_1	334 110	4,4 1,51	1066 287
Титовское-1 173	P_1	91 38	1,4 0,77	294 43
Лобьлубл 390	P_1	1488 655	1,7 0,93	6067 1044
Приозерное 384	P_1	30 12	1,1 0,67	81 14
Шовна 391	P_1	404 252	2,3 1,07	2695 464
Ножовское 388	P_1	102 53	1,5 0,68	361 62
Шульгуль 387	P_1	294 133	1,6 0,7	924 158

Продолжение табл. 10

Название месторождения и его №	Стадия разведки	Площадь залежи (га) общая / промышленная	Мощность торфяного пласта максимальная / средняя	Запасы тыс. $м^3$ / тыс. т при 40 % влажности
Кошкаявр 389	P_1	232 / 70	1,1 / 0,77	542 / 94
Кошкаявр 386	P_1	107 / 17	1,0 / 0,6	104 / 18
Карикявр 385	P_1	46 / 28	1,3 / 0,62	175 / 22
Без названия 418	P_2	16,2 / 9,1	1,2 / 0,87	79 / 14
Без названия 424	P_2	12,8 / 7,2	1,2 / 0,87	62 / 11
Без названия 426	P_2	75 / 42	1,2 / 0,87	365 / 63
Без названия 427	P_2	23 / 13	1,2 / 0,87	111 / 19
Без названия 428	P_2	66 / 37	1,2 / 0,87	323 / 56
Без названия 429	P_2	103 / 57	1,2 / 0,87	499 / 86
Без названия 430	P_2	26 / 14	1,2 / 0,87	125 / 22
Без названия 431	P_2	59 / 33	1,2 / 0,87	289 / 50
Без названия 432	P_2	23 / 13	1,2 / 0,87	111 / 19
Без названия 433	P_2	80 / 21	- / 0,74	154 / 27
Без названия 434	P_2	4,6 / 1,2	- / 0,74	9 / 2
Без названия 435	P_2	55 / 14	- / 0,74	106 / 18
Без названия 436	P_2	104 / 27	- / 0,74	200 / 35
Без названия 437	P_2	53 / 14	- / 0,74	102 / 18
Без названия 438	P_2	29,7 / 7,7	- / 0,74	57 / 10
Без названия 439	P_2	12 / 3,1	- / 0,74	23 / 4
Без названия 440	P_2	12,8 / 3,3	- / 0,74	25 / 4
Без названия 441	P_2	11,2 / 2,9	- / 0,74	22 / 4
Без названия 441а	P_2	53 / 14	- / 0,74	102 / 18
Без названия 442	P_2	4,1 / 1,1	- / 0,74	8 / 1
Без названия 443	P_2	11,6 / 3,0	- / 0,74	22 / 4
Без названия 444	P_2	158 / 41	- / 0,74	303 / 52
Без названия 445	P_2	49 / 23	- / 0,69	159 / 27
Без названия 446	P_2	145 / 68	- / 0,69	470 / 81
Без названия 447	P_2	20 / 9,4	- / 0,69	65 / 11
Без названия 448	P_2	39 / 18	- / 0,69	128 / 22
Без названия 449	P_2	46 / 22	- / 0,69	149 / 26

Окончание табл. 10

Название месторождения и его №	Стадия разведки	Площадь залежи (га) общая / промышленная	Мощность торфяного пласта максимальная / средняя	Запасы тыс. $м^3$ / тыс. т при 40 % влажности
Без названия 450	P_2	19,4 / 9,1	- / 0,69	63 / 11
Без названия 451	P_2	33 / 15	- / 0,69	105 / 18
Без названия 452	P_2	6,8 / 2,2	- / 0,69	22 / 4
Без названия 453	P_2	190 / 89	- / 0,69	616 / 106
Без названия 454	P_2	113 / 53	- / 0,69	365 / 63

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ЧЕРНЫЕ МЕТАЛЛЫ

ЖЕЛЕЗО

На территории района известно 6 проявлений и 9 пунктов минерализации железных руд, а также магнитная аномалия, связываемая с телами железистых кварцитов.

Основная часть точек железорудной минерализации расположена в пределах Аннамской куполовидной структуры, единичные тела железистых кварцитов известны в Копосовском и Титовском блоках. Железистые кварциты, представленные пироксен-амфибол-магнетит-кварцевыми и амфибол-магнетит-кварцевыми породами, принадлежат железисто-гнейсовому подкомплексу кольского метаморфического комплекса. Тела магнетитовых кварцитов имеют линзовидную форму, согласное с вмещающими породами залегание, протяженность (по геофизическим данным) от 150 до 1 500 м, мощность от 10 до 70 м, прослежены на глубину от 20 до 120 м. Внутри рудных тел часты прослои вмещающих пород. В состав кварцитов в различных соотношениях входят кварц, магнетит, пироксены (салит), амфиболы (куммингтонит), реже – гранат, присутствуют сульфиды. Породы имеют полосчатую текстуру. Наиболее изучены железистые кварциты Аннамской куполовидной структуры, где обнаружено около 40 рудных тел и часть из них вскрыта скважинами на полную мощность. Проявления промышленного значения не имеют вследствие разобщенности и незначительного объема рудных тел.

Наиболее крупные тела выделены как проявления Валпес-1, -2, -3 и Западная Лица, открытые в 1973 г. при проведении геологических работ Печенгской ГРП [43].

Проявление Валпес-1 (III-2-12) – пластовое тело железистых кварцитов с прослоями амфиболитов и гранитов (мощностью от 0,1 до 2,0 м). Простирание тела северное, падение на запад под углом 40°, длина – 700 м, мощность – 20 м, протяженность по падению – 130 м. Содержание магнетита – 10–40 %, сульфидов – 1–10 %. Содержание железа – от 14 до 33,51 %. Средние содержания железа: $Fe_в$ – 23,5 %, $Fe_р$ – 18,83 %, $Fe_з$ – 8,32 %, P – 0,07 %; S – 0,26 %. Запасы руды до горизонта 100 м – 7 280 тыс. т, запасы $Fe_в$ – 1 710 тыс. т, $Fe_р$ – 1 370 тыс. т.

Проявление Западная Лица (III-3-2) представлено крутопадающим пластовым телом железистых кварцитов с редкими прослоями амфиболитов мощностью от 0,1 до 0,5 м. Длина тела – 500 м, мощность – 70 м, протяженность по падению – 180–200 м. В пределах тела выделены две рудных зоны мощностью 14,9 и 32,7 м с содержанием магнетита – 20–45 %, сульфидов – 6 %. Содержание железа варьирует от 23 до 38 %. Средние содержания: $Fe_в$ – 35,45 %, $Fe_р$ – 29,34 %, $Fe_з$ – 10,36 %, P – 0,08 %, S – 0,03 %.Запасы руды до горизонта 100 м – 14 млн т, запасы $Fe_в$ – 4 963 тыс. т; $Fe_р$ – 4 108 тыс. т.

Пункты минерализации (I-3-23; II-2-21; III-2-3, 9; III-3-1) (прил. 3), представленные магнетит-кварцевыми метасоматитами, кварц-амфибол-магнетитовыми сланцами и ортоамфиболитами с магнетитом, характеризуются незначительными мощностями – от 1 до 1,7 м при содержании железа – от 24,0 до 38,2 %.

На юге площади выявлены два *пункта минерализации* (IV-3-7, 9) и *магнитная аномалия* (IV-3-6), связанные с зонами скарнирования [39, 83].

Целенаправленных работ на поиски железа в районе не проводилось, все проявления выявлены в процессе поисков медно-никелевого оруденения.

ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Группа цветных металлов представлена проявлениями и пунктами минерализации меди, свинца, цинка, никеля и мышьяка, а также большим количеством геохимических и гидрохимических ореолов, геофизическими аномалиями.

МЕДЬ

На площади выделено 1 проявление и 16 пунктов минерализации, принадлежащих к медно-колчеданной рудной формации.

Большая часть пунктов минерализации данного типа расположена в пределах Южно-Печенгской минерагенической зоны (ЮПМЗ), где они приурочены в основном к полосе развития пород пороярвинской серии.

Проявление Каскель (II-2-16) открыто при проведении геологических работ [47]. В 1971–1978 гг. на его площади проведены поисковые [47, 78, 81] и в 1987 г. – геолого-поисковые работы [86]. Проявление расположено в пределах Шуони-Каскельяврской купольно-надвиговой зоны, связанно с сильно измененными метавулканитами ультраосновного состава и гранодиоритами Каскельяврского массива. Представлено неравномерно-вкрапленным и просечково-вкрапленным халькопирит-пирротиновым оруденением с отчетливо проявленной зональностью в разрезе рудного тела: в средней части преобладает пирротин, в краевых – халькопирит. Главные рудные минералы: пирротин, халькопирит; второстепенные – пирит, пентландит, борнит, сфалерит, молибденит. Среднее содержание меди – 0,81 % (максимальное – 6,6 %) при мощности 2 м [47]. Отмечен прожилок сплошной сульфидной руды мощностью 1,5–3 см с содержанием меди – 14,12 %, серы – 20,5 %, кобальта – 0,19 %, серебра – 340 г/т и повышенными концентрациями платины, палладия, золота и теллура [86]. Практического интереса не представляет.

На площади листа известна серия более мелких и менее изученных объектов медно-колчеданного и колчеданно-полиметаллического типа, связанных с породами разных структурно-формационных зон (прил. 3). Содержание в них меди – от 0,2 до 1,85 %, отмечена одна штуфная проба (Ахмедов, Чекушин, 1979) с содержанием меди – 27,5 %, серебра – 50,0 г/т, золота – 0,6 г/т [63].

На площади выделены *геохимические ореолы и точечные аномалии* в рыхлых отложениях (I-4-5, 7, 12; III-2-14), *гидрохимические ореолы и точечные аномалии* (III-3-3), геофизические аномалии (прил. 3).

СВИНЕЦ, ЦИНК

Объекты с колчеданно-полиметаллическим оруденением представлены 2 проявлениями, 5 пунктами минерализации, геохимическими и гидрохимическими аномалиями (III-1-1), геофизическими аномалиями.

Основная часть рудных объектов выявлена в пределах Карикъяврского рудного района (КРР) и лишь один зафиксирован в южной части листа в Солозерском рудном районе (СРР).

Проявление Костровное (I-3-12) открыто в 1978 г. в процессе поисковых работ на никель [47]. Расположено в западной краевой части КРР. Оруденение связано с линзовидными зонами интенсивного окварцевания и мусковитизации в гнейсах кольского метаморфического комплекса. Зоны имеют субширотную и северо-восточную ориентировку, согласную с простиранием вмещающих пород, и крутое падение в северных румбах. Оруденение вкрапленное и неравномерно-гнездово-вкрапленное. Протяженность рудного тела по простиранию – 40–50 м, по падению – 40–50 м, мощность – 1,2 м. Главными минералами руд являются пирротин, пирит, сфалерит, халькопирит. Отмечаются минералы из группы платиноидов, теллуридов, раммельсбергит. Содержание цинка – от 0,3 до 3 %, меди – от 0,22 до 1,73 % [47].

На северном фланге КРР в сильно тектонизированых двуслюдяных сланцах с широко проявленными процессами окварцевания, мусковитизации, хлоритизации, вскрыты две субширотные зоны сульфидного колчеданно-полиметаллического оруденения. В первой зоне протяженностью (по геофизическим данным) более 1 км выделено несколько уровней интенсивного оруденения, разобщенных безрудными промежутками (*пункт минерализации* I-3-6). Мощность зоны достигает первых десятков метров, мощность рудных интервалов – от 0,2 до 1 м. Вторая зона (*пункт минерализации* I-3-5), субпараллельная первой, расположена в 500 м к северу, имеет протяженность около 400 м (по геофизическим данным), мощность – 12,2 м. Руды обеих зон представлены массивными, брекчиевыми и прожилково-вкрапленными разновидностями. Ору-

денение второй зоны имеет зональное строение: краевые части сложены халькопирит-пирит-пирротиновыми рудами, центральная – пирротин-галенит-сфалеритовыми с прожилками галенита мощностью до 5 см. Основные рудные минералы: пирит, пирротин, сфалерит, халькопирит, галенит. Содержания цинка – от 0,15 до 1,0 % и более при мощности от 4,7 до 12,2 м. На отдельных интервалах содержания цинка колеблются от 0,18 до 7,05 %, меди – от 0,15 до 0,55 % при мощности 2,2 м, свинца – до 0,4–0,96 % при мощности 0,7 м. Во вкрапленных рудах халькопирит-сфалерит-галенитового состава отмечены повышенные концентрации серебра, кадмия, селена и платины.

Проявление Солозеро (IV-3-11) выявлено в 1989 г. в процессе проведения поисковых работ на никель [39]. Полиметаллическое свинцово-цинковое с серебром оруденение тяготеет к нижнему контакту тектонической зоны в мигматизированных и скарнированных амфиболитах. Вскрыто и прослежено скважинами. В интервале 52,5–52,9 м содержание свинца – 0,6 %, цинка – 1,5 %, меди – 0,02 %, серебра – 2–15 г/т, золота – 0,001–0,2 г/т, платины – 0,02–0,06 г/т, до 0,2 г/т, палладия – 0,001–0,03 г/т, до 0,06 г/т, кобальта – до 0,01 %. Изучено недостаточно.

НИКЕЛЬ, МЕДЬ

Является основным полезным ископаемым района. Все связанные с медно-никелевым оруденением объекты относятся к формации сульфидных медно-никелевой руд, приурочены к Аллареченской (АМЗ), Печенгской (ПМЗ), Солозеро-Анистундровской (САМЗ) минерагеническим зонам и Карикъяврскому рудному району (КРР). Объекты представлены двумя генетическими типами оруденения: магматогенным – ликвационным (сингенетическим) вкрапленным и метаморфогенным – гнездово-вкрапленным и брекчиевидным (эпигенетическим).

Большая и наиболее значимая часть объектов с медно-никелевым оруденением сосредоточена в Аллареченском рудном районе (АРР), который объединяет месторождения Аллареченское и Восток, проявления Акким, горы Широкой, Аннама и ряд пунктов минерализации. Все они связаны с массивами аллареченского оливинит-гарцбургитового комплекса (аллареченский тип). Проявления медно-никелевых руд Тульяур, Валас, Южное и Кучинтундра, выявленные в северо-западной и центральной частях территории, связанны с массивами печенгского габбро-верлитового комплекса и входят в ПМЗ. Проявления КРР (Карикъявр, Карикъявр-1 и -2, Сакен, Ровно), находящиеся в северо-восточной части площади, приурочены к массивам карикъяврского лерцолит-габбронорит-габбрового комплекса. Проявления Пауст 1 и 2 относятся к САМЗ, охватывающей юго-восточную часть площади, и связаны с дифференцированными массивами солозеро-анистундровского перидотит-пироксенит-габбро-диоритового комплекса.

Месторождения и проявления медно-никелевых руд аллареченского типа принадлежат массивам гарцбургитовой формации, которые представлены небольшими по протяженности и мощности субсогласными или секущими телами пироксенит-перидотитового состава, залегающими в метаморфогенных породах кольского комплекса. Оруденение представлено вкрапленными, сидеронитовыми, массивными и брекчиевидными рудами, образующими узкие удлиненные тела, тяготеющими к придонным частям массивов. Иногда они отличаются значительной изменчивостью форм, элементов залегания, мощности и соотношениями руд. Кроме того, размещение богатых брекчиевидных и массивных руд контролируется межпластовыми тектоническими зонами. Размеры рудных тел составляют от 50–150 до 500–600 м (максимально до 1 000 м), мощность – до 3 м, редко достигает 25 м. Среднее содержание никеля – 3,24 %, среднее соотношение Ni/Cu и Ni/Co – 13:1 и 54:1.

Типовые объекты – два промышленных (полностью отработанных) месторождения Аллареченское и Восток, а также ряд сопровождающих их проявлений медно-никелевых руд (табл. 11), расположены в северо-западном обрамлении Аллареченской куполовидной структуры.

Месторождение Аллареченское (II-1-9) открыто в 1957 г. при проведении геологических работ Беляевым К. Д. Оно связано с массивом интенсивно амфиболизированных гипербазитов и приурочено к ядру узкой синклинальной складки в зоне пересечения двух разломов. Массив представляет собой будинированное сложноветвящееся тело измененных перидотитов длиной 1 100 м, шириной до 200 м, мощностью до 15 м, вытянутое в меридиональном направлении и состоящее из двух ветвей: западной – крутопадающей и восточной – более пологой. Обе ветви имеют пластообразно-изогнутую форму с ответвлениями и пережимами. На глубине они соединяются, образуя единое тело. Местами массив расчленен на блоки размером от 5–10 до 100–200 м, смещенные относительно друг друга. Контакты метаперидотитов с вмещающими гнейсо-амфиболитами кольского метаморфического комплекса преимущественно тектонические, несогласные.

Таблица 11

Список проявлений медно-никелевых руд, расположенных в пределах месторождений Аллареченское и Восток

Название объекта	Морфология тел, их параметры	Характер и тип сульфидного оруденения, рудовмещающие породы	Содержание полезных компонентов, запасы и ресурсы	Автор
Проявления, сопровождающие Аллареченское месторождение				
Северная залежь	Согласный пласт, выходящий на поверхность. Длина по простиранию – 200 м, по падению – 160 м, мощность – до 10 м	Вкрапленные руды в ультраосновных породах	Ni – 1,14% Cu – 0,57% C_2 – 3 тыс. т P_3 – 7 тыс. т Законсервировано	[32]
Проявления, сопровождающие месторождение Восток				
Восточная интрузия	Глубина залегания – от 44 до 130 м, мощность рудных интервалов – 0,1–0,2 м	Прожилково-вкрапленное оруденение в серии мелких интрузий гипербазитов	Ni – 0,47–1,78%	[56]
Новая	Рудная зона шириной 400 м, глубина залегания – 800–900 м, мощность – 0,3–7,7 м	Неравномерное густовкрапленное и гнездово-вкрапленное оруденение в маломощных телах гипербазитов и тектонизированных мигматитах	Ni – 0,6–1,23% Cu – 0,96–2,14%	[56]
Искомая	Тела мощностью до 20 м на глубине от 850 до 1 150 м	Прожилково-вкрапленное оруденение в гипербазитах и тектонизированных мигматитах	Ni – 0,33–1,82% P_3 – 180 тыс. т до глубины 800 м	[56]

Медно-никелевое оруденение сконцентрировано в одном рудном теле, осложненном многочисленными разветвлениями и апофизами, и приурочено к субмеридиональной тектонической зоне. Протяженность рудного тела – около 1 100 м, мощность – от 4 до 20 м. Оруденение представлено 4 типами сульфидных руд: вкрапленным в метаперидотитах, сплошным брекчиевидным, вкрапленным и прожилково-вкрапленным в гнейсах и амфиболитах. Преобладали вкрапленные сидеронитовые руды, составляющие около 80 % объема рудного тела. Вкрапленные и прожилково-вкрапленные руды были широко развиты в центре и на южном фланге месторождения, образуя сульфидные жилы во вмещающих породах, тесно связанные с оруденелым ультраосновным массивом. Удаление их от интрузива не превышает 150 м. Контакты оруденелых метаперидотитов и сульфидных жил с вмещающими породами тектонические.

Минеральный тип руд (МТР) – пирротин-пентландит-пиритовый с валлериитом и виоларитом. Главные рудные минералы: пирротин, пентландит, халькопирит и магнетит (титаномагнетит). Второстепенные: ильменит, маккинавит, пирит, валлериит, виоларит, миллерит, сфалерит, галенит, борнит, марказит, молибденит, арсениды никеля, теллуриды, местами халькозин, зигенит, ковеллин, графит, самородные медь и золото и др. В зависимости от преобладания главного рудного минерала руды подразделены от существенно пирротиновых и пентландитовых до чисто халькопиритовых. Содержание никеля – от 2 до 28 %, меди – от 0,2 до 12 %, кобальта – от 0,01 до 0,7 %. Корреляционные связи между никелем, медью и кобальтом выражаются отношением 82:25:1 в сплошных рудах, 68:25:1 – в богатых вкрапленных, 52:23:1 – в бедных вкрапленных, 51:55:1 – в оруденелых вмещающих и экзоконтактовых породах.

Запасы месторождения оценивались по категориям $A+B+C_1$ [32]: руды – 2 081 тыс. т, никеля – 82,2 тыс. т, меди – 36,9 тыс. т, кобальта – 1,6 тыс. т, селена – 54,1 т, теллура – 24,9 т, серебра – 4,3 т. Месторождение являлось уникальным по качеству руд, необычайно высокому содержанию никеля, малой глубине залегания, легкой обогатимости руд [32].

Месторождение Восток (II-1-11) открыто в 1961 г. при проведении геологических работ (Беляев Е. П., Тихонов В. С.), с 1969 г. находилось в эксплуатации. Расположено в 4 км юго-восточнее Аллареченского месторождения. Связано с небольшими пластовыми телами сильно измененных гипербазитов. Вмещающими породами являются мигматизированные гнейсо-амфиболиты кольского метаморфического комплекса. Массивы гипербазитов интенсивно будинированы и залегают в виде нескольких субпараллельных зон (северо-западное 280–320°) мощностью 30–50 м.

Месторождение сосредоточенно в двух структурных зонах: Верхней и Нижней, отстоящих по вертикали друг от друга на 20–25 м на северо-западном и 140–180 м – на юго-восточном фланге. Тела имеют неправильную линзовидную и пластообразную форму, характеризуются многократным превышением размеров по падению над размерами по простиранию, большими колебаниями мощности, частыми разветвлениями и пережимами. В пределах каждой зоны на-

ходится по несколько интрузивных тел. Все тела залегают примерно согласно с вмещающими породами и вместе с ними испытывают изгибы по простиранию и падению. В лежачем боку интрузивных тел Верхней и Нижней зон проходят тектонические нарушения. Верхняя рудная залежь, включавшая основную часть промышленных запасов месторождения, имела протяженность около 300 м, максимальную мощность 7,5 м, прослежена по падению на 1 км до глубины 400 м. Наиболее интенсивное оруденение (брекчиевые руды) приурочено к межпластовой тектонической зоне дробления, по восстанию оно выходит во вмещающие породы на расстояние до 200 м. Оруденение представлено сульфидными медно-никелевыми рудами вкрапленного и брекчиевидного типа. Количество сульфидов в зоне возрастает в восточном направлении, достигая максимума в районе среднего тела гипербазитов. Далее брекчиевидные руды сменяются прожилковыми, затем редковкрапленными, более медистыми. Средние содержания никеля – 2,69 %, меди – 1,22 %. Нижняя рудная залежь, расположенная западнее Верхней и глубже ее на 150–180 м, прослежена по простиранию до 200 м, по падению – до 1 400 м, отличается большим непостоянством мощности от 0,5 до 18 м. Представлена тремя рудными телами, кулисообразно расположенными на расстоянии 20–30 м одно под другим. Нижнее рудное тело – это несколько сближенных линз оруденелых гипербазитов, расположенных вдоль оруденелой тектонической зоны протяженностью 40–50 м, мощностью до 10 м. Тектоническая зона мощностью от нескольких сантиметров до 0,5 м выполнена богатыми брекчиевидными рудами. Второе рудное тело состоит из двух небольших линз гипербазитов: первое протяженностью около 100 м содержит редкую вкрапленность сульфидов, второе – длиной до 50 м с богатой сульфидной вкрапленностью сопровождается оруденелой тектонической брекчией вдоль лежачего бока. Третье рудное тело, залегающее выше и восточнее второго, представляет собой интрузив длиною более 100 м с бедным вкрапленным оруденением. По падению рудные тела протягиваются на значительные расстояния, имеют раздувы, пережимы и перерывы. На больших глубинах оруденение сравнительно бедное и маломощное.

Сульфидные медно-никелевые руды представлены сплошными брекчиевидными и вкрапленными разновидностями с преобладанием последних. Наиболее продуктивны брекчиевидные руды, в которых сульфиды составляют до 50–80 % их объема. Состав сульфидного цемента пентландит-пирротиновый с подчиненным количеством халькопирита в приконтактовых частях интрузивов, на флангах рудных зон в сульфидном цементе преобладает халькопирит. Средние содержания по отдельным рудным телам: никеля – 1,04–1,70 %, меди – 0,57–1,08 %. Минеральный тип руд и их генезис аналогичны Аллареченскому месторождению.

Среднее содержание никеля – 1,66 %, меди – 0,83 %, кобальта – 0,034 %. Запасы по обеим залежам по категории $B+C_1+C_2$: руды – 3 460 тыс. т, никеля – 57,2 тыс. т, меди – 28,6 тыс. т, кобальта – 1,2 тыс. т, селена – 55,4 т, теллура – 13 т, платиноидов – 2 т, золота – 3,4 т [32].

Проявления медно-никелевых руд, выявленные в пределах ЮПРР, связаны к дифференцированными массивами габбро-перидотитов. Оруденение неравномерное, образует тела небольших размеров и, как правило, приурочено к приподошвенным частям массивов. Дальнейшее изучение этих проявлений не рекомендуется ввиду незначительных размеров рудных тел.

Проявление Валас (II-2-3) открыто в 1972 г. Колесниковым Г. П. при проведении поисковых работ, в 1966–1972 и 1987–1995 гг. проведены детальные поисковые работы [45, 63]. Проявление расположено в центральной части ПРР, в пределах субмеридиональной зоны разломов, выполненной осадочными и вулканогенно-осадочными образованиями. Оно связано с двумя субсогласными массивами метасоматически измененных пород – дифференцированным массивом габбро-перидотитов и перидотитов. Оруденение представлено двумя видами медно-никелевых руд. Бедное просечково-вкрапленное оруденение приурочено к лежачему и висячему контактам обоих массивов, образует 4 рудных тела мощностью 2–7 м, протяженностью 200–1 000 м с содержанием никеля – 0,41–0,53 %. Богатое прожилково-вкрапленное, брекчиевидное – приурочено к межслоевой тектонической зоне между массивами. Мощность рудного тела от 1 до 2,8 м, протяженность – 1 000 м, содержание никеля – 0,44–1,03 %, меди – 0,15–0,73 %. Минеральный состав руд: пирротин, халькопирит, пентландит, никелистый кобальтин, сфалерит, магнетит, ильменит, арсенопентландит. Суммарные ресурсы категории P_2 составляют: никеля – 40,7 тыс. т при среднем содержании 0,65 %, меди – 16,4 тыс. т при среднем содержании 0,45 % [63].

Проявление Кучинтундра (II-3-14) открыто в 1953 г. Макеенко Г. Т. при проведении поисковых работ, в 1966–1972 и 1987–1995 гг. проведены детальные поисковые работы [45, 63]. Проявление связано с двумя сближенными массивами: верхним – метаперидотитов и нижним – дифференцированным габбро-пироксенитов с бедной сульфидной минерализацией. Оруденение приурочено к тектонической зоне межслоевого срыва в лежачем боку гипербазитового массива на контакте с сульфидизированными метатуфами и представлено брекчиевидными

медно-никелевыми рудами. Протяженность рудного тела (по интенсивности магнитной аномалии) – 3 600 м, средняя мощность – 3 м (от 1,0 до 4,4 м). Минеральный состав руд: пирротин, пентландит, халькопирит, сфалерит, ильменит. Содержание никеля – 1,56 %, меди – 0,36 %, платины – 2,0 г/т, палладия – 1,5 г/т при мощности 1 м. Прогнозные ресурсы проявления до глубины 1 000 м составляют по оценке [63]: никеля – 298 тыс. т; меди – 68,7 тыс. т; суммы платиноидов – 74 т. Ресурсы на учете по Мурманской области не состоят и дальнейшее изучение объекта не рекомендуется.

Проявления СРР приурочены к дифференцированным массивам перидототит-пироксенит-габброноритовой формации.

Проявления Пауст 1 и 2 (IV-3-2, 5) открыты при проведении геологических работ в 1981–1984 гг. Чувардинским В. Г. [83], в 1986–1989 гг. проведены детальные поисковые работы [39].

Проявление Пауст 1 (IV-3-2) связано с дифференцированным от перидотитов до мезократовых норитов массивом протяженностью 1 200 м, мощностью 440 м, согласно залегающим с вмещающими породами. Оруденение представлено гнездово-вкрапленной, вкрапленной сульфидной минерализацией, неравномерно распределенной практически по всему сечению массива (от единичных вкрапленников до 10 %). Встречаются отдельные маломощные интервалы густовкрапленных руд с содержанием сульфидов – до 20 %. Основные рудообразующие минералы представлены пирротином, пентландитом, халькопиритом, присутствуют герсдорфит, аргентопентландит, борнит, а также магнетит, ильменит, хромшпинелиды. Среднее содержание никеля – 0,43 %, меди – 0,04 %, золота – 0,1 г/т при мощности 2,6 м. По отдельным штуфным пробам содержание никеля достигает 1,2 %, меди – 0,53 % [39, 85].

Проявление Пауст 2 (IV-3-5) связано с дайкообразным телом широтного залегания, сложенным переслаивающимися в разрезе норитами, пироксенитами и перидотитами, часто интенсивно измененными, протяженностью более 1 650 м, мощностью 25 м. Сульфидное оруденение представлено гнездово-вкрапленной и вкрапленной сульфидной минерализацией, неравномерно распределенной практически по всему сечению массива. Главные рудные минералы: пирротин, пентландит, халькопирит, миллерит; второстепенные – герсдорфит, аргентопентландит, борнит, а также магнетит, ильменит, хромшпинелиды. В отдельных интервалах мощностью 0,1–0,9 м отмечаются содержания никеля – от 0,34 до 0,86 %, меди – до 0,15 %, кобальта – от 0,01 до 0,03 % [39, 85].

Проявления северо-восточной части площади, представляющие КРР, связаны с массивами лерцолит-габбронорит-габбровой субформации (карикъяврский тип), прорывающими толщу архейских гнейсов. Они имеют небольшие размеры, мульдообразную, корытообразную форму в разрезе, реже отмечаются тела в виде трубок или штоков. Медно-никелевое оруденение представлено преимущественно вкрапленными рудами, в меньшей мере – сплошными и брекчиевидными. Вкрапленные руды приурочены к нижним ультрамафитовым частям массивов. Сплошные встречаются в виде жил мощностью до 0,3 м, брекчиевидные – в виде «отщепленных» залежей среди пород рамы.

Проявление Карикъявр (I-3-10) открыто в 1972 г. при проведении геологических работ М. А. Сотниковой [71], в 1969–1981 гг. проведены поисковые, а в 1981–1986 гг. – детальные поисковые работы [47, 64]. Оруденение связано с дифференцированным габбро-гипербазитовым массивом, несогласно залегающим относительно вмещающих пород. Массив имеет неправильно-овальную форму, вытянут в субширотном направлении на 2 км при ширине до 650 м. Отчетливо дифференцирован от лейкократовых габброноритов до пироксеновых оливинитов с постепенными переходами между разновидностями. Сульфидная медно-никелевая минерализация приурочена к оливинит-перидотитовой части массива и его нижнему экзоконтакту. Оруденение представлено массивными, вкрапленными и густовкрапленными сидеронитовыми рудами в перидотитах; массивными, брекчиевидными и прожилково-вкрапленными – в породах экзоконтакта. Содержание сульфидов колеблется от 1–2 до 10–12 %, редко – до 15–25 %. Отмечаются пентландит-халькопирит-пирротиновый, халькопирит-пентландит-пирротиновый и пирротин-пентландит-халькопиритовой типы руд. Главные рудные минералы: пирротин, пентландит, халькопирит; второстепенные – сфалерит, виоларит, аргентопентландит, молибденит, кобальтин-герсдорфит, маухерит, валлериит, борнит, галенит, макинавит, никелин, шадлунит, самородные висмут и золото, купроаурит, паркерит, гессит. Широко представлены различные минералы группы платины. В пределах массива выделено 3 рудных тела и 4 рудные линзы, одна из них залегает в породах экзоконтакта. Размеры тел составляют: нижнее – 950×650 м средней мощностью 8,5 м, верхнее – 750×500 м средней мощностью 6,3 м, отдельное – 300×150 м средней мощностью 4,9 м. Содержание в рудах никеля – 0,61 %, меди – 0,46–0,51 %, кобальта – от 0,012 до 0,1 %. Размеры рудных линз: протяженность – от 100 до 370 м, ширина – от 80 до 150 м, мощность – от 1,0 до 18,3 м. Содержание в рудах никеля – 0,42–0,79 %, меди – 0,21–

2,19 %, кобальта – от 0,012 до 0,1 %. Установлены повышенные содержания металлов платиновой группы – от 0,1–0,5 до 1,5–2,3 г/т, в единичных пробах – до 11,99 г/т с преобладанием платины, иридия и осмия над палладием и рутением. Запасы категории C_2 составляют: никеля – 71,3 тыс. т, меди – 65,6 тыс. т при среднем содержании никеля – 0,59 %, меди – 0,46 %. Подсчитаны ресурсы платиноидов по выделенным рудным телам [47, 64].

Проявление Сакен (I-3-17) открыто при проведении геологических работ в 1974–1981 гг. [47]. В 1981–1986 гг. в пределах его площади проведены детальные поисковые работы [64]. Проявление связано с массивом габбронорит-пироксенитов, залегающим согласно вмещающим породам кольской комплекса. Размещение интрузива контролируется тектонической зоной северо-восточного простирания. Интрузия представляет собой крупное линзовидное тело длиной свыше 3,5 км и мощностью 250–320 м, прослеженное по падению на 700 м (по простиранию и падению не оконтурено). Массив дифференцирован: в ядре находятся габбронориты, во внешних зонах сверху и снизу – пироксениты, в приконтактовых зонах измененные до хлорит-амфиболовых пород. Сульфидное оруденение приурочено к верхнему эндо- и экзоконтакту. Мощность оруденелой зоны 0,3–2,8 м, тип руд прожилково-вкрапленный, гнездово-вкрапленный. Содержание никеля – 0,83 %, меди – 0,2 %, в прожилках массивных руд содержание никеля – 0,27 %, меди – до 8,6 %. Сульфидная зона в гнейсах представлена вкрапленно-прожилковым халькопирит-пирротиновым оруденением мощностью около 1 м с содержанием меди – от 0,04 до 0,38 %, никель в руде отсутствует. Прогнозные ресурсы в интервале глубин 150–700 м оценены по категории P_2 в 100 тыс. т никеля. Рекомендуется для постановки заверочных работ [64].

Проявление Ровно (I-3-3) выявлено при проведении геологических работ в 1971 г. (Беляев Е. П., Тихонов В. С.). В 1978–1986 гг. на его площади проведены детальные поисковые работы [47]. Медно-никелевое оруденение приурочено к расслоенным массивам габброноритов-перидотитов, несогласно залегающим относительно вмещающих пород. Тела пластообразной, слегка изогнутой формы протяженностью до 900 м, мощностью от 40 до 120 м. Сульфидное оруденение связанно в основном с метаперидотитами, локализовано в придонных частях массива, образуя пластообразной формы рудное тело мощностью до 10 м со сплошными и вкрапленными, реже – брекчиевидными и прожилково-вкрапленными медно-никелевыми рудами. Содержание сульфидов – 4–6 %. Минеральный тип руд халькопирит-пентландит-пирротиновый. Главные рудные минералы: пирротин, пентландит, халькопирит; второстепенные – маккинавит, сфалерит, пирит, магнетит, ильменит. Максимальное содержание никеля – 0,38–0,49 %, меди – 0,4 % [47].

МОЛИБДЕН

На площади листа молибден представлен *геохимическими ореолами* в рыхлых отложениях (прил. 3). Они выявлены в северо- и юго-восточных частях района, обусловлены молибден-редкометалльной минерализацией, связанной, главным образом, с гранитоидами лицко-арагубского комплекса. Большая их часть приурочена к тектоно-метасоматической зоне северо-восточного простирания. В пределах ореолов (III-4-1, 3, 4, 5) рекомендованы поиски молибденового и молибден-редкометалльного оруденения [69].

Единственная *геохимическая аномалия* в коренных породах представлена пегматитовой жилой с вкрапленностью молибденита в форме розеток диаметром 1,5 мм. Практического интереса не представляет [71].

ОЛОВО, МЫШЬЯК

Представлены на площади одним *пунктом минерализации* мышьяка (I-1-3) и четырьмя *геохимическими аномалиями* в рыхлых отложениях (I-4-3, 9, 13; IV-1-1) (прил. 3). Практического интереса не представляют.

БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ

ЗОЛОТО

На площади работ выявлено 2 проявления и 21 пункт минерализации золота, единичные геохимические и гидрохимические точки с повышенным содержанием золота (прил. 3).

Пункты и проявления золоторудной минерализации зафиксированы в пределах почти всех металлогенических зон, но основное их количество отмечено в ЮПМЗ. Оруденение представ-

лено золото-кварцевым малосудьфидным типом и связано преимущественно с породами брагинской толщи.

Золоторудные проявления представлены двумя сближенными объектами: *Брагино Северное* (I-2-13) и *Брагино Южное* (II-2-2), открытыми при проведении геологических работ в 1968–1971 гг. [78], изучались при ГДП-50 в 1989–1995 гг. [63]. Вместе они представляют собой рудную зону шириной 1 км между оз. Меннель и Брагино, прослеженную электроразведочными аномалиями ДИП на 2 000 м. Повышенные содержания золота приурочены к зонам милонитизации и дробления в метапикритах, сопровождающихся интенсивным метасоматическим окварцеванием.

Проявление Брагино Северное (I-2-13) расположено вблизи узла пересечения двух разломов. Участок сложен переслаивающимися филлитовидными и серицит-актинолит-хлорит-биотитовыми сланцами с прослоями лав ультраосновных пород, превращенных в тальк-актинолит-биотитовые и тальк-хлоритовые сланцы. Зоны милонитизации и дробления, ориентированные согласно простиранию пород, сопровождаются интенсивным окварцеванием вплоть до образования вторичных кварцитов. Рудные кварциты представлены мелкозернистой трещиноватой сахаровидной породой с мелкой неравномерной вкрапленностью сульфидов в количестве 1–3 % [63]. Оруденение связано с зоной окварцевания шириной 110 м, прослеженной по простиранию на 270 м. В ее пределах выделено 5 зон интенсивно окварцованных пород с мелкой неравномерной вкрапленностью сульфидов (1–3 %) мощностью от 1–2 до 5 м. Повышенные содержания золота приурочены к участкам кварцевого метасоматоза, сопровождающихся интенсивным развитием низкотемпературных минералов: фуксита, серицита, хлорита, карбоната. Сульфиды представлены вкрапленностью халькопирита, арсенопирита, пирита и пирротина. Самородное золото отмечено в 2–3 случаях и представлено скоплениями очень тонких неправильных чешуек. Содержание золота – от 0,001 до 1,0 г/т, максимальное – 3 г/т [63].

Проявление Брагино Южное (II-2-2) расположено в пределах межслоевой тектонической зоны северо-западного простирания, которая фиксируется к юго-востоку зонами проводимости ДИП и участками повышенной сульфидной и графитовой минерализации. Повышенные содержания золота связаны с зонами интенсивного карбонат-кварцевого метасоматоза и приурочены либо к контакту пикритовых порфиритов, либо к участкам переслаивания пикритов с вмещающими породами. Карбонат-кварцевый инъекционный материал составляет от 2–5 до 60–80 %. Жильный кварц белого цвета средне-крупнозернистого сложения содержит гнезда карбоната, лимонита, чешуйки серицита, фуксита, ксенолиты вмещающих пород (около 10 %). Мощность отдельных жил достигает 0,1–1,2 м. Серии кварцевых жил образуют рудные зоны мощностью от 3,1 до 10,1 м. В кварцевых жилах присутствует разрозненная вкрапленность сульфидов, представленная пиритом, халькопиритом, ковеллином, сфалеритом. Встречаются редкие зерна магнетита, рутила, ильменита, лейкоксена. Средневзвешенные содержания золота по рудным зонам – от 0,34 до 0,37 г/т, максимальные содержания по отдельным пробам – 2–3 г/т. Прослеженная длина рудных зон – 250 м. За пределы участка оруденение прослежено зонами проводимости ДИП на 2 000 м [63].

Прогнозные ресурсы золота ЮПМЗ по данным [63] составляют 70 т до глубины 200 м при содержании золота – 4,8 г/т, по участку проявления Брагино – 8 т до глубины 50 м при содержании золота – 5 г/т. На площади проявлений ведутся поисковые работы.

Основное число *пунктов минерализации* золота ЮПМЗ находятся вблизи описанных проявлений. Они связанны с породами меннельской и брагинской толщ. Содержания золота в них колеблются от 0,1 до 0,63 % (прил. 3).

Пункты золоторудной минерализации, выявленные в пределах КРР (I-3-19, 21) (прил. 3), связаны с разнообразными по составу породами. Содержания золота в них колеблются от 0,1 до 1,0 г/т [83].

В пределах АМЗ золото, как попутный элемент, зафиксировано в составе медно-никелевых руд многих проявлений и пунктов минерализации. Золото извлекалось из комплексных медно-никелевых руд при разработке месторождения Восток. Запасы категории C_2 составляли 3,4 т при среднем содержании золота – 1 г/т.

ПЛАТИНА И ПЛАТИНОИДЫ

Платинометалльная минерализация представлена 3 *пунктами минерализации*, связанными с метаморфизованными ультраосновными породами каскамского (II-1-4, 5) и солозеро-анистундровского (IV-3-10) комплексов (прил. 3).

Как попутный элемент, металлы платиновой группы (МПГ) установлены в породах карикъявpского, аллареченского, печенгского комплексов и ультрабазитах ровнинского типа. Специ-

альных работ по изучению и поискам платиноидов на площади не проводилось.

В сульфидсодержащих породах карикъяврского и ровнинского типа выявлено [47, 71] 6 металлов платиновой группы: платина, палладий, осмий, иридий, рутений, родий, суммарное содержание которых, в среднем, составляет от 0,1–0,5 до 1,5–2,5 г/т; в единичных пробах – до 11,95 г/т [47, 86]. Для всех массивов КРР характерна неравномерность в распределении МПГ, обусловленная чередованием безрудных и в разной степени насыщенных сульфидами рудных интервалов; увеличение концентрации платиноидов от основных к ультраосновным разновидностям пород; преобладание тяжелых металлов над легкими (соотношение Pt/Pd>1 или близкое к 1); положительная корреляция суммы платиноидов с содержанием никеля и отсутствие корреляционных связей с медью, при этом колебания суммы МПГ не синхронны с колебаниями суммы содержания никеля и меди, следовательно, не синхронны и с колебаниями сульфидов [47]. Прогнозные ресурсы платиноидов (без осмия) *проявления Карикъявр* (I-3-10) составляют около 5,5 т (подсчитаны только для выделенных блоков с промышленным медно-никелевым оруденением) [47].

Повышенные содержания платиноидов до 3,5 г/т, установленные в *проявлении медно-никелевых руд Кучинтунда* (II-3-14), приурочены к зоне развития богатых брекчиевых пирротиновых руд в приподошвенной части массивов, принадлежащих печенгскому габбро-верлитовому комплексу. Прогнозные ресурсы проявления составляют 74 т [63].

Металлы платиновой группы установлены и в массивах аллареченского типа, в рудах *месторождений Аллареченское* (II-1-9) (1,0 г/т) и *Восток* (II-1-11) (0,6 г/т). В последнем они извлекались как попутный компонент из комплексных медно-никелевых руд. Запасы МПГ категории C_2 составляли 2 т.

Платинометалльная минерализация площади требует дополнительного изучения.

РАДИОАКТИВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

УРАН

Представлены 4 проявлениями, 8 пунктами минерализации, радиоактивными аномалиями и вторичными геохимическими ореолами урана (прил. 3). Основная их часть приурочена к Яурио-кско-Лицевской металлогенической зоне и выявлена при проведении поисковых работ Невской экспедиции (1973–1976 гг.) [33, 88]. Проявления локализованы в пределах Лицевской зоны разломов, представлены серией небольших тел, сопровождаются повышенными содержаниями полиметаллов, серебра, молибдена. Ввиду незначительных размеров проявления промышленного интереса не представляют. Пункты минерализации и аномалии радиоактивности локализуются на незначительных площадях и перспектив не имеют.

Проявление Береговое (I-4-23) расположено в пределах Лицевской зоны разломов северо-восточного простирания. Урановое оруденение локализовано в тектонизированных биотитовых гнейсах. Рудная зона прослежена по простиранию на 300 м, по падению – на 240–410 м, до глубины 45–160 м, имеет северо-западное падение, мощность – от 10–20 до 40–65 м. Размеры рудных тел (при содержании U – 0,01–0,03 %) – от первых до десятков метров. Мощность тела с кондиционными содержаниями U от 0,073 до 0,138 % – 0,1–1,1 м. В проявлении отмечены повышенные содержания Pb, Zn, Cu, Be, Ag, F, Y, Mo, Ti, Ni, V. Определены запасы.

Поисковый интерес представляет *ВГХО* урана (I-4-11). По площади, абсолютным содержаниям урана, площадной продуктивности (5 401 $м^2$%) и прогнозным ресурсам (1,95 у. е.) он превосходит известные в районе проявления и рекомендован для дальнейшего изучения [34].

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ХИМИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

ПИРРОТИН, ПИРИТ

Пирит-пирротиновая минерализация, относящаяся к сульфидной рудной формации серноколчеданного типа, известна в пределах всех минерагенических зон и представлена 7 проявлениями и рядом пунктов минерализации (прил. 3). Все они локализуются в пределах тектонически ослабленных зон. Участки повышенной сульфидизации, как правило, не образуют единого выдержанного горизонта, а слагают линзообразные и пластообразные, неправильной формы тела, вытянутые согласно слоистости вмещающих пород. Характеризуются резкой изменчивостью состава и мощности как по падению, так и по простиранию. Мощность рудных тел пирит-

пирротинового оруденения от первых десятков сантиметров до 5–7 м, по простиранию они прослеживаются на расстоянии 50–100 и более метров. Количество сульфидов в них колеблется от 10–15 до 30–70 %.

В пределах ПМЗ отмечены *проявления горы Матерт* (I-2-4), *озера Гусиное* (I-2-8), *Валас* (II-3-7) и *Кучинтундровское* (II-3-16), связанные с осадочно-вулканогенными образованиями Печенгской структурно-формационной зоны. Все они ассоциируют, главным образом, с рудными филлитами. Количество сульфидов в них – от 10–15 до 30–70 %. Сульфиды представлены пирротином, пиритом, иногда встречается халькопирит и сфалерит. Пентландит наблюдается очень редко в виде единичных зерен. В большинстве случаев колчеданное безникелевое оруденение характеризуется прожилково-вкрапленной, брекчиевидной текстурами, реже встречаются маломощные (0,1–0,3 м) участки массивных пирит-пирротиновых руд.

Проявление озера Гусиное (I-2-8) открыто в процессе геологических работ 1972 года [45]. Оно представлено брекчиевидным пирит-пирротиновым оруденением, образующим три рудных горизонта в виде обломков сланцев и алевролитов, сцементированных пирит-пирротиновым цементом (50–60 %, до 80 %). Пирротин образует богатую тонкую вкрапленность, сгущающуюся местами в полосообразные скопления или участки сплошной массивной руды. Совместно с пирротином развивается пирит, редко он образует самостоятельную вкрапленность. Содержание серы – до 20 %. Мощность горизонтов – от 0,5 до 2,0 м, глубина залегания – от 40 до 230 м.

В ЮПМЗ выявлены проявления густовкрапленных колчеданных руд в районе *горы Валесшиэти* (I-1-11) и *озера Брагино* (II-2-4), а также 4 пункта минерализации, связанные с образованиями Каскамско-Шуонинской структурно-формационной зоны.

Проявление Валесшиэти (I-1-11) выявлено при проведении поисковых работ на никель [78]. Богатое пирротиновое оруденение приурочено к тектонической зоне и представлено 5 рудными зонами брекчиевидных и прожилково-вкрапленных руд мощностью от 1 до 15 м, залегающих среди графитизированных амфиболовых сланцев. По геофизическим данным ее протяженность составляет 2 км при мощности 500 м. Падение рудных тел юго-западное под углом 70–75°. Суммарная мощность зоны – 20–25 м. Содержание пирротина – 30–65 %, пирита – до 9 %, халькопирита – до 3 %, сфалерита – до 2 %, серебра – до 3,1 г/т, графита – до 10 %, серы – не определялось [78].

КЕРАМИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

КИАНИТ

Представлено *проявлением Аннамское* (II-2-22) порфиробластических слюдисто-кианитовых плагиосланцев. Они прослежены по простиранию на 2 500 м при максимальной ширине полосы выходов 350 м. Содержание кианита в сланцах иногда превышает 50 % объема породы. Содержание глинозема в сланце по данным единичной пробы составляет 17,21 % (Увадьев Л. И., 1962). Промышленного значения не имеет.

ГОРНОТЕХНИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

ГРАФИТ

Представлен 2 проявлениями и 5 пунктами минерализации графитовых и графит-пирит-пирротиновых руд, основная часть которых расположена в пределах АМЗ (прил. 3). Ввиду незначительных размеров проявления перспектив не имеют.

Проявление графита Скалистый (III-1-6) открыто при проведении геологических работ в 1959 г. [79], в 1982–1983 гг. проведены поисковые работы [50]. Расположено в пределах Мохтьозерской тектонической зоны. Контролируется межслоевыми тектоническими зонами северо-западного и субмеридионального простирания. Оруденение представлено графит-пирротиновой минерализацией в гнейсах и амфиболитах кольского метаморфического комплекса. Представлено двумя рудными телами пластообразной формы и одним – линзовидной, приуроченными к пликативным нарушениям. Простирание тел северо-западное, падение очень крутое на юго-запад. Протяженность пластообразных тел – 1 100–1 150 м, мощность колеблется от 3 до 39,9 м. Линзовидное тело имеет длину 360 м и среднюю мощность – 4,34 м. Строение рудной зоны не однородно – наблюдается чередование рудных интервалов с пачками практически безрудных пород либо содержащих некондиционное оруденение. Мощности рудных интервалов – от 0,2 до 1,6 м. Содержание графитового углерода – от 2 до 8 % (среднее – 3,8 %). Прогнозные

ресурсы по категории P_1 составляют 10,3 млн т руды, графитового углерода – 393,4 тыс. т [50].

ДРАГОЦЕННЫЕ И ПОДЕЛОЧНЫЕ КАМНИ

ЯШМА, КОРУНД

На площади листа известно *месторождение поделочных яшмоидов Ламмас* (I-2-5) и *пункт минерализации* голубого корунда (IV-2-4) (прил. 3).

Месторождение яшмы Ламмас (I-2-5) оценено на поделочный камень в 1966 г. Евсеевой Р. П., разведано Гусевым В. В. в 1980 г. ПГО «Севеpкварцсамоцветы» Министерства геологии СССР в процессе ревизионных работ на камнесамоцветное сырье. Расположено в пределах Печенгской структурно-формационной зоны. Гнезда и линзовидные тела яшм приурочены к осадочному горизонту, сложенному песчаниками и доломитами. Продуктивная линза яшм залегает на контакте кварц-полевошпатовых песчаников и филлитов. Промышленное тело имеет линзовидную форму северо-восточного простирания, крутое северо-восточное падение, длину 60 м, мощность от 1 до 18 м. Тело выдержано по простиранию, выклинивание пород постепенное. Яшмы однотонные и пятнистые мясо-красного цвета, реже – пятнистой, брекчиевой структуры. Порода изрезана хаотично ориентированными прожилками молочно-белого кварца. Блочность от 200×200×100 мм. Сырье отвечает требованиям ОСТ-41-117.76 на поделочную яшму (1 сорт). Запасы по категории C_2 – 519 т, глубина подсчета запасов – 2,1 м (метод геологических блоков); утверждены ЦКЗ Министерства геологии СССР в 1982 г., учтены СБЗ с 1981 г. С начала разработки добыто 42 т. Способ разработки открытый, проектная глубина разработки – 2,1 м. Перспективы прироста запасов исчерпаны.

СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

Строительные материалы, связанные с интрузивными образованиями, представлены месторождением гранитов и проявлением андезидацитовых порфиритов.

ГРАНИТ

Месторождение облицовочных гранитов Кучозеро (II-4-4) открыто в 1975 г. при проведении поисковых работ (Лыгалова Л. В., Шестакова Л. И.). Расположено в северо-восточной части листа и приурочено к лебяжинскому массиву порфировидных гранитов. Полезная толща представлена гранитами ярко-красного и розовато-серого цвета, средне-крупнозернистого сложения, массивными, иногда порфировидными. Трещиноватость гранита умеренная. Средний расчетный объем блоков – 0,7–1 $м^3$. Физико-механические свойства пород: объемный вес – 2,57–2,68 $г/см^3$, водопоглощение – 0,3 %, предел прочности при сжатии – 950–1 670 $кг/см^2$, после 100 циклов замораживания – 820 $кг/см^2$. Граниты хорошо шлифуются и полируются. По физико-механическим и декоративным свойствам соответствуют ГОСТу 9479-69. Отходы при производстве блоков пригодны для бортового камня и щебня для строительных работ. Запасы по категории C_2 – 1,5 млн $м^3$ (1975 г.).

АНДЕЗИДАЦИТОВЫЕ ПОРФИРИТЫ

Проявление андезидацитовых порфиритов горы Порьиташ (I-1-6) открыто в процессе геологических работ 1995 г. [63]. Расположено в северо-западной части листа и представлено двумя крупными интрузиями андезидацитовых порфиритов в виде линз размерами 10,5×1,5 км, 11,5×1,8 км и несколькими силлообразными телами меньших размеров, вытянутых вдоль Порьиташского разлома. Андезидациты темно-серые плотные массивные с вкрапленниками светло-серого плагиоклаза. Хорошая декоративность позволяет рекомендовать их для оценки в качестве облицовочного материала. Проявление изучено недостаточно, перспективы не ясны [63].

КАРБОНАТНЫЕ ПОРОДЫ

МРАМОРЫ, ДОЛОМИТ

Строительные материалы, связанные с карбонатными породами, представлены проявлениями цветных доломитов лучломпольской свиты. Основная масса доломитов обладает хорошими декоративными качествами и может представлять практический интерес как поделочное сырье для местной промышленности.

На площади листа отмечено 3 проявления доломитов, открытых в 1955 г. (Селивановская Е. Е.) и оцененных в 1971 г. (Гурьянов К. Ф.), которые при проведении в 1993 г. анализа сырьевой базы цветных камней [29] отнесены к разряду поделочных камней. Все они расположены в пределах Печенгской структурно-формационной зоны.

Проявление реки Ламасйоки (I-2-7) представлено карбонатными породами с пластом доломитов мощностью 70–90 м. Доломиты серого, светло-серого цвета тонкозернистые плотные с хорошо выраженной слоистостью. Прогнозные ресурсы составляют 60 тыс. $м^3$.

Доломиты проявлений изучены слабо, перспективы их отработки не ясны.

ОБЛОМОЧНЫЕ ПОРОДЫ

Представлены 1 малым месторождением песчано-гравийного материала (ПГМ) и 3 месторождениями строительных песков.

ПЕСЧАНО-ГРАВИЙНЫЙ МАТЕРИАЛ

В северо-западной части листа расположено *месторождение 17 км* (I-1-14), разведанное в 2000 г. Мурманским ГУПСП с целью подготовки сырьевой базы для дорожного строительства и содержания автодорог. В геоморфологическом отношении оно приурочено к пологому склону холма, сложенного мореной, с относительным превышением 15–17 м. Полезная толща представлена супесчаной мореной, содержащей более 30 % крупнообломочного материала (валуны, гравий). Заполнителем является пылевато-глинистый песок. Мощность полезной толщи от 1,3 до 9,9 м, средняя – 5,2 м. Балансовые запасы месторождения, утвержденные ТКЗ в 2000 г., составляют по категории C_1 – 577,4 тыс. $м^3$. Гидрогеологические и горнотехнические условия месторождения простые и благоприятны для открытой отработки. Месторождение учитывается государственным резервом.

В северо-восточной части листа расположено гравийно-песчаное *месторождение Миккиявр*, выявлено в 1974 г. при проведении ревизионных работ [54], в 1983 г. проведены поисково-оценочные работы (Беляева, 1983), разведано в 1995 г. Завьяловым А. М. Месторождение состоит их 3 участков: Моккиявр, Моккет и Вышний явр, сложенных комплексом верхненеоплейстоценовых флювиогляциальных отложений общей протяженностью 17–18 км. Геоморфологически месторождение представляет собой часть водно-ледниковой магистрали, образованной характерными аккумулятивными формами рельефа: озами, отдельными камами и флювиогляциальными террасами и полями. В северной части месторождения расположен уч. Миккиявр площадью около 70 га, в пределах которого проведена детальная разведка. Залежь гравийно-песчаных и песчаных отложений направлении протяженностью в пределах разведанной части 3,8 км, шириной от 50 до 650 м (средняя – 330 м) вытянута в субмеридиональном. Относительное превышение – от 6–10 до 18–20 м. Мощность полезной толщи – от 1,8 до 19,7 м (средняя – 7,3 м), мощность вскрыши – от 0,3 до 11,3 м (средняя – 1,2 м). Горная масса содержит 7 % валунов, 22 % гравия и 71 % песка. Пески от мелкозернистых до крупнозернистых. Южнее расположен участок Моккет общей площадью около 21 га, в пределах которого проведена предварительная разведка. Залежь гравийно-песчаных и песчаных отложений вытянута в субмеридиональном направлении на 2,5 км при ширине от 70 до 150 м. Относительное превышение – от 5–7 до 15–18 м. Мощность полезной толщи – от 2,0 до 12,6 м (средняя – 5,2 м), мощность вскрыши – от 0,2 до 3,1 м (средняя – 0,9 м). Горная масса содержит 18 % валунов, 23 % гравия и 59 % песка. Пески от среднезернистых до крупнозернистых. Запасы горной массы для производства бетонов и растворов утверждены на НТС на площади 96,3 га в количестве 6 655 тыс. $м^3$ по категории $B+C_1$ (B – 1 857 тыс. $м^3$, C_1 –4 798,1 тыс. $м^3$). В том числе по уч. Миккиявр по категории $B+C_1$ – 5 612,9 тыс. $м^3$, по уч. Моккет по категории C_1 – 1 042,2 тыс. $м^3$. Гидрогеологические и горнотехнические условия благоприятны для разработки открытым способом. Прирост запасов в количестве около 2 млн $м^3$ возможен за счет разведки участка Вышний явр [27].

ПЕСОК СТРОИТЕЛЬНЫЙ

Песок строительный представлен на карте четвертичных отложений 3 месторождениями, пригодных для строительных растворов и обратных засыпок. Месторождения 53 км и 95 км, расположенные в юго-восточной части листа, выявлены в процессе ревизионных работ [54], разведанные в процессе работ 1984 г. [54].

Месторождение 53 км (IV-4-7) геоморфологически представляет собой камовую возвышенность субмеридионального простирания размером 1×1,4 км, имеющую относительное превышение до 40–42 м. В геологическом строении месторождения принимают участие рыхлые образования четвертичной системы, представленные следующими генетическими типами (снизу вверх): ледниковые, озерно-ледниковые, морские отложения верхненеоплейстоценового отдела, аллювиальные (пойменные), торфяно-болотные отложения современного отдела. Полезной толщей является комплекс озерно-ледниковых (камовых) отложений, представленный песками, содержащими 8 % гравия и 1 % валунов. При подсчете запасов приняты следующие технические условия: минимальная мощность полезной толщи – 2 м, максимальная мощность вскрыши – 1 м. Качество гравийно-песчаной массы, включенной в полезную толщу, соответствует техническим требованиям: среднее содержание SiO_2 – не менее 67 %, Fe_2O_3 – не более 6 %, содержание в песке частиц +0,315 мм – не менее 50 %, частиц 0,09 мм – не более 5 %. Запасы горной массы подсчитаны методом среднего арифметического. Мощность полезной толщи – 2,0–20,3 м (средняя – 13,7 м), мощность вскрыши – 0,9–5,5 м (средняя – 2,2 м). Запасы горной массы по категории C_2 составляют 7 768 тыс. $м^3$, в том числе 3 368,7 тыс. т – гравийно-песчаной массы. Морфологические и гидрологические условия позволяют вести разработку открытым способом. Пригодны для обратных засыпок.

Месторождение 95 км геоморфологически является частью озово-камового образования северо-восточного простирания. Длина оза в пределах участка – около 600 м, ширина в основании – 15–100 м, относительная высота – от 2 до 20 м. Площадь кама размером 550×1 850 м, относительное превышение – от 7 до 16 м. В геологическом строении месторождения главенствующая роль принадлежит отложениям осташковского времени, геологически подразделяющихся и камовые комплексы пород. Торфяно-болотные отложения и морена выполняют роль вмещающих по периферии пород, подстилающих – морена. Озовые отложения распространены в юго-западной части участка и представлены чередованием гравийно-песчаных и песчаных слоев мощностью от 2,5 до 4,5 м. Гравий в основном мелкий фракции – 5–10 мм, реже – 10–20 мм, содержание его – от 10 до 15 %, в песчаных слоях – до 4 %. Пески в озе чаще среднекрупнозернистые с прослоями мелкозернистых, всегда чистые (глинистость менее 1 %). Суммарная мощность отложений – от 2,0 до 18,4 м, средняя – 9,0 м. Камовые отложения, распространенные на большей части участка, литологически представлены главным образом чистыми песками (от среднезернистых до тонко-мелкозернистых) с редкими прослоями пылеватых глин и единичными гравийно-песчаными линзами. При подсчете запасов приняты следующие технические условия: минимальная мощность полезной толщи – 2,0 м, максимальная мощность вскрыши – 1 м; качество гравийно-песчаной массы, включенной в полезную толщу, соответствует техническим требованиям: среднее содержание SiO_2 – не менее 67 %, Fe_2O_3 – не более 6 %, содержание в песке частиц +0,315 мм – не менее 50 %, частиц 0,009 мм – не более 5 %. Запасы горной массы по категории C_2 составляют 2 662,6 тыс. $м^3$, в том числе 760,2 тыс. $м^3$ песков для строительных растворов. Морфологические и гидрологические условия позволяют вести разработку открытым способом. Пригодны для строительных растворов.

В северо-западной части листа расположен фрагмент *месторождения Касэйоки* (I-1-13), открытого в 1964 г. в процессе поисковых работ Прошкуратовым Г. А. В 1972 г. проведена детальная разведка (Лю-ци-цзин, 1972). Геоморфологически оно представляет собой флювиогляциальную плосковершинную дельту. Морфологически является частью террасы северо-восточного простирания длиной 2 400 м, шириной от 60 до 450 м. Полезной толщей является комплекс флювиогляциальных отложений, в состав которых входят пески и гравийно-песчаные отложения с небольшим количеством валунов. Качество гравийно-песчаной массы, включенной в полезную толщу, соответствует техническим требованиям: среднее содержание SiO_2 – не менее 67 %, Fe_2O_3 – не более 6 %, содержание в песке частиц +0,315 мм – не менее 50 %, частиц 0,09 мм – не более 5 %. Запасы горной массы подсчитаны методом среднего арифметического. Мощность полезной толщи – от 1,7–2,0 до 8,9 м (средняя – 4,94 м), мощность вскрыши – 0,0–0,85 м (средняя – 0,65 м). Запасы горной массы по категориям $B+C_1$ составляют 3 520,4 тыс. т, в том числе 3 368,7 тыс. т гравийно-песчаной массы. Морфологические и гидрологические условия позволяют вести разработку открытым способом. Пригодны к использованию в качестве флюсов.

В западной части листа расположено *месторождение песков Маунъявр* (II-1-12) выявленное в 1979 г. в результате поисковых работ [27], в 1984 г. проведена разведка. Геоморфологически месторождение представляет собой оз субширотного простирания, сложенный флювиогляциальными отложениями позднеледникового времени. Протяженность озовой гряды – около 7,5 км, ширина изменяется от 15 до 550 м. Относительное превышение – от 10 до 22 м. В геологическом строении месторождения принимают участие верхненеоплейстоценовые рыхлые образования. Литологические разновидности пород представлены песчаными слоями с подчиненными им валунно-галечно-песчаными и гравийно-песчаными отложениями, имеющими довольно сложное линзовидно-пластовое строение. Полезная толща сложена песчаными, реже – гравийно-песчаными и валунно-гравийно-песчаными породами. Подстилающими являются тонко-мелкозернистые пылеватые пески озерно-ледникового генезиса. Мощность полезной толщи – 2,0–19,5 м, средняя – 6,7 м, средняя мощность вскрыши – 0,7 м. Продуктивная толща сложена крупно-мелкозернистыми песками. Вскрышные породы представлены теми же песками, но ожелезненными, реже – тонко-мелкозернистыми пылеватыми, мощностью от 0,1 до 2,2 м (средняя – 0,7 м). Гранулометрический состав горной массы: валунов – 1 %, гравия – 9 %, песка – 90 %. В песке содержится 86 % частиц –0,315 мм и 22 % частиц –0,09 мм. Запасы горной массы, подсчитанные методом геологический блоков, по категории C_2 составляют 11,0 млн т, объем вскрышных пород – 744 тыс. $м^3$, отношение их объемов – 0,11. Запасы категории $A+B+C_1$ (балансовые запасы) – 4 331 тыс. $м^3$ (ГКЗ, 1984 г., Паспорт ГКМ-267 № 9518). Гидрогеологические и горнотехнические условия благоприятны для разработки месторождения открытым способом.

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

МИНЕРАЛЬНЫЕ ЛЕЧЕБНЫЕ

РАДОНОВЫЕ

Проявление минеральных радоновых вод Хутоявр (III-1-7) выявлено в 1957 г (Чапышев В. М.). Расположено в 11 км к юго-западу от оз. Хутоявр, к юго-востоку от высоты с отметкой 292,0 м. Представлено восходящим источником на склоне холма, образующим мочажину размером 2×3 м с грифонами, сток ручья по заболоченному склону. Питается водами основной морены, представленной песком с гравием и галькой. Дебит источника – 0,5 л/с. Сведений о химическом составе воды нет. Перспективы не ясны из-за недостаточности сведений.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА

Площадь листа R-36-XXV,XXVI полностью входит в северо-западную часть Кольской минерагенической области полигенной рудной специализации и включает фрагменты 4 известных минерагенических зон: **Печенгской** (1 Ni,Cu/PR), **Аллареченской** (2 Ni,Cu,gp/PR) медно-никелевой и графит-медно-никелевой специализации, **Ловнозерской** (3 Ni,Cu,Zn/AR–PR) полиметаллически-никелевой специализации, **Южно-Печенгской** (5 Au,Cu,Zn/PR) полиметаллически-золоторудной специализации. Кроме них впервые выделяется **Солозеро-Анистундровская платино-медно-никелевая минерагеническая зона** (4 Ni,Cu,Pt/PR), фрагмент которой охватывает южную часть площади. Также в пределах площади выделены два рудных района, не принадлежащих ни одной из вышеперечисленных минерагенических зон: **Аннамский железорудный** (0.2 Fe) и **Карикъяврский платино-медно-никелевый** (0.1 Ni,Cu,Pt).

МИНЕРАГЕНИЧЕСКИЕ ЭПОХИ И ЭТАПЫ РУДОГЕНЕЗА

Все перечисленные минерагенические объекты являются отражением процессов рудообразования лопийской и карельской продуктивных эпох.

С лопийской эпохой рудогенеза связаны проявления железа. Все железорудные объекты в основном сконцентрированы в пределах Аннамского рудного района и приурочены к Аннамской купольно-складчатой структуре и Яггесойавскому куполу. Они представлены преимущественно одним метаморфогенным типом руд – железистыми кварцитами, являющимися неотъемлемой частью разреза железисто-гнейсового подкомплекса кольского метаморфического комплекса, сформированного на ранних стадиях развития территории. В разрезе подкомплекса тела железистых кварцитов и гнейсов образуют зоны перемежаемости с гнейсами и амфиболитами, обычно залегая на границе двух контрастных сред (гнейсы–амфиболиты или апопироксенитовые ультрамафиты, реже – амфиболиты–граниты и т. д.). При этом часто на контактах с вмещающими породами наблюдаются скарны и скарноподобные породы, иногда также обогащенные магнетитом. Из-за малых размеров тел и их территориальной разобщенности они практического интереса не представляют, хотя следует учесть, что специализированных работ по поиску железорудных объектов в районе не проводилось.

Минерагения позднелопийского этапа развития территории представлена медью, никелем, платиноидами и графитом, проявления которых сосредоточены в Ловнозерской минерагенической зоне (ЛМЗ) и Карикъяврском рудном районе (КРР). В пределах последнего сконцентрированы практически все промышленно значимые объекты этого времени, представленные проявлениями сульфидных медно-никелевых руд. Пространственно и генетически они связаны с дифференцированными массивами лерцолит-габбронорит-габбровой субформации (карикъяврский комплекс), прорывающими толщу архейских гнейсов. Медно-никелевое руды имеют магматический генезис, приурочены к нижним ультрамафитовым частям массивов или образуют «отщепленные» залежи среди пород рамы и, как правило, сопровождаются магнетит-хромит-ильменитовой минерализацией. Большинство массивов этого типа характеризуются различными концентрациями платиновых металлов (от 0,055 до 2,326 г/т, единичные – до 12 г/т) [47, 64], что позволяет считать КРР одним из перспективнейших районов на поиски платинометалльного оруденения в комплексе с медно-никелевыми рудами. ЛМЗ пространственно совпадает с площадью развития лапландских эндербитов, вмещающих расслоенные ультрамафитовые массивы ловнозерского комплекса. С образованиями последних за пределами листа известны проявления с промышленными содержаниями никеля и меди. Продуктивность ЛМЗ описываемой территории весьма незначительна и представлена проявлениями графита, аномалиями никеля и полиметаллов.

Наиболее ярко в районе проявлена карельская минерагеническая эпоха. В истории ее развития выделяются два этапа: ранне- и позднекарельский. Продуктивность раннекарельского этапа связана с концентрациями никеля, меди, золота, платиноидов, полиметаллов, колчеданных руд и графита. Объекты полезных ископаемых, сформированные на ранних стадиях этого этапа, представлены месторождениями, проявлениями и пунктами минерализации медно-никелевых и колчеданных руд, платиноидов, графита, частично – полиметаллов, сосредоточенных в Аллареченской (АМЗ), Печенгской (ПМЗ) и Солозеро-Анистундровской (САМЗ) минерагенических зонах. С завершающей стадией развития раннекарельского этапа связано формирование золото-кварцевого малосульфидного и полиметаллического оруденения в Южно-Печенгской минерагенической зоне (ЮПМЗ).

АМЗ является наиболее продуктивной на медь и никель. В пределах этой зоны сконцентрирована большая часть проявлений и месторождения сульфидных медно-никелевых руд. Пространственно она совпадает с Руннийокско-Аллареченской структурно-формационной зоной и Аннамской купольно-складчатой структурой, сложенных преимущественно образованиями архейского фундамента. АМЗ включает восточную часть **Руннийокско-Аллареченского графит-медно-никелевого** (2.1 Ni,Cu,gp) и **Аллареченский медно-никелевый** (2.2 Ni,Cu) **рудные районы.** Аллареченский рудный район охватывает площадь развития интрузий аллареченского комплекса оливинитов-гарцбургитов, с которыми пространственно и генетически связаны месторождения и проявления медно-никелевых руд, принадлежащих сульфидно-медно-никелевой рудной формации. Месторождения и проявления представлены двумя генетическими типами оруденения: магматогенным – ликвационным (сингенетическим) и метаморфогенным (эпигенетическим). Тела, сформированные рудами первого типа, как правило, тяготеют к контактам массивов, размещение руд второго типа контролируется межпластовыми тектоническими зонами. Проявления графитовой минерализации связаны с метаморфо-метасоматическими образованиями, развитыми по породам кольского метаморфического комплекса, и выявлены в пределах как Руннийокско-Аллареченского, так и Аллареченского рудных районов.

ПМЗ также является продуктивной на медь и никель. Она включает юго-восточный фрагмент **Печенгского рудного района** (1.1 Cu,Ni) (ПРР), пространственно совпадающий с площадью развития пород ждановской свиты, вмещающей большое количество никеленосных дифференцированных массивов габбро-верлитового комплекса, с которыми на сопредельной площади известны крупные месторождения меди и никеля. Связанные с массивами проявления и пункты минерализации никеля и меди принадлежат сульфидно-медно-никелевой рудной формации. Оруденение неравномерное, образует рудные тела небольших размеров в придонных частях интрузий. Глубокое залегание массивов и их незначительные размеры не позволяют отнести этот фрагмент площади ПРР в разряд перспективных. Увеличение промышленного потенциала ПРР можно связывать лишь с телами, сопровождающимися платинометалльной минерализацией с содержаниями ЭПГ – до 3,5 г/т [63].

Южно-Печенгская МЗ пространственно связана с осадочно-вулканогенными образованиями Южно-Печенгской и гранитоидами Каскамско-Шуонинской структурно-формационных зон. Площадь ЮПМЗ характеризуется широким набором минерагенических факторов и поисковых признаков, совокупность которых позволила выделить ее как минерагеническую зону золото-полиметаллической специализации. В пределах ЮПМЗ выделяется **Южно-Печенгский полиметаллически-золоторудный район** (5.1 Au,Zn,Cu). Пространственно он связан с осадочно-вулканогенными образованиями Печенгской структурно-формационной зоны и является перспективным на выявление объектов малосульфидного золото-кварцевого, золото-, медно- и полиметаллического колчеданного оруденения. Прямые признаки золоторудной и полиметаллической минерализации представлены проявлениями и пунктами минерализации со значимыми содержаниями золота и меди. Косвенным признаком может служить и общая повышенная фоновая золотоносность в пределах ЮПМЗ – порядка 6–8 мг/т для пород Печенгской и 2–3 мг/т для Каскамско-Шуонинской структурно-формационных зон [25].

САМЗ пространственно охватывает комплекс дифференцированных гипербазитов-базитов-диоритов солозеро-анистундровского комплекса. В пределах САМЗ выделен **прогнозируемый Солозерский рудный район** (4.1 Ni,Cu,Pt) (СРР), перспективы которого связываются с сульфидным медно-никелевым оруденением в мафит-ультрамафитах солозерского типа. Кроме того, в базит-ультрабазитах солозерского типа установлены проявления хромитовых руд и колчеданно-полиметаллическое комплексное оруденение с повышенными содержаниями золота, серебра и платиноидов [39]. Отдельные массивы солозеро-анистундровского комплекса имеют разрезы, идентичные комплексам пород как мончегорского, так и карикъяврского типов, в которых кроме сульфидного медно-никелевого оруденения выявлены промышленно значимые содержания платиноидов. Поэтому, учитывая слабую изученность САМЗ, при ее значительной

протяженности и сложном геолого-структурном положении, она представляет большой поисковый интерес на целый спектр полезных ископаемых.

Минерагения позднекарельского этапа проявлена слабо и связана с мелкими объектами (пункты минерализации, гидро и геохимические аномалии) молибденовой и урановой минерализации, ассоциирующимися с образованиями лицко-арагубского комплекса монцодиорит-гранитов.

РУДОКОНТРОЛИРУЮЩИЕ ФАКТОРЫ, ПОИСКОВЫЕ КРИТЕРИИ И ПРИЗНАКИ НАЛИЧИЯ РУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

Всем рудным формациям, наблюдаемым в пределах территории, соответствует определенный набор рудоконтролирующих факторов и поисковых признаков, в разной степени проявленных на площади. Определяющим в размещении и формировании ведущих для района рудных формаций является магматический контроль. С магматизмом связана локализация сульфидного медно-никелевого оруденения. Все проявления этой рудной формации генетически и пространственно связаны с дифференцированными мафит-ультрамафитовыми массивами ловнозерского, аллареченского, печенгского, карикъяврского и солозеро-анистундровского комплексов. Кроме того, с этими же интрузиями связаны платинометалльная и хромитовая минерализация. Молибденовая и урановая минерализация ассоциирует с гранитоидами лицко-арагубского комплекса, локализуясь в пределах гранитоидных массивов и в зонах их экзоконтактов. С вулканитами Южно-Печенгской зоны связывается золото-кварцевое, золото-, медно-колчеданное и колчеданно-полиметаллическое оруденение.

Важное значение в рудообразовании принадлежит тектоническим факторам. Размещение мафит-ультрамафитовых интрузивов контролируется разломами глубинного заложения северо-западного и северо-восточного направлений в Аллареченском районе и разломами субширотной ориентировки – в Солозеро-Анистундровском районе. Для Аллареченского района также характерна скученность массивов вблизи гранито-гнейсовых куполов. Образование колчеданного оруденения Южно-Печенгской зоны также имеет, по-видимому, определенную связь с глубинными разломами, являющимися проводящими каналами рудоносных магм и флюидонасыщенных тепловых потоков, несущих рудную минерализацию. Разломами северо-восточной ориентировки контролируется размещение урановой минерализации в пределах Лицинского района.

Большое значение для формирования оруденения имеют метаморфические процессы. Эпигенетические преобразования в никеленосных массивах могут приводить к формированию промышленного оруденения из сингенетичной сульфидной вкрапленности, формируя богатые руды в подстилающих массив породах (отщепленные руды). С процессами метаморфизма связывается образование железорудных объектов. Метаморфические процессы в колчеданных рудах могут способствовать выделению первичных минералов-примесей, которые в благоприятных условиях концентрируясь формируют богатое оруденение ценных компонентов. Например, при пирротинизации пирита возможен вынос из него вместе с серой примесного золота с формированием богатых концентраций. С региональным метаморфизмом осадочных толщ, связано образование графитовой минерализации. Другим генетическим типом метаморфического оруденения являются гидротермально-метасоматические жильные полиметаллические и золото-сульфидные руды.

Роль осадконакопления в процессе рудообразования района, с которым также возможна концентрация золота и полиметаллического рудного материала в режимах островных дуг и континентальной окраины, «затушевана» последующими процессами магматизма и метаморфизма.

Важнейшим минерагеническим фактором для территории является геодинамический. Он, наряду с другими факторами и поисковыми признаками, предопределяет золото-полиметаллическую рудную специализацию ЮПМЗ и связанных с ней рудных комплексов. Все выделенные в пределах площади ЮПМЗ геодинамические обстановки (островной вулканической дуги, континентальной окраины, коллизионных поясов) являются благоприятной средой для локализации ряда рудных комплексов. С двумя первыми могут быть связаны сульфидные полиметаллические месторождения и сульфидные медно-цинковые месторождения. Магматические комплексы мезозоны коллизионных поясов перспективны на метаморфогенно-гидротермальные месторождения золота, реже – полиметаллов, сурьмы, мышьяка.

ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА

Промышленный потенциал площади довольно высок, хотя до сих пор перспективы его связывались только с сульфидными медно-никелевыми рудами, что во многом связано с узкой направленностью работ на поиски ведущего и традиционного для района медно-никелевого оруденения. Вместе с тем, анализ рудоносности заграничной части Балтийского щита и других древних щитов, а также переоценка продуктивности сопредельных площадей на комплекс нетрадиционных для Мурманской области полезных ископаемых, показывает достаточно высокую перспективность данной территории на цветные и благородные металлы. Перспективы площади на выявление медно-никелевого оруденения связаны с Печенгской, Солозеро-Аристундровский, отчасти Аллареченской минерагеническими зонами и Карикъяврским рудным районом.

Ресурсы медно-никелевого оруденения ПМЗ определяются наличием богатых руд в массивах измененных ультраосновных пород проявления Кучинтундра с содержанием никеля – 1,56 %, меди – 0,38 %, платины – 2,0 г/т, палладия – 1,5 г/т [63]. Прогнозные ресурсы проявления кат. P_1+P_2 оценены [63] до глубины 1 000 м и составляют: никеля – 330 тыс. т, меди – 76 тыс. т, платиноидов – 74 т.

Медно-никелевое оруденение АМЗ достаточно хорошо изучено. В настоящее время ее перспективы связываются с зоной северного обрамления Аллареченской купольно-складчатой структуры и Копос-Аннамского межкупольного прогиба. Вероятность обнаружения выходящих на дневную поверхность месторождений исключена. Но выявленное многоярусное расположение рудных тел в районе месторождения Восток и большое количество непроверенных геофизических аномалий позволяет прогнозировать здесь открытие 3–4 средних по размерам объектов, суммарные ресурсы которых до глубины 300 м оцениваются в 450 тыс. т при содержании никеля – в среднем 2 % [28, 62]. По заключению Гипроникеля масштаб промышленно значимых объектов, которые могут быть востребованы в пределах этого района, должен быть не менее 300 тыс. т никеля [28].

Перспективы Карикъяврского рудного района связываются с обнаружением медно-никелевого оруденения на глубинах более 500 м. По состоянию на 01.01.1999 г. по данным [48] по Карикъяврскому рудному району на учете числились ресурсы категории P_2 в количестве 150 тыс. т до глубины 300 м со средним содержанием никеля – 0,8–1,0 %, но не подтвержденные дальнейшими геологическими работами. Запасы категории C_2 до глубины 400 м проявления Карикъявр составляют 70 тыс. т никеля (Захарова и др., 1985), прогнозные ресурсы категории P_1 в интервале глубин 400–600 м оценивались в 35 тыс. т [64]. Ресурсы категории P_2 проявлений Карикъявр-2 и -3 по оценке [64] составили 65 тыс. т никеля в интервале 200–700 м при условии наличия исходно единого дифференцированного массива. Прогнозные ресурсы не вскрытой части массива Сакен оценены по кат. P_2 в 100 тыс. т. Расчеты в обоих случаях произведены методом аналогии с объектом Карикъявр. Результаты технико-экономических оценки проявлений определили непромышленный характер оруденения, обусловленный нерентабельностью отработки [64]. Кроме того, произведена оценка платинометалльного оруденения проявления Карикъявр, ресурсы кат. P_2 которого составили 5,5 т [47]. При этом подсчет ресурсов базировался лишь на блоках фактически охарактеризованных опробованием. Для остальных тел оценка не производилась. Следует учесть, что массивы карикъяврского комплекса характеризуются специфической ассоциацией платиновых минералов: тяжелые платиноиды (платина, иридий) преобладают над легкими (палладий, родий); определены аномально высокие концентрации рутения, иридия и родия. Содержание в рудах массива Карикъявр как суммы платиноидов, так и отдельных металлов испытывает значительные колебания, не синхронные колебаниям содержания никеля и меди, а, следовательно, и сульфидов. Поэтому при оценке площади КРР на платиноиды следует учитывать не только Cu-Ni рудные тела, но и малосульфидные разновидности габброидов, габбродиоритов и диоритов, объем которых при детальном изучении площади значительно увеличился [64]. В связи с этим, исходя из параметров выявленных интрузий, прогнозные ресурсы кат. P_3 платиноидов КРР составят 100 т при содержании суммы металлов – 2–3 г/т. Факт обнаружения платинометалльного оруденения в массивах карикъяврского типа и повышенный интерес к этой группе металлов повышает перспективность КРР и позволяет рассматривать эту площадь как объект первоочередных прогнозно-оценочных работ.

Перспективы территории также связываются с районом так называемой Печенгской шовной зоны. Здесь в районах оз. Руоссельяур–г. Широкая и Солозеро, Курбыш, Ечозеро вскрыто несколько дифференцированных тел с редкой сульфидной минерализацией, что позволило Печенгской ГРЭ дать прогноз на обнаружение придонных вкрапленных медно-никелевых руд с содержанием никеля – 2 % и ресурсами – до 400 тыс. т (2–3 объекта в полосе 25–40 км) [28].

Выявленные массивы имеют разную формационную принадлежность и находятся в разных минерагенических зонах – в Южно-Печенгской и Солозеро-Аностундровской, поэтому и рассматривать их продуктивность целесообразно раздельно.

Массив оз. Руоссельяур принадлежит к образованиям каскамского комплекса. Разрез его представлен тонкодифференцированной «толщей» перидотитов, пироксенитов, габбро, габброноритов и их оливиновыми разностями. Породы содержат бедную сульфидную вкрапленностью – пирротин, пирит, единично – пентландит (Пустовойтов, 2000). Перспективы его на обнаружение медно-никелевого оруденения невысоки, что пока и подтверждают данные бурения, хотя приподошвенная часть массива, где ожидается богатое оруденение, еще не вскрыта. Максимальное содержание никеля по данным – 0,11–0,16 %, меди – до 0,05 %. В габброидах с убогой сульфидной минерализацией как с поверхности (ГДП-200), так и по данным бурения (Пустовойтов, 2000) зафиксированы повышенные содержания МПГ – до 1,68 г/т (суммарная мощность минерализованной зоны – около 150 м). Учитывая слабую изученность массивов каскамского комплекса, можно предполагать в них наличие комплексного медь-никель-платинометалльного оруденения.

Выделяемая Солозеро-Аностундровская минерагеническая (САМЗ) рассматривается нами как наиболее перспективная часть площади. САМЗ пространственно охватывает комплекс дифференцированных гипербазитов–базитов–диоритов солозеро-аностундровского комплекса. В пределах САМЗ выделен прогнозируемый Солозерский рудный район (СРР), перспективы которого связываются с сульфидным медь-никель-благороднометалльным оруденением в мафит-ультрамафитах солозерского типа. Кроме того, в массивах солозерского типа установлены проявления хромитовых руд и колчеданно-полиметаллическое комплексное оруденение с повышенными содержаниями золота и серебра [39]. СРР расположена в юго-восточной части листа, протягиваясь на несколько десятков километров в широтном направлении – от губы Куниш до р. Шовна (включая массивы Солозеро, Ечозеро, Курбыш). В ее пределах по данным предшествующих работ предполагалось наличие не менее 15 массивов ультраосновных–основных пород, четыре из которых (проявления Пауст 1, 2, 3) были изучены бурением и во всех выявлена сульфидная минерализация [39, 82, 83]. Кроме того, на площади СРР выявлено несколько пунктов минерализации никеля и меди, часть которых сопровождается повышенными содержаниями хрома, золота, ЭПГ, полиметаллов, а также геохимические ореолы и геофизические аномалии. Породы содержат вкрапленную и просечково-вкрапленную сульфидную минерализацию (пентландит, виоларит, пирротин, пирит, халькопирит) с содержанием никеля – от 0,3–0,4 до 1,0–1,2 %, содержание меди везде низкое – от 0,15 до 1,04 %.

Авторская позиция генезиса и структуры солозеро-аностундровского комплекса (как единой расслоенной двухфазной интрузии перидотитов–пироксенитов–габбро–норитов–диоритов и выделенных ранее в ее составе по комплексу геолого-геофизических данных многочисленных массивов дифференцированных пород, являющихся не иначе как разбудинированными и разобщенными частями бывшей некогда единой интрузии мафитов-ультрамафитов первой фазы комплекса) позволяет по-новому оценить промышленный потенциал площади развития пород комплекса.

Отсутствие реальных промышленных запасов никеля в пределах СРР и ее недостаточная изученность предопределяют использование для ее оценки в качестве аналогов несколько геологических моделей известных уже месторождений медно-никелевых руд. Наиболее близкой по геолого-структурному положению является модель месторождения Войзи-Бей (Канада), рудные залежи которой, кроме приповерхностной зоны, представляют собой слепые тела, перекрытые безрудными интрузивными породами со слабо выраженными геофизическими и геохимическими параметрами. Потенциал месторождения оценивается в 150 млн т руды с содержанием никеля – 1,9 %, меди – 1,1 %. Среднее содержание никеля в богатых рудах – 1,36–2,83 %. Кроме того, для промышленной оценки СРР возможно использование в качестве аналога продуктивность массивов карикъяврского и мончегорского типов, как формационно наиболее близких. Основанием для этого служит наличие в пределах площади СРР как гипербазитовых интрузий (мончегорский, федорово-панский комплексы), так и тел лерцолит-габброноритгаббрового (карикъяврский комплекс) состава. В связи с этим в СРР можно ожидать наличие 5–6 расслоенных тел мафит-ультрамафитовов с сульфидным медно-никелевым оруденением, параметры и ресурсы которых соответствуют проявлению Карикъявр – не менее 100 тыс. т никеля каждая. Совокупность этих позиций позволяет предполагать выявление аналогичного оруденения в пределах Солозерского рудного района, ресурсы категории P_3 которого составят 300 тыс. т никеля. В связи с этим в пределах зоны можно рекомендовать постановку специализированных поисковых работ масштаба 1 : 25 000, а наиболее перспективных участках – 1 : 10 000.

Площадь СРР имеет большой поисковый интерес и с точки зрения благороднометалльного оруденения. Учитывая формационную принадлежность массивов солозеро-анистундровского комплекса и выявленные в пределах проявления Пауст повышенные содержания МПГ позволяют считать породы комплекса потенциально платиноносными. Аналогами могут для оценки могут служить как интрузии мончегорского или федоровско-панского районов, так и карикъяврского комплекса. Исходя из уровня современных данных, пока можно говорить лишь о минерагеническом потенциале СРР, который предположительно составит не менее 100 т МПГ.

Наряду с проявлением меди и никеля в массивах Солозерского участка [39] установлены проявления хромитовых руд и колчеданно-полиметаллическое оруденение с повышенными содержаниями золота, серебра и платиноидов. Мощность изученного фрагмента – 17 м. По геофизическим данным и геохимическим аномалиям параметры зоны составляют до 16 км по простиранию при ширине около 2 км. Минерагенические ресурсы зоны полиметаллического колчеданного оруденения оцениваются 685,4 тыс. т по цинку, 154,2 тыс. т по свинцу, 1,2 тыс. т по серебру [39]. Аналогичные медно-свинцово-цинковые месторождения известны на сопредельных территориях в Швеции (район Шеллефтео), Финляндии (месторождение Айяла). Проявления подобного типа широко развиты и в обрамлении Печенгской структуры и в Аллареченском районе, однако должного внимания этим проявлениям до сих пор не уделялось. Учитывая слабую изученность площади на эти нетрадиционные виды полезных ископаемых, как для данной территории, так и для Мурманской области в целом и установление прямых поисковых признаков благороднометалльного, хромитового и полиметаллического оруденения, позволяет положительно оценить перспективы СРР на поиски этих видов сырья, но при условии комплексного подхода к проведению поисковых работ.

Территория ЮПМЗ является перспективной на медно-колчеданные руды халькопиритового и халькопирит-сфалеритового минеральных типов. Общий металлогенический потенциал ЮПМЗ по оценке [25] составляет 2 400 тыс. т меди и 600 тыс. т цинка, в том числе Печенгской зоны – 1 400 тыс. т меди и 600 тыс. т цинка, Каскамско-Шуонинской зоны – 1 000 тыс. т меди до глубины 300 м.

Перспективы Южно-Печенгская зоны связаны также с золоторудной минерализацией. Выявленные на площади ЮПМЗ проявления золота (Брагино, Северное, Южное, Валесшиэти) и пункты минерализации отнесены к золото-кварцевой малосульфидной и колчеданной золото-сульфидной формациям. Они локализованы в контрастно слоистых вулканогенно-осадочных образованиях пороярвинской серии, контролируются северо-восточными разломами. Повышенные значения золота приурочены к метасоматическим кварцитам, зонам окварцевания, реже – кварцевым жилам, окруженных зонами березитизации, а также связаны с зонами богатого колчеданного оруденения в вулканогенно-осадочных породах. Содержание сульфидов в метасоматитах и кварцевых жилах обычно не более 3–5 %, Au – до 3 г/т [63], по последним данным – до 4,5 г/т (рабочие материалы поисковых работ Л. В. Вороняева, 2002), в колчеданных рудах с содержанием пирита и пирротина от 20–30 до 80–90 %, Au – до 0,67 г/т [78]. Генетически рудообразование может быть связано с интрузиями диорит-плагиогранитной формации (Шуонинский, Каскельский массивы), плагиопорфиритами порьиташского субвулканического комплекса, их мелкими сателлитами, малыми телами, жилами брагинских гранит-порфиров, сиенит-порфиров. Не исключена парагенетическая связь оруденения с долгоживущими глубинными зонами рассланцевания северо-западного простирания, вне связи с магматизмом. Примерами эталонных месторождений малосульфидной золото-кварцевой формации является Аристон (Западная Африка), месторождения вулканогенно-осадочного пояса Куусамо в Финляндии (Au – 0,4–8 г/т); для колчеданной золото-сульфидной формации – месторождения рудного пояса Шелефтео (Швеция) – Болиден (около 100 рудных тел, Au – 16,7 г/т, запасы – 173 т, Cu – 0,52 %, Ag – 12,8 г/т), Акулла, Кансберг, Лангселе и др. (Au – 0,7–3 г/т, Ag – 12–154 г/т, Pb – 2,13 %, Zn – 2,7–6,5 %, Cu – 0,18–0,89 %, запасы Au – 62,5 т).

На площади ЮПМЗ до настоящего времени остались практически не изученными ряд выявленных пунктов с повышенными содержаниями золота, относящихся к золото-углеродистой, медно-колчеданной и золото-лиственитовой рудным формациям. Прогнозный потенциал золото-углеродистой формации обусловлен широким развитием углеродсодержащих пород в разрезе каллояурской, брагинской толщ, содержащих прожилково-вкрапленное сульфидное оруденение с повышенными значениями Au – 0,1–0,6 г/т, Cu – до 0,15 %, Ag – до 3 г/т, Zn – 0,15 %, Pb – 0,3 %, минерализацией арсенопирита. Сульфидно-углеродистые зоны хорошо фиксируются геофизическими методами. Генезис месторождений, связанных с золото-углеродистыми рудными формациями, – стратиформно-метаморфогенный. Месторождения подобного типа известны в Эфиопии – Лега Демби (Au – 6–11 г/т); России – уникальное по запасам платино-золоторудное месторождение Сухой Лог и группа Падминских месторождений (Карелия). По-

тенциал медно-колчеданной золотоносной формация обусловлен широким развитием вулканогенных толщ базальтового состава, к которым приурочены пункты минерализации меди или меди с золотом и серебром (Au – 0,1–0,37 г/т, Cu – 0,1–1,13 %, до 6,6 %, Ag – до 10 г/т). Генетически это возможно связано с интрузиями диоритов-плагиогранитов каскельяврского комплекса. Эталонный пример месторождения – Опемиска (Канада) со средним содержанием Au – 1,58 г/т, запасы Au – 20 т. Золото-лиственитовая формация представлена зонами малосульфидной вкрапленной минерализации, приуроченными к лиственизированным базит-гипербазитовым вулканитам пороярвинской серии. Содержание золота в измененных гипербазитах – 0,2–2 г/т. Месторождения золото-лиственитовой формации известны в поясе Киттеля (Финляндия) – Пахтаваара, Колвасеро и др. (Au – 7 г/т).

Таким образом, перспективы ЮПМЗ на поиски золота довольно высоки. Наиболее перспективной является Брагинское рудное поле, в пределах которого в настоящее время ведутся специализированные поиски золоторудных объектов. Опираясь на параметры выявленных в пределах этого поля рудоносных зон, суммарная протяженность которых предположительно составит 3 500 м, средняя мощность оруденения – 20 м, глубина изучения – до 100 м, среднее содержание Au – 4,5 г/т, коэффициент рудоносности – 0,6, прогнозные ресурсы категории P_3 составят около 30 т с учетом понижающего коэффициента – 0,5. Учитывая наличие на площади ЮПРР ряда недоизученных золоторудных объектов различной формационной принадлежности, протяженных геофизических аномалий, связанных с проявлениями золота, ресурсы всей зоны можно оценить в 100 т золота по аналогии с уже известными месторождениями. Проведенная ранее прогнозная оценка ЮПРР (фрагмента в пределах листа) составила 30 т золота до глубины 300 м по данным В. И. Безрукова [25] и 16 т золота до глубины 200 м – по данным переоценки прогнозных ресурсов Мурманской области [28].

Отложения водно-ледникового ряда перспективны на выявления песков и песчано-гравийного материала. Песчано-гравийный материал, сосредоточенный в морене, отличается повышенным содержанием глинистых частиц. Запасы не ограничены. Прогнозные запасы, сосредоточенные в восточной части листа, составляют по категории P_1 – 2 206 тыс. $м^3$, по категории P_2 – 1 001 тыс. $м^3$.

ГИДРОГЕОЛОГИЯ

Территория листа R-36-XXV,XXVI принадлежит Балтийскому гидрогеологическому массиву, сложенному докембрийскими метаморфическими, метаморфизованными осадочно-вулканогенными и интрузивными образованиями, перекрытыми практически сплошным чехлом четвертичных отложений.

По климатическим условиям формирования подземных вод площадь относится к зоне избыточного увлажнения. Среднегодовое количество осадков составляет 500–750 мм. Наибольшее количество осадков выпадает в летне-осенний период.

Гидрогеологическая сеть района весьма густая и принадлежит бассейнам рек Тулома, Шуонийоки, Печенга, Титовка, Зап. Лица. Общий поверхностный сток осуществляется в северном направлении бассейна Баренцева моря. Большинство водотоков постояннодействующие. По своему режиму реки района относятся к типу рек с озерным питанием и характеризуются сравнительно небольшим колебанием уровней – до 3 м. Среднегодовой расход воды в реках колеблется от 19,2 до 27,2 м/с. С годичным уровненным режимом рек связаны характер колебания уровня подземных вод. Минимальные уровни приходятся на март–апрель, максимальные – на июнь–сентябрь. Годовая амплитуда колебаний уровней подземных вод изменяется на равнинных участках до 0,5–1,5 м, в гористой местности – до 20 м и более.

Глубина залегания подземных вод от поверхности земли незначительная и зависит от гипсометрического положения отдельных участков. На большей части территории, в пределах площади развития холмистой моренной равнины, уровни подземных вод составляют 0,0–8,0 м, в условиях горного рельефа – 0,0–20,0 м и более. Питание подземных вод происходит преимущественно путем инфильтрации атмосферных осадков, а также за счет фильтрации поверхностных вод. Разгрузка подземных вод осуществляется по долинам рек, озер и в болота.

В соответствии с геологическим строением, в пределах района выделяются две водоносные системы: четвертичная (порово-пластовые воды) и зоны трещиноватости кристаллических пород (трещинные, трещинно-жильные, трещинно-пластовые воды).

Водоносная зона четвертичных отложений представлена водоносными горизонтами ледниковых, озерно-ледниковых, флювиогляциальных, аллювиальных, морских, элювиально-делювиальных и болотных отложений, имеющих неоднородный литологический состав, невыдержанную мощность от 1,0 до 35,0 м и более. Гранулометрический состав четвертичных отложений определяет основные фильтрационные свойства водоносных горизонтов. Наименьшей водообильностью характеризуются широко распространенные на площади ледниковые отложения (валунные супеси с большим количеством глинистых частиц) с дебитами источников 0,05–0,8 л/с. Развитые ограниченно по долинам крупных рек (Печенга, Титовка, Зап. Лица, Аннама) аллювиальные и водно-ледниковые отложения (разнозернистые промытые пески, гравелистые пески, галечники) отличаются высокой водообильностью с дебитами источников до 2,6 л/с. Коэффициенты фильтрации рыхлых отложений варьирует от 0,5 до 1,5 м/сут. Воды, как правило, безнапорные.

Водопроницаемость водоносных зон кристаллических пород характеризуется крайней неравномерностью и обусловлена степенью трещиноватости пород. Основные пути циркуляции подземных вод определяются широким развитием в коренных породах трещин отдельности, зон смятия, брекчирования и разломов различного типа.

Водоносный горизонт верхней трещиноватой зоны коренных пород развит до глубины 70 м и имеет повсеместное распространение. Водоносность этого горизонта незначительна: дебиты скважин составляют 0,01–0,25 л/с, редко – до 0,7 л/с. Коэффициент фильтрации – 0,05–0,6 м/сут, достигая 1,0–1,33 м/сут для верхней зоны выветривания (до глубины 3–7 м), обладающей повышенной степенью трещиноватости. На Аллареченском месторождении разведочными скважинами были встречены напорные трещинные воды на глубине от нескольких метров до десятков метров с дебитом 0,09–0,13 л/с.

В зависимости от особенностей проявления разрывной тектоники формируются подземные воды трещинно-жильного и трещинно-пластового типа, имеющие локальное распространение.

Трещинно-жильные воды приурочены к вертикальным или наклонным тектоническим трещинам преимущественно северо-западного и северо-восточного направления глубиной 100–250 м. Мощная тектоническая зона северо-восточного направления в микроклиновых гранитах нижнего протерозоя, фиксируемая многочисленными источниками в бассейне р. Зап. Лица, характеризуется высокой водообильностью (дебиты источников – от 0,1 до 8,0 л/с). Восходящие источники связаны также с крупными тектоническими разломами, ограничивающими блоковую структуру Печенгского синклинория.

На северо-западе площади, в пределах развития осадочно-вулканогенных пород печенгской серии, развиты трещинно-пластовые воды, приуроченные к межпластовым трещинам с глубиной проникновения 100–200 м, в единичных случаях – 600 м. На северо-восточном крыле Печенгского синклинория (севернее изучаемой площади) крупный межпластовый выход подземных вод, дающий начало р. Колосйоки, имеет дебит около 100 л/с.

Подземные воды, циркулирующие по трещинам на различных уровнях, имеют гидравлическую связь и представляют собой единый водоносный горизонт, как правило, со свободной поверхностью, реже обладают напором, дренируются в долинах рек и местами выходят на дневную поверхность в виде родников.

Природные воды района по химическому составу относятся к гидрокарбонатным натриево-кальциевым, иногда (на северо-западе площади) с повышенными содержаниями сульфат-иона и магния. Воды ультрапресные, пресные, слабоминерализованные. Общая минерализация колеблется от 19 до 51 мг/л, редко – до 134 мг/л; pH=5,1–7,0. По данным анализов содержание урана в воде менее $1{,}3 \cdot 10^{-6}$ г/л. Болотные воды содержат большое количество гуминовых веществ.

Район экономически слабо освоен. Для водоснабжения пос. Приречного используются поверхностные воды.

ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

Площадь листа R-36-XXV,XXVI находится в пределах бореальной зоны с умеренно холодным гумидным климатом и характеризуется разнообразными ландшафтно-геологическими условиями, которые образуют 5 природных ландшафтных комплексов и один – техногенный, основные характеристики которых даны на эколого-геологической схеме.

Каждое ландшафтное подразделение, выделенное на данной площади, характеризуется своей геохимической и геодинамической устойчивостью (см. схему геохимической и геодинамической устойчивости ландшафтов). Горные ландшафты (25 % площади) характеризуются устойчивостью природных комплексов к химическому загрязнению и средней устойчивостью к физико-механическим воздействиям. Природно-техногенный ландшафт (5 % площади) отмечается средней степенью устойчивости геохимических и геодинамических потенциалов. Равнинные ландшафты (60 % площади) характеризуются устойчивым геодинамическим потенциалом при средней устойчивости геохимического потенциала. Аккумулятивные морские равнины (10 %) отмечаются малой степенью устойчивости к химическому загрязнению.

Экзогенные геологические процессы, обусловленные природными факторами, развиты слабо и в ландшафтах практически не отражаются. Наиболее заметными являются эрозионные процессы в юго-восточной части листа, выраженные в виде абразивных уступов на морских террасах.

Основным техногенным объектом, негативно влияющим на природную среду, является комбинат «Печенганикель», расположенный в 4 км к северу от рамки листа и характеризующийся значительными выбросами в атмосферу двуокиси серы, пыли, соединений никеля и меди. Из других объектов, оказывающих заметное влияние на состояние окружающей среды, следует отметить участки ранее проведенных лесозаготовительных, геологоразведочных и ныне проводимых сельскохозяйственных работ в районе озер Шуонияур–Светлое и Верхнетуломского водохранилища, а также комплекс бывшего военного аэродрома в районе станции Титовка. Транспортная сеть района представлена железной дорогой Мурманск–Печенга, автомобильной дорогой Верхнетуломский–Госграница, от 101 км дороги Мурманск–Госграница до пос. Приречный, грунтовыми дорогами пос. Приречный–пос. Никель и отрезком военной дороги пос. Печенга–Мурманск (серная часть площади).

Степень химического загрязнения компонентов природной среды оценивалась по данным эколого-геохимического картирования масштаба 1 : 1 000 000 [62] и составленного на их основе «Эколого-геохимического атласа центральной части Баренц региона масштаба 1 : 3 300 000». В качестве основных оценочных параметров состояния поверхностных экосистем были использованы результаты опробования почв (эколого-геологическая схема). При выделении геохимических аномалий учитывались следующие факторы: количество выпадений, скорость накопления и контрастность элементов-загрязнителей, а также их принадлежность к различным классам опасности, разработанным для природных сред. По этим критериям были выбраны 2 элемента-токсиканта – Ni, Cu, которые наиболее полно и объективно отражают характер и масштабы техногенного загрязнения окружающей среды данной территории. При оценке степени опасности геохимических аномалий были использованы значения предельно допустимых концентраций никеля и меди в почве (ПДК для подвижных форм)[*]. На площади листа загрязнение окружающей среды оценивались по 2 градациям. Загрязнение почв (растительная подстилка, горизонт Ао) тяжелыми металлами (Ni, Cu) умеренно опасного уровня (8–16 ПДК) наблюдается в северной части листа, до озер Костровское, Островское и Ансемъяуре и обусловлено аэротехногенными выбросами комбината «Печенганикель». Ореол загрязнения почв низкого уровня (до 8 ПДК) захватывает пос. Приречный, протягиваясь на восток до

[*] Методические указания по оценке степени опасности загрязнения почвы химическими веществами. – М.: Минздрав СССР, 1987.

оз. Одежъявр, далее до оз. Килмыкъявр и затем уходит вдоль р. Лебяжка на север, за границу площади.

Радиоэкологическая обстановка в пределах данного листа, оцененная по существующим нормативам, соответствует нормальной.

Оценка степени эколого-геологической опасности площади проведена с учетом уровня химического загрязнения геологической среды и степени механической, физико-механической или физической нарушенности природных ландшафтов. Так как экзогенные геологические процессы на данной площади проявлены незначительно, то основным показателем оценки состояния геологической среды является степень химического загрязнения ее природных компонентов вредными веществами. По степени эколого-геологической опасности на территории выделяется 3 зоны. Зона с напряженной эколого-геологической обстановкой приурочена к центральному фрагменту северной части листа и занимает около 9 % площади. Содержание никеля в горизонте Ао превышает ПДК в 16 раз. Зона удовлетворительного состояния окружающей среды занимает северо-западную, северо-восточную и часть центральной части площади (37 %), отделяя территории с напряженной и благоприятной обстановками. Вся остальная часть территории (54 %) представляет собой зону с благоприятной экологической обстановкой (содержание загрязняющих веществ в различных компонентах природной среды не превышает 8 ПДК). Таким образом, центральный фрагмент северной части территории оказывается наиболее загрязненным участком площади листа и представляет собой зону напряженного состояния отдельных компонентов геологической среды, в то время как юго-западная, юго-восточная и южная части практически не подвержены химическому загрязнению.

К площадям с ограничениями и особыми условиями хозяйственной деятельности отнесены участки интенсивного нарушения почвенно-растительного покрова в результате лесозаготовительных, геологоразведочных, сельскохозяйственных работ на северо-западе и юге территории и нерестовые участки рек Печенга и Лебяжка.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

За прошедшее сорокалетие с момента издания Госгеолкарты-200 первого поколения листа R-36-XXV,XXVI накоплены дополнительные материалы – визуальные и дистанционные, а главное – опыт комплексной интерпретации их. Результаты обработки, обобщения и анализа всех имеющихся материалов – геологических, геофизических, геохимических и геохронологических – сводятся к следующему: образования кольской серии переведены в разряд метаморфического комплекса; стратификация меланжированных образований Южно-Печенгской подзоны основывается на геохимических и геохронологических данных с учетом современного геодинамического подхода; толще неопределенного статуса тюльпвыд-кеулик в обрамлении куполов Шуони и Каскель придано четкое положение, стратиграфически согласное с вышезалегающими метаосадочными образованиями тальинской толщи; обосновано выделение, объемы и последовательность формирования калевийских коллизионных габбро-диорит-плагиогранитовых комплексов каскамского и каскельяврского; расчленение и картографирование метаморфических и ультраметаморфических комплексов Лапландской зоны гранулитов обосновано петрологически и геохронологически; сделана попытка классификации метасоматитов Южно-Печенгской зоны; сделана попытка ранжирования тектонических зон и их границ по комплексу вещественных и структурных признаков. Наиболее важным представляется выделение крупной расслоенной Солозеро-Анистундровской интрузии одноименного комплекса сумийского возраста.

В процессе доизучения четвертичных отложений были расчленены до субгенов по литологическим и геоморфологическим особенностям и с учетом общих достижений ледниковой теории [19] отложения ледникового ряда. Это позволило впервые для данной территории построить палеогляциологическую схему, воссоздать динамические особенности последнего оледенения и последовательность формирования ледниковых отложений и коррелятных им форм рельефа. Для этой территории впервые дана детальная палинологическая характеристика средней и верхней частей голоцена.

Информация о полезных ископаемых, поиски которых в районе продолжались все эти годы, систематизирована и сведена на карте полезных ископаемых. Металлогенический потенциал площади связывается платинометалльным и сульфидным медно-никелевым оруденением в породах карикъяврского и солозеро-анистундровского комплексов, а также с базитами каскамского комплекса (Руоссельский массив).

В процессе картосоставительских работ выяснилось, что ряд вопросов остался нерешенным в силу ограниченности возможностей применяемых методик, рамок проекта и времени. Неразработанными для всего Кольского региона в целом или его западной части остаются: вопрос понятийной границы метаморфических и ультраметаморфических комплексов, занимающих 70 % исследованной территории; вопрос первичной расслоенности, магматической и (или) метаморфической, и возраста субстратных комплексов Лапландской гранулитовой зоны – сальнотундровского и ловнозерского, а также вопрос наличия первично осадочных образований в этой зоне, их возраста и отношения к метаморфизму и ультраметаморфизму калевийского времени. Эти вопросы можно решать только в комплексе с материалами более обширной территории и в рамках специализированных тематических исследований и разработок.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Опубликованная

1. *Аведисян А. А.* Литолого-геохимические особенности метаосадочных образований южной структурно-фациальной зоны Печенги (Кольский полуостров) // В сб.: Углеродсодержащие формации в геологической истории. Тез. докл. Междунар. симп. – Петрозаводск, 1998. С. 17.

2. *Анзель В. В., Ремизова А. М.* Новые данные о тектонике Печенгской структуры // В кн.: Никеленосность базитов-гипербазитов Карело-Кольского региона. – Апатиты: Изд-во КолФАН, 1988.

3. Атлас Мурманской области / Гл. ред. А. Г. Дуров (НИГЭИ ЛГУ). – М.: Главное управление геодезии и картографии при Совете министров СССР, 1971. 39 с.

4. *Баянова Т. Б., Скуфьин П. К., Смолькин В. Ф.* U-Pb возраст плагиогранитов южного обрамления Печенгской структуры (Кольский полуостров) // В сб.: Рифтогенез, магматизм, металлогения докембрия. Корреляция геологических комплексов Фенноскандии. – Петрозаводск, 1999.

5. *Бекасова Н. Б.* Литолого-фациальное расчленение продуктивной толщи рудного поля Печенги // Стратиграфические подразделения докембрия и их корреляция. – Апатиты: Изд-во Кол ФАН, 1978. 113–122 с.

6. *Голубев А. И., Ахмедов А. М., Галдобина Л. П.* Геохимия черносланцевых комплексов нижнего протерозоя Карело-Кольского региона. – Л.: Наука, 1983. 193 с.

7. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000. Новая серия. Лист R-(35)-37 – Мурманск / Ред. Лопатин Б. Г., Петров Б. В., Ремизова А. М., Шлайфштейн Б. А.). – СПб, 1998, 2000.

8. *Козлов Е. К.* Основные породы Ловноозера и их рудоносность // В сб.: Основные и ультраосновные породы Кольского полуострова и их металлогения. – Апатиты: Изд-во КолФАН СССР, 1975. С. 15–22.

9. Кольская сверхглубокая. Исследования глубинного строения континентальной коры с помощью бурения Кольской сверхглубокой скважины / Гл. ред. Е. А. Козловский. – М.: Недра, 1984. 490 с.

10. Магматизм, седиментогенез и геодинамика Печенгской палеорифтогенной структуры / Смолькин В. Ф., Митрофанов Ф. П., Аведисян А. А. и др. – Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 1995. 254 с.

11. Магматические формации докембрия северо-восточной части Балтийского щита / Батиева И. Д., Бельков И. В., Ветрин В. Р. и др. – Л.: Наука, 1985. 176 с.

12. Методика изученных гидротермально-метасоматических образований / Плющев Е. В., Ушаков О. П., Шатов В. В. и др. – Л.: Наука, 1981. 262 с.

13. *Никонов А. А.* Развитие рельефа и палеогеография антропогена на западе Кольского полуострова. – Л.: Наука, 1964. 182 с.

14. Новые данные по геохронологии и геохимии изотопов докембрия Кольского полуострова. Ч. 1, 2 / Ред. Митрофанов Ф. П., Балашов Ю. А. – Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 1990. Ч. 1, 35 с.; ч. 2, 33 с.

15. *Поляк Э. А.* Геологическое строение Печенгской структурной зоны // В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. – Л.: Наука, 1968. С. 111–119.

16. *Прияткина Л. А., Шарков Е. В.* Геология Лапландского глубинного разлома (Балтийский щит). – Л.: Наука, 1979. 126 с.

17. Проблемы глубинного петрогенезиса и возраста пород Кольской сверхглубокой скважины // В кн.: Изотопная геохронология докембрия / Дук Г. Г., Кольцова Т. В., Бибикова Е. В. и др. – Л.: Наука, 1989. С. 72–86.

18. *Спиров В. Н.* Базит-гипербазиты района гранулитовой серии и их металлоносность // В кн.: Основные и ультраосновные породы Кольского полуострова и их металлогения. – Апатиты: Изд-во КолФАН СССР, 1975. С. 23–39.

19. Тезисы 1 Международного Баренцевоморского симпозиума 21–24 октября 1993 г. – Киркенес. Норвегия.

20. Фации метаморфизма восточной части Балтийского щита / Беляев О. А., Бушмин С. А., Володичев В. И. и др. – Л.: Наука, 1990. 144 с.

21. *Шер С. Д.* Металлогения золота. – М.: Недра, 1974. 256 с.

22. *Balashov Yu. A., Mitrofanov F. P., Balagansky V. V.* New geochronological data on Archean rocks of the Kola Peninsula. Correlation of the Kola-Karelian Region and Finland. – Apatity: Kola Science of the Russian Academy of Sciences, 1992. P. 13–34.

23. Isotopic data (U-Pb, Rb-Sr, Pb-Pb, Sm-Nd) of mafic granulites from Finish Lapland / Bernard-Griffithes I., Peucat J. J. Postaire e.a. – Precambrian Res., 1984, vol. 23. P. 325–348.

Фондовая

24. *Баранова Ю. П., Бискэ С. Ф.* Отчет геолого-морфологического отряда поисково-разведочной партии № 40 о съемочных работах в бассейне р. Печенга в 1948 г. Т. 1, 2. – ФГУ Мурманский ТФГИ, 1949.

25. *Безруков В. И.* Отчет о результатах тематических работ по оценке перспективности 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 в 1993–1998 гг. Т. 1–3. – ФГУ Мурманский ТФГИ, 1998.

26. *Беляев К. Д.* Отчет Верхне-Печенгской партии о работах, проведенных в районе водораздела рек Печенга, Шуонийоки, Титовка, Лотта (Печенгский район Мурманской области). Т. 1–4. – ФГУ Мурманский ТФГИ, 1958.

27. *Беляева Т. В*. Отчет о результатах поисков месторождений песков, пригодных для флюсов в районе пос. Никель Мурманской области в 1978–1979 гг. Т. 1–6. – ФГУ Мурманский ТФГИ, 1979.

28. *Бичук А. И., Афанасьев Б. В. Даин А. Д. и др*. Переоценка прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых Мурманской области по состоянию на 01.01.1998 г. Т. 1–4. – ФГУ Мурманский ТФГИ, 1998.

29. *Богачев В. А., Карасев В. И.* Оценка потенциальных возможностей развития сырьевой базы цветных камней по территории СЗ РФ. Т. 1–3. – ФГУ Мурманский ТФГИ, 1993.

30. *Большаков А. Н.* Отчет о результатах поисковых работ на медно-никелевые руды в расслоенных габброидных массивах луостарского типа на участке Печенга–Титовка, проведенных в 1993–1997 гг. Т. 1–5. – Фонды Печенгской КГРЭ, 2000.

31. *Буевич Е. И.* Отчет о результатах поисковых геолого-геофизических работ на никель, проведенных Аллареченской ГРП в районе юго-западного обрамления Печенгского синклинория (уч. Шуорт-Тундра) в 1972–1974 гг. Т. 1–3. 1974.

32. *Горелов В. А., Беляев Е. П., Динкевич Л. С. и др.* Сводный отчет Аллареченской партии по детальным поисковым работам на никель в Аллареченском рудном районе за 1958–1964 гг. (Печенгский район Мурманской области). Т. 1–10. – ФГУ Мурманский ТФГИ, 1965.

33. *Громов Ю. А., Шкрабо И. В., Дундо Г. П. и др.* Отчет о поисковых работах Северной партии № 17 в пределах Западно-Лицевской структурной зоны Кольского полуострова за 1973–1976 гг. Т. 1–3. – ФГУ Мурманский ТФГИ, 1977.

34. *Дубягин В. П.* Отчет о проведении геофизических и геохимических поисков медно-никелевых руд в восточном обрамлении Печенгской структуры в масштабе 1 : 50 000 за 1982–1985 гг. Т. 1–9. – ФГУ Мурманский ТФГИ, 1985.

35. *Дюков С. А.* Отчет о поисково-съемочных работах масштаба 1 : 50 000 на молибден, проведенных Урдозерской партией в Полярном районе Мурманской области в 1955 г. Т. 1–9. – ФГУ Мурманский ТФГИ, 1956.

36. *Житников В. А*. Отчет геологосъемочной партии о результатах геолого-минералогического картирования масштаба 1 : 500 000 Кольского полуострова и Северной Карелии на никель. Т. 1–6. – ФГУ Мурманский ТФГИ, 1992.

37. *Зайковский А. Н. и др.* Отчет о результатах поисковых работ Аллареченской ГРП в бассейне рек Аннама и Поло в 1963–1964 гг. Т. 1–4. – ФГУ Мурманский ТФГИ, 1965.

38. *Иванова Л. И., Сивяков Н. М.* Отчет о результатах геологосъемочных работ, выполненные Южно-Печенгской геологосъемочной партией в Печенгском районе. Т. 1–8. – ФГУ Мурманский ТФГИ, 1954.

39. *Иванченко В. И.* Отчет о результатах поисков медно-никелевых руд на Солозерском участке за 1986–1989 гг. Т. 1–6. – ФГУ Мурманский ТФГИ, 1989.

40. Кадастр месторождений и проявлений минеральных и минерализованных вод и минеральных (лечебных) грязей по состоянию на 01.01.1967 г. (Мурманская область). Т. 1. – ФГУ Мурманский ТФГИ, 1967.

41. Кадастр месторождений и проявлений полудрагоценных и поделочных камней на территории Мурманской области по состоянию на 01.01.1968 г. Т. 1–4. – ФГУ Мурманский ТФГИ, 1968.

42. *Карпинская Н. В.* Отчет Верхне-Титовской партии о геологосъемочных и поисково-разведочных работах на слюду-мусковит в Полярном и Печенгском районах за 1954 г.Т. 1–11. – ФГУ Мурманский ТФГИ, 1955.

43. *Квашнин В. К., Гольдберг Ю. И.* Отчет Печенгской ГРП о результатах поисков медно-никелевых руд в пределах Аннамской структуры, Вешяурской зоны смятия и ее окрестностей за 1973–1974 гг. Т. 1–4. – ФГУ Мурманский ТФГИ, 1975.

44. *Кобылянский Ю. Г., Турылева Л. В.* Геолого-геофизическое моделирование и локализация медно-никелевых рудных полей в Печенгско-Аллареченском районе и уточнение прогнозно-металлогенической карты масштаба 1 : 50 000 на никель Карело-Кольского региона. Т. 1–6. – ФГУ Мурманский ТФГИ, 1987.

45. *Колесников Г. П.* Отчет о результатах поисковых работ на никель, проведенных на восточном крыле Печенгского синклинория Печенгской, Луоттинской, Восточно-Печенгской поисковыми и Центрально-Печенгской структурно-поисковой партиями в 1966–1972 гг. Т. 1–4. – ФГУ Мурманский ТФГИ, 1972.

46. *Колесников Г. П.* Отчет о результатах производственных и научно-исследовательских работ по оценке перспектив никеленосных глубоких горизонтов Печенгского рудного поля на основе объемной модели масштаба 1 : 10 000, проведенных в 1977–1980 гг. Т. 1–6. – ФГУ Мурманский ТФГИ, 1980.

47. *Копытько Б. Г., Буевич В. И. и др.* Отчет о результатах детальных поисково-оценочных работ на сульфидные медно-никелевые руды в восточном обрамлении Печенгской структуры (Верхне-Титовская площадь), выполненных в 1978–1981 гг. Т. 1–6. – ФГУ Мурманский ТФГИ, 1981.

48. *Коровкин В. А*. Отчет по научно-исследовательской работе: Анализ движения прогнозных ресурсов важнейших полезных ископаемых, ведение и пополнение карты прогнозных ресурсов масштаба 1 : 1 000 000 и Банка данных прогнозных ресурсов Северо-Запада РФ. Т. 1–4. – ФГУ Мурманский ТФГИ, 1999.

49. *Куклин Е. И.* Краткая записка о состоянии изученности торфяных залежей Кольского полуострова. Т. 1. – ФГУ Мурманский ТФГИ, 1957.

50. *Кушнер Г. Я., Буевич Е. И.* Отчет о геологических результатах поисков графита на участке Скалистый, проведенных в 1982–1983 гг. (Печенгский район Мурманской области). Т. 1–4. – ФГУ Мурманский ТФГИ, 1983.

51. *Кушнер Г. Я., Буевич Е. И.* Отчет о результатах поисков месторождений графита в Аллареченском районе, проведенных в 1985–1986 гг. (Печенгский район, Мурманской области). Т. 1–4. – ФГУ Мурманский ТФГИ, 1986.

52. *Ларионов В. А., Малышев В. Ф., Захаров В. Х. и др.* Отчет о работах Аллареченской геофизической партии за 1963 г. (Мурманская область) (Западный геофизический трест). Т. 1, 2. – Фонды СЗ ДПР, 1964.

53. *Любавин Л. М.* Отчет об опытно-производственных аэроэлектроразведочных работах по методу вращающегося магнитного поля за 1963–1964 гг. Т. 1. – ФГУ Мурманский ТФГИ, 1965.

54. *Лю-ци-цзин А. С.* Отчет по анализу сырьевой базы строительных материалов Мурманской области. Т. 1–3. – ФГУ Мурманский ТФГИ, 1984.

55. *Минц М. В.* Геологическое доизучение района сверхглубокой скважины на основе дистанционных методов, использования геологических и геофизических материалов о составлении карт масштаба 1 : 200 000 для интерпретации данных, полученных в процессе бурения (1980–1985 гг.). – ФГУ Мурманский ТФГИ, 1985.

56. *Митюгов В. С.* Отчет о результатах подготовки геофизической основы для поисков (опережающие работы) на участке Валлаш (Аллареченский рудный район) за 1988–1992 гг. Т. 1–5. – Фонды ЦКЭ, 1992.

57. *Михайлюк Е. М. и др.* Отчет о геологосъемочных и поисковых работах в Печенгском и Полярном районах Мурманской области в 1952 г. Т. 1–5. – ФГУ Мурманский ТФГИ, 1953.

58. *Мишарин Н. К., Морозов М. А., Богачев М. А.* Информационный отчет о проведении поисковых работ на медно-никелевые руды в зонах развития основного–ультраосновного магматизма Шуортинско-Руннийокской площади в 1993–1999 гг. Т. 1–3. – ФГУ Мурманский ТФГИ, 1999.

59. *Никитичев А. П. и др*. Отчет о результатах геохимических поисков масштаба 1 : 100 000, проведенных в пределах Западно-Кольской гранулитовой формации и ее обрамления за 1978–1982 гг. (Мурманская область). Т. 1–5. – ФГУ Мурманский ТФГИ, 1982.

60. *Никитичев А. П. и др*. Анализ перспектив территории Мурманской области на выявление рентабельности для отработки месторождений медно-никелевых руд. Т. 1–3. – ФГУ Мурманский ТФГИ, 1998.

61. Отчетный баланс запасов песчано-гравийного материала по Мурманской области за 1999 г. Т. 1. – ФГУ Мурманский ТФГИ, 1999.

62. *Павлов В. А.* Отчет о результатах экологического картирования масштаба 1 : 1 000 000 западной части Мурманской области на площади 82 570 км^2 в 1995–1997 гг. Т. 1–3. – ФГУ Мурманский ТФГИ, 1998.

63. *Паничев В. В., Иванченко В. Н., Мокроусов В. А.* Отчет о производстве геологического доизучения масштаба 1 : 50 000 с общими поисками на площади 2 545 км^2 в пределах Печенгской структуры и ее обрамления в пределах листов R-35-96-Г; -108-Б; R-36-85-В, Г; -86-В, Г; -87-В; -97-А, Б; -98-А, Б, В, Г; -99-А, В. Т. 1–16. – ФГУ Мурманский ТФГИ, 1995.

64. *Петрова Т. В.* Отчет о результатах детальных поисков на Карикъяврской рудоносной площади, проведенных в 1982–1986 гг. Т. 1–3. – ФГУ Мурманский ТФГИ, 1986.

65. *Поляк Э. А*. Составление сводной легенды и подготовка к изданию геологической карты масштаба 1 : 50 000 Печенгского горнопромышленного района. Т. 1–4. – ФГУ Мурманский ТФГИ, 1966.

66. *Попов А. С.* Отчет о результатах геологосъемочных работах масштаба 1 : 50 000, проведенных Ечозерской партией 1959 г. Т. 1–4. – ФГУ Мурманский ТФГИ, 1960.

67. *Попова В. А., Макарова Г. В., Шостак З. А.* Отчет о геологосъемочных и поисковых работах в Полярном районе Мурманской области в 1950 г. Т. 1–6. – ФГУ Мурманский ТФГИ, 1951.

68. *Ремизова А. М., Семенова Л. Р.* Отчет по составлению сводной легенды Кольской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Т. 1–3. – ФГУ Мурманский ТФГИ, 1994.

69. *Семенов Е. Н.* Отчет по результатам опережающих геофизических и геохимических работ масштаба 1 : 50 000 на Солозерской площади, проведенных в 1987–1990 гг. Т. 1–5. – ФГУ Мурманский ТФГИ, 1990.

70. *Смирнова И. А., Васильев П. И.* Отчет о результатах работ Западно-Кольской аэроэлектроразведочной партии метода БДК за 1964 г. (Западный геофизический трест). Т. 1–4. – Фонды СЗ ДПР, 1965.

71. *Сотникова М. А. и др*. Отчет о результатах геологосъемочных и поисковых работ масштаба 1 : 50 000, 1 : 10 000 Северо-Кольской и Северо-Печенгской партий за 1969–1972 гг. (Печенгский район Мурманской области). Т. 1–7. – ФГУ Мурманский ТФГИ, 1972.

72. *Спиров В. Н., Губачев Б. В.* Сводный отчет Ловнозерской геологоразведочной партии по детальным поисковым работам на никель в Ловнозерском рудном районе за 1963–1967 гг. Т. 1–6. – ФГУ Мурманский ТФГИ, 1968.

73. *Ступицкий В. Ф.* Отчет Анна-Ярвинской группы партий о результатах геологосъемочных и поисковых работ масштаба 1 : 50 000, проведенных в 1957 г. в бассейнах реки Наутсийоки и озер Хихна-Ярви–Лаукку-Ярви (Печенгский район Мурманской области). Т. 1–8. – ФГУ Мурманский ТФГИ, 1958.

74. *Тельнов В. А., Курылева Н. А.* Отчет Аллареченской партии по поисковым работам на никель, проведенным в 1968–1969 гг. (участок горы Широкая). Т. 1–3. – ФГУ Мурманский ТФГИ, 1969.

75. *Тихонов В. С.* Отчет о поисковых и ревизионных работах на сульфидные медно-никелевые руды, проведенных Аллареченском никеленосном районе в 1981–1984 гг. Т. 1–3. – ФГУ Мурманский ТФГИ, 1984.

76. *Увадьев Л. И., Горелов В. А.* Отчет о результатах геологосъемочных работ масштаба 1 : 50 000, проведенных Кучинтундровской партией в районе тундр Кучин-Матерт–Шульга-айв в 1958 г. Т. 1–6. – ФГУ Мурманский ТФГИ, 1959.

77. *Увадьев Л. И., Горелов В. А.* Отчет о результатах геологосъемочных работ масштаба 1 : 50 000, проведенных Кучинтундровской партией в районе тундр Кучин-Матерт–Шульга-айв в 1959 г. Т. 1–6. – ФГУ Мурманский ТФГИ, 1960.

78. *Филимонов Ю. И., Увадьев Л. И., Загородный В. Г. и др.* Отчет о поисковых работах на никель, проведенных Порьиташской поисковой и Котсельварской структурно-поисковой партиями в 1968–1971 гг. на южном крыле Печенгского синклинория. Т. 1, 2. – ФГУ Мурманский ТФГИ, 1971.

79. *Хазов Р. А., Спиров В. И.* Отчет Хутоярвинской партии о поисково-съемочных работах масштаба 1 : 50 000, проведенных в районе озер Хуто-Яур–Куккес-Яур в 1959 г. (Печенгский район Мурманской области). Т. 1–4. – ФГУ Мурманский ТФГИ, 1960.

80. *Чалых Е. Д., Колпаков Н. И., Спиров В. Н.* Отчет по составлению геолого-структурной и прогнозной карт на никель масштаба 1 : 50 000 Печенгско-Аллареченского района. Т. 1–8. – ФГУ Мурманский ТФГИ, 1976.

81. *Чекушин В. А. и др.* Отчет о результатах комплексных геохимических поисков масштаба 1 : 50 000 в Печенгско-Аллареченском никеленосном районе за 1973–1975 гг. (Печенгкий и Кольский районы Мурманской области). Т. 1–3. – ФГУ Мурманский ТФГИ, 1975.

82. *Чувардинский В. Г.* Отчет о результатах валунных поисков медно-никелевых руд в пределах Аллаакка-ярвинского и Лоттинского блоков, проведенных в 1978–1980 гг. (Печенгский и Кольский районы Мурманской области). Т. 1–3. – ФГУ Мурманский ТФГИ, 1980.

83. *Чувардинский В. Г.* Отчет о результатах валунных поисков в пределах Титовско-Лицевской и Имандра-Варзугской структурных зон, Мончегорском районе и детальных поисков никеленосных массивов на участке Солозерской площади, проведенных в Мурманской области в 1981–1984 гг. Т. 1–6. – ФГУ Мурманский ТФГИ, 1984.

84. *Шац Л. А., Сняткова О. Л.* Отчет о комплексных поисках медно-никелевых в зоне сочленения Сально-тундровского, Аллареченского и Нотозерского блоков. Т. 1–5. – ФГУ Мурманский ТФГИ, 1975.

85. *Шенкман Е. Я., Минц М. М., Колпаков Н. И. и др.* Отчет по геологическому дешифрированию материалов аэро- и космических съемок с комплексом работ по наземной проверке с целью выяснения геологической природы отдешифрированных объектов и их поискового значения и составления глубинной прогнозно-геодинамической карты масштаба 1 : 500 000 Кольского полигона. Т. 1–4. – Фонды МПР (Аэрогеология), 1991.

86. *Шлайфштейн Б. А.* Геологическое строение и полезные ископаемые северо-западной части Кольского полуострова (Отчет Колмозерской геологосъемочной партии о результатах геологического доизучения масштаба 1 : 200 000 северо-западной части Кольского полуострова за 1981–1987 гг. Листы R-35-XXIУ, XXIX, XXX, XXXV, XXXVI; Q-35-VI; R-36-XIX, XX, XXV-XXVIII, XXXI-XXXVI; R-37-XXXI; Q-36-I, III-IV; Q-37-I). Т. 1–8. – ФГУ Мурманский ТФГИ, 1987.

87. *Шляхов В. И.* Отчет о результатах проведения поисков медно-никелевых руд на участках перспективных геофизических и геохимических аномалий в 1976–1978 гг. (Мурманская область). Т. 1–3. – ФГУ Мурманский ТФГИ, 1978.

88. *Юдаков А. Н., Савицкий А. В., Кварацхелия Е. М. и др.* Отчет о результатах комплексных аэрогеофизических работ, проведенных партией № 6 в 1974–1975 гг. в пределах Юовв-Урагубской структурной зоны (Мурманская область) (Невская экспедиция; геологическое задание № 6-4). Т. 1–6. – Фонды СЗ ДПР, 1976.

Список месторождений полезных ископаемых, показанных на карте полезных ископаемых листа R-36-XXV,XXVI Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название месторождения	Тип (К – коренное, Р – россыпное)	№ по списку использованной литературы	Примечание, состояние эксплуатации
МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ					
Цветные металлы					
Никель, медь					
II-1	9	Аллареченское	К	[32]	Отработанное
II-1	11	Восток	К	[32]	Отработанное
НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ					
Драгоценные и поделочные камни					
Яшма					
I-2	5	Ламмас	К	Евсеева Р.П., 1966; Гусев В.В., 1980	Законсервированное
Строительные материалы					
Магматические породы					
Гранит					
II-4	4	Кучозеро	К	Лыгалова Л.В., 1975	Законсервированное

Список месторождений полезных ископаемых, показанных на карте четвертичных образований листа R-36-XXV,XXVI Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название месторождения	Тип (К – коренное, Р – россыпное)	№ по списку использованной литературы	Примечание, состояние эксплуатации
НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ					
Строительные материалы					
Обломочные породы					
Песчано-гравийный материал					
I-1	14	17 км	К	Мурманский ГУПС	Разведано
Песок строительный					
I-1	13	Касэйоки	К	[54]	Разведано
II-1	12	Маунъявр	К	[27]	Разведано
IV-4	7	53 км	К	[54]	Разведано

Список проявлений (П), пунктов минерализации (ПМ) полезных ископаемых, вторичных геохимических ореолов (ВГХО), гидрохимических (ГДХА) и геофизических (ГА) аномалий, показанных на карте полезных ископаемых лист R-36-XXV,XXVI Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого, название проявления, пункта минерализации, ореола и аномалии	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
Черные металлы				
Железо				
I-3	23	Севернее оз. Казъявр	[42]	ПМ. Амфибол-пироксен-магнетитовая порода с содержанием железа: валового - 15,3-33,5%, растворимого - 4,1-22,68%
II-2	21	К востоку от г. Песчаное	[45, 63]	ПМ. Ортоамфиболиты с магнетитом и кварц-амфибол-магнетитовые сланцы в интервалах 202,0-203,6 и 208,0-209,0 м. Содержания железа: общего+закисного - 23,36% и растворимого - 24,0%
II-3	15	Кучинтундровское	[45, 57, 63, 65, 77]	П. Зона переслаивания пластов и линз амфибол-магнетитовых сланцев мощностью от 0,2 до 15,0 м, амфиболитов и слюдистых гнейсов протяженностью 5 км. Содержание железа: растворимого - 35,54-44,46%, валового - 43,32-47,53%
III-2	3	Северо-восточнее г. Яггесоайве	[66, 74]	ПМ. Железистые кварциты в интервале 59,2-61,2 м с содержанием железа валового - 38,2%, серы - 0,38%
III-2	8	г. Широкая	[74]	П. Три линзо- и пластообразные залежи железистых кварцитов и амфибол-магнетитовых сланцев протяженностью 800 м, мощностью 1,5-35 м. Содержание железа валового - 22,0-38,0%, фосфора 0,05-0,005%, серы - менее 1%. Прогнозные ресурсы по категории P_2 - 20 млн т
III-2	9	К северу от оз. Хутоявр	[56]	ПМ. Магнетит-кварцевые метасоматиты (магнетита - до 20-25%). В интервале 15,2-16,3 м содержание железа: магнетитового - 24,64%, валового - 31,82%
III-2	11	Валпес-2	[43]	П. Пластовое тело железистых кварцитов протяженностью 650 м, мощностью 20 м. Выделено два рудных интервала мощностью 25,5 и 3,6 м с содержанием магнетита - 10-40%. Средние содержания: железа валового - 30,4%, растворимого - 26,55%, закисного - 10,03%; фосфора - 0,07%, серы - 0,098%. Запасы руды до горизонта 100 м - 7280 тыс. т, запасы железа валового - 2213 тыс. т, растворимого - 1933 тыс. т
III-2	12	Валпес-1	[43]	П. Пластовое тело железистых кварцитов с прослоями амфиболитов и гранитов мощностью от 0,1 до 2 м. Содержание железа - 14-33,51%. Средние содержания: железа валового - 23,5%, растворимого - 18,83%, закисного - 8,32%; фосфора - 0,07%; серы - 0,26%. Запасы руды до горизонта 100 м - 7280 тыс. т, железа валового - 1110 тыс. т, растворимого - 1370тыс. т
III-2	13	Валпес-3	[43]	П. Слепое пластовое тело железистых кварцитов с маломощными прослоями амфиболитов и метасоматитов протяженностью 400 м, мощностью 20 м. Содержания магнетита - 15-40%, сульфидов - до 5%, железа - 27-35%. Средние содержания: железа валового - 30,44%, растворимого - 25,69%, закисного - 9,55%; фосфора - 0,09%; серы - 0,13%. Запасы руды до горизонта 100 м - 4480 тыс. т, железа валового - 1364 тыс. т, растворимого - 1151 тыс. т
III-2	17	г. Валпес	[43]	ПМ. В интервале 25,2-42,8 м пластовое тело железистых кварцитов. Содержание железа валового - 17,2-30,16%, растворимого - 6,7-22,79%, закисного - 5,02-8,49%; фосфора - до 0,08%; серы - 0,02-0,41%; титана - до 0,32%
III-3	1	Поповотундровское	[57, 77]	ПМ. Пластовое тело магнетитовых сланцев с содержанием железа валового - 45,4%

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого, название проявления, пункта минерализации, ореола и аномалии	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
III-3	2	Западная Лица	[43]	П. Крутопадающее пластовое тело железистых кварцитов с редкими прослоями амфиболитов мощностью от 0,1 до 0,5 м. Длина тела 500 м, мощность 70 м, протяженность по падению 180-200 м. В пределах тела выделены две рудных зоны мощностью 14,9 и 32,7 м с содержанием магнетита - 20-45%, сульфидов - 6%. Содержание железа варьирует от 23 до 38%. Средние содержания: $Fe_в$ - 35,45%, $Fe_р$ - 29,34%, $Fe_з$ - 10,36%, P - 0,08%, S - 0,03%. Запасы руды до горизонта 100 м - 14 млн т, запасы $Fe_в$ - 4963 тыс. т, $Fe_р$ - 4108 тыс. т
IV-2	8	К юго-западу от г. Высота Ударная	[77]	ПМ. Пегматитовая жила мощностью 1-2 м с густой вкрапленностью крупнокристаллического магнетита (около 25%)
IV-3	6	К западу от г. Солозеро	[39]	ГА. Магниторазведочная аномалия интенсивностью 20000 нТл, протяженностью 750 м
IV-3	7	оз. Ротошозеро	[39]	ПМ. Зона скарнированных амфиболитов с пластами железистых кварцитов мощностью 0,9-6,2 м. В интервале 50,6-87,2 м магнетитовое оруденение (15-20%, до 40%) с примесью сульфидов (2,5-3%). Содержание железа магнетитового - 13,56-30,0% (среднее - 19,7% при мощности 6,2 м)
IV-3	9	К юго-западу от г. Курбыш	[83]	ПМ. Магнетитовые кварциты с содержанием железа валового - 41,22-43,0%, растворимого - 37,75-39,31%; серы - 0,05-0,08%
Цветные металлы				
Медь				
I-1	2	К северу от оз. Шуонияур	[44, 78, 80]	ПМ. Три горизонта филлитов с вкрапленностью сульфидов и кварцевыми жилами мощностью до 0,5 м. Содержание (по спектральному анализу): меди - 1,6-3,0% и более, кобальта - 0,5%, вольфрама - 0,18-1% и более; в сульфидизированных метаплагиопорфиритах содержание свинца - 0,3%
I-1	12	К юго-востоку от оз. Аннссемъяуре	[78, 80, 81]	ПМ. Графит-биотитовые сланцы с сульфидным оруденением. В интервале 132,5-134,1 м содержание меди - 0,23-1,85%, золота - 0,37 г/т, свинца - 0,3%, серебра - 10 г/т
I-2	6	К юго-востоку от г. Матерт	[63]	ПМ. Доломиты брекчированные и окварцованные с ковеллин-халькозин-борнитовым оруденением. В штуфной пробе содержание меди - 27,5%, серебра - 50,0 г/т. По данным кернового опробования содержания меди в интервале 3,25-17,0 м колеблется в пределах 0,02-0,08%, серебра - 0,15-1,0 г/т
I-2	16	К югу от г. Брагино	[63]	ПМ. Биотитизированные метатуфы и окварцованные углеродистые сланцы с просечково-вкрапленным ильменит-сульфидным оруденением. Содержание меди - 0,45%, золота - 1,0 г/т, мышьяка - до 0,1%, серебра - 0,6-1,0 г/т
I-3	1	К юго-западу от г. Мал. Кариквайвишь	[83]	ПМ. Сильно измененные амфиболизированные породы и мономинеральные амфиболиты с гнездово-прожилковой сульфидной вкрапленностью. Содержание меди - 0,5%
I-3	9	К северо-востоку от г. Бол. Кариквайвишь	[64]	ПМ. На глубине 30,35 м кварцевая жила с гнездовыми обособлениями сульфидов. Содержание меди - 1,0%. На глубине 58,7 м плагиограниты с сульфидами. Содержание меди - 0,76%. На глубине 62,65 м глиноземистые гнейсы с содержанием меди - 0,37%
I-3	11	К северу от оз. Бол. Карикъявр	[64]	ПМ. Гранат-амфиболовая порода со скоплениями сульфидов. На глубине 143,5 м содержание меди - 1,32%
I-3	13	К западу от оз. Бол. Карикъявр	[64]	ПМ. На глубине 28,6 м контакт габбро и кварцевой жилы с сульфидным оруденением. Содержание меди - 0,40%
I-4	5	К юго-западу от оз. Шульгулъявр	[34]	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные концентрации меди (2), молибдена, кобальта, марганца, никеля (1)
I-4	7	К северо-западу от оз. Ножъявр	[34]	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные концентрации меди (3), никеля, кобальта, серебра, хрома, цинка (1)
I-4	12	оз. Статъявр	[34]	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные концентрации меди (3), хрома, цинка, марганца (1)
II-1	3	р. Печенга	[78]	ПМ. Амфиболиты с вкрапленностью сульфидов. На глубине 44,3 м содержание меди - 1,31%, никеля - 0,12%
II-2	8	К западу от оз. Менельяур	[63]	ПМ. Пикробазальты рассланцованные, окварцованные (амфибол-кварцевые плагиосланцы) с неравномерным гнездово-вкрапленным ильменит-сульфидным оруденением (пирротин, халькопирит - 2,0-5,0%). В штуфной пробе содержание меди - 0,4% (полуколичественный спектральный анализ)

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого, название проявления, пункта минерализации, ореола и аномалии	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
II-2	16	Каскель	[47]	П. Халькопирит-пирротиновое оруденение, связанное с сильно измененными метавулканитами ультраосновного состава и гранодиоритового Каскельяврского массива. Среднее содержание меди - 0,81% при мощности 2 м
II-2	17	оз. Каскельявр (южное окончание)	[63]	ПМ. Метапикриты с просечково-вкрапленной халькопирит-пирит-пирротиновой минерализацией. Содержание меди - 0,6%, серебра - 3,0 г/т
II-2	18	К югу от оз. Песчаное	[63]	ПМ. Метавулканиты (пикрито-базальты) с медно-серебряным оруденением. Содержание меди - 0,52%, серебра - 1,5 г/т
II-3	8	К западу от оз. Намлубол	[66]	ПМ. Амфибол-биотитовые плагиосланцы окварцованные с пирит-халькопиритовым оруденением до 2-3%. В интервале 35,6-35,9 м содержание меди - 0,5%, серебра - 1,5 г/т
III-1	2	оз. Алла-Аккаярви	[32, 84]	ПМ. Биотитовые гнейсы с сульфидами. В интервале 28,0-29,0 м содержание меди - 0,7%, никеля - 0,3%
III-2	14	оз. Пишкилозеро	[74]	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные концентрации меди (1)
III-2	16	к востоку от оз. Пишкилозеро	[74]	ПМ. В интервале 30,0-30,8 м милониты по биотитовым гнейсам с сульфидным оруденением до 10% содержание меди - 0,28%
III-3	3	К северу от г. Лысвайвишь	[81]	ГДХА. В рыхлых отложениях повышенная концентрация меди (1)
IV-2	9	К юго-востоку от г. Высота Ударная	[44]	ПМ. В обнажении рудное габбро. Содержание меди - 0,59%
				Свинец, цинк
I-1	10	К юго-востоку от оз. Анссемъяуре	[44, 63, 78]	ПМ. На глубине 80,4 м кварц-биотитовые сланцы с сульфидами до 20% (мощность 2 м). Содержание свинца - до 1,0%, меди - 0,1-0,2%, серебра - 0,8 г/т, никеля - 0,8%
I-3	2	К северо-западу от оз. Мал. Карикъявр	[47]	ПМ. В интервале 36,75-36,95 м гранит с вкрапленностью и скоплениями халькопирита с содержание меди - 0,54%
I-3	4	К северо-западу от оз. Мал. Карикъявр	[47]	ПМ. Амфибол-мусковит-биотитовая порода со скоплениями халькопирита. В интервале 63,0 м содержание цинка - 0,2-0,8% и >1%, серебра - 0,5-2,0 г/т. В интервале 121,2-122,0 м содержание меди - 0,2%. В интервале 124,3-124,75 м брекчированная биотит-амфиболовая порода с халькопиритовым цементом с содержанием меди 0,22%
I-3	5	К северо-западу от оз. Мал. Карикъявр	[47]	ПМ. Мигматизированные биотитовые гнейсы и биотит-амфиболовая порода с зоной сульфидной минерализации. В интервале 21,0-32,3 м содержание цинка - 0,15-1,0%, в интервале 26,2-26,5 м меди - 0,24%, в интервале 34,7-34,8 м меди - 0,38%
I-3	6	К северо-западу от оз. Мал. Карикъявр	[47]	ПМ. Биотитовые гнейсы и биотит-амфиболовая порода с зоной сульфидной минерализации. В интервале 15,5-41,1 м содержание цинка - 0,15-0,4%; в интервале 19,1-19,3 м меди - 0,26%; в интервале 27,27-28,5 м меди - 0,29-0,41%; в интервале 41,85-42,7 м меди - 0,24%
I-3	12	Костровное	[47]	П. Линзовидные зоны интенсивного окварцевания и мусковитизации в гнейсах кольского метаморфического комплекса. Содержание цинка - 0,3-3%, меди - 0,22-1,73%
III-1	1	оз. Алла-Аккаярви	[81]	ГДХА. В водах повышенная концентрация цинка и меди (3)
IV-3	11	Солозеро	[39]	П. Полиметаллическое свинцово-цинковое с серебром оруденение тяготеет к нижнему контакту тектонической зоны в мигматизированных и скарнированных амфиболитах. Вскрыто и прослежено скважинами. В интервале 52,5-52,9 м содержание свинца - 0,6%, цинка - 1,5%, меди - 0,02%, серебра - 2-15 г/т, золота - 0,001-0,2 г/т, платины - 0,02-0,06 г/т, до 0,2 г/т, палладия - 0,001-0,03 г/т, до 0,06 г/т, кобальта - до 0,01%
				Никель, медь
I-1	1	К западу от г. Палотунтури	[58]	ГДХА. В водах повышенная концентрация никеля (1)
I-1	5	К северо-западу от г. Лак-Порьиташ	[78]	ПМ. Амфиболиты с вкрапленностью окисленных сульфидов. Содержание никеля - 0,2%, меди - 0,07%

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого, название проявления, пункта минерализации, ореола и аномалии	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
I-2	1	Тульяурское	[45]	П. Вкрапленные сульфидные руды в дифференцированной интрузии ультраосновных пород. В интервале 67,5-68,5 м никеля - 0,10-0,51%, меди - 0,36% и в интервале 28,0-135,8 м никеля - 0,10-0,31%, меди - 0,08%. В приподошвенной части массива в алевролитах в интервале 424,2-426,8 м сульфидное вкрапленное и гнездово-вкрапленное медно-колчеданное оруденение, содержание меди - 1,90%, никеля - 0,02%; в интервалах 420,2-421,2 и 424,8-425,8 м меди - 0,28%, никеля - 0,01%
I-2	2	К западу от оз. Тульяур	[45]	ПМ. Измененные гипербазиты (аповерлитовые серпентиниты). В интервале 225,7-231,0 м содержание никеля - 0,2%, меди - 0,03%
I-2	3	К северо-востоку от г. Матерт	[45]	ПМ. В интервале 27,25-56,6 м пластовое тело авгититовых и пикритовых порфиритов. Содержание никеля - 0,13-0,23%, меди - 0,01%
I-2	9	К югу от оз. Гусиное	[45]	ПМ. В интервале 37,0-39,0 м линзовидное тело тальковых серпентинитов (аповерлитовых) мощностью 4 м. Содержание никеля - 0,21-0,24%, меди - 0,12%
I-2	10	К югу от оз. Гусиное	[45]	ПМ. В хлорит-тальковой породе в интервалах 183,4-184,4 и 188,4-189,4 м содержание никеля - 0,24 и 0,25%
I-3	3	Ровно	[47]	П. Медно-никелевое оруденение приурочено к расслоенным массивам габброноритов-перидотитов протяженностью до 900 м, мощностью от 40 до 120 м. Сульфидное оруденение связанно в основном с метаперидотитами, образуя пластообразной формы рудное тело мощностью до 10 м со сплошными и вкрапленными, реже - брекчиевидными и прожилково-вкрапленными медно-никелевыми рудами. Содержание сульфидов - 4-6%. Минеральный тип руд халькопирит-пентландит-пирротиновый. Максимальное содержание никеля - 0,38-0,49%, меди - 0,4%
I-3	8	К югу от оз. Мал. Карикъявр	[64]	ПМ. В интервале 32,0-40,6 м амфиболовая порода с сульфидной вкрапленностью. Два интервала мощностью 1,1 и 1,3 м с содержанием никеля - 0,20-0,30%, меди - 0,13%
I-3	10	Карикъявр	[71]	П. Сульфидная медно-никелевая минерализация приурочена к оливинит-перидотитовой части массива и его нижнему экзоконтакту. Оруденение представлено массивными, вкрапленными и густовкрапленными сидеронитовыми рудами в перидотитах; массивными, брекчиевидными и прожилково-вкрапленными в породах экзоконтакта. Содержание сульфидов колеблется от 1-2 до 10-12%, редко - до 15-25%. Отмечаются пентландит-халькопирит-пирротиновый, халькопирит-пентландит-пирротиновый и пирротин-пентландит-халькопиритовой типы руд. В пределах массива выделено 3 рудных тела и 4 рудные линзы, одна из них залегает в породах экзоконтакта. Размеры тел составляют: нижнее - 950х650 м средней мощностью 8,5 м, верхнее - 750х500 м средней мощностью 6,3 м, отдельное - 300х150 м средней мощностью 4,9 м. Содержание в рудах никеля - 0,61%, меди - 0,46-0,51%, кобальта - от 0,012 до 0,1%. Размеры рудных линз: протяженность - от 100 до 370 м, ширина - от 80 до 150 м, мощность - от 1,0 до 18,3 м. Содержание в рудах никеля - 0,42 -0,79%, меди - 0,21-2,19%, кобальта - от 0,012 до 0,1%. Установлены повышенные содержания металлов платиновой группы - 0,1-0,5 до 1,5-2,3 г/т, в единичных пробах - до 11,99 г/т с преобладанием платины, иридия и осмия над палладием и рутением
I-3	14	К востоку от р. Титовка	[64]	ПМ. Метабазиты на глубине 98,2 м, штуфная проба с содержанием никеля - 0,49%, меди - 0,14%
I-3	15	Карикъявр-3	[47, 64, 71]	П. Дифференцированный массив габбронорит-пироксенитов с сульфидным оруденением, представленным 3 пластообразными и 5 линзовидными телами, соответственно, средней длиной 670 и 200 м, средней мощностью 6,3 и 8,4 м. Оруденение - сплошные и вкрапленные медно-никелевые, реже - брекчиевидные и прожилково-вкрапленные руды пирротин-халькопирит-пентландитовой минерализации. Содержание никеля - 0,62%, меди - 0,54%, кобальта - 0,017%, сумма платины и палладия - 0,34 г/т

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого, название проявления, пункта минерализации, ореола и аномалии	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
I-3	16	Карик-2	[47, 64, 76]	П. Дифференцированная секущая интрузия основных-ультраосновных пород неправильно-линзовидной формы длиной около 800 м, шириной до 300-350 м. Медно-никелевое оруденение представлено в виде двух маломощных (0,7-0,75 м) зон, обогащенных сульфидами. Верхняя зона - вкрапленные руды в плагиоклазовых лерцолитах с содержанием никеля - 0,48%, меди - 0,31%. Нижняя - брекчиевидные руды в эндоконтакте массива. Сульфидный цемент брекчии составляет около 60% объема породы. Среднее содержание никеля по нижней зоне - 0,81%, меди - 0,35%. Здесь же отмечено подсечение (10 см) богатых руд с содержанием никеля - 4,25%, меди - 1,42%. МТР халькопирит-пентландит-пирротиновый с кубанитом
I-3	17	Сакен	[47, 64]	П. Сульфидное оруденение приурочено к верхнему эндо- и экзоконтакту. Мощность оруденелой зоны 0,3-2,8 м, тип руд прожилково-вкрапленный, гнездово-вкрапленный. Содержание никеля - 0,83%, меди - 0,2%, в прожилках массивных руд содержание никеля - 0,27%, меди - до 8,6%. Сульфидная зона в гнейсах представлена вкрапленно-прожилковым халькопирит-пирротиновым оруденением мощностью около 1 м с содержанием меди - от 0,04 до 0,38%, никель в руде отсутствует
I-3	18	Северо-восточнее оз. Мал. Кошка	[64]	ПМ. В зоне контакта габброамфиболитов с гранитами на глубине 289,6 м содержание никеля - 0,37%
I-3	20	Северо-восточнее оз. Кошкаявр	[83]	ПМ. Метаперидотиты без видимой вкрапленности сульфидов с содержанием никеля - 0,3%
I-3	22	К северо-востоку от оз. Кошкаявр	[83]	ПМ. Плагиоамфиболиты с вкрапленностью сульфидов. Содержание никеля - 0,02-0,3%, меди - 0,08-0,3%, кобальта - 0,01-0,058%
I-4	1	К западу от оз. Шульгулъявр	[83]	ПМ. Плитообразная глыба (2,5х3 м) метаперидотитов с неравномерным гнездово-вкрапленным сульфидным оруденением. Содержание никеля - 0,95%, меди - 0,66%, кобальта - 0,026%, золота - 0,3 г/т
I-4	2	К западу от оз. Шульгулъявр	[83]	ПМ. Свалы глыб гипербазитов с богатой сульфидной вкрапленностью. Содержание никеля - 0,8%, меди - 0,88%, кобальта - 0,024%, золота - 0,3 г/т
I-4	4	К юго-западу от оз. Шульгулъявр	[34]	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные концентрации никеля и хрома (3)
II-2	3	Валас	[45, 63]	П. Бедное просечково-вкрапленное оруденение и богатое прожилково-вкрапленное оруденение в метасоматически измененных габбро-перидотитах и перидотитах. Мощность от 1 до 2,8 м, протяженность 1000 м, содержание никеля - 0,44-1,03%, меди - 0,15-0,73%
II-2	13	К северу от г. Валасйоки	[45]	ПМ. Измененная ультраосновная порода (апосерпентиниты по верлитам) с сульфидной минерализацией. В интервале 130,1-132,1 м содержание никеля - 0,26-0,28%, меди - 0,12-0,14%
II-2	14	К востоку от оз. Каскельявр	[81]	ГДХА. В пределах аномалии в водах повышенные концентрации никеля (3)
II-3	1	К северу от г. Валасйоки	[45]	ПМ. Измененные гипербазиты (хлорит-тальк-карбонатные породы) в интервале 115,8-177,35 м с сульфидной вкрапленностью. Содержание никеля - 0,21-0,38%, меди - 0,04-0,19%
II-3	3	К востоку от г. Валасйоки	[45]	ПМ. Тальк-хлоритовые серпентиниты (аповерлиты) в интервале 92,3-157,2 м содержание никеля - 0,19-0,24%
II-3	4	К северо-западу от оз. Намлубол	[45]	ПМ. Апогаббровые амфиболиты и хлорит-амфиболовые породы (апосерпентиниты по верлитам) в интервале 71,1-141,4 м содержание никеля - 0,21-0,25%
II-3	5	К западу от оз. Намлубол	[45]	ПМ. Апогаббровые амфиболиты и хлорит-амфиболовые породы (апосерпентиниты по верлитам) в интервале 49,2-63,25 м содержание никеля - 0,12-0,26%, меди - до 0,10%
II-3	6	Южное	[45]	П. Две субсогласных интрузии: дифференцированный массив измененных габбро-перидотитов и массив перидотитов. Рудные тела пластовой формы протяженностью 40-50 м, мощностью 4-8 м. Содержание никеля - 0,42-1,1%, меди - 0,25-0,37%. Перспектив нет
II-3	9	К западу от оз. Намлубол	[45]	ПМ. Хлорит-амфиболовые породы (апосерпентиниты по верлитам). В интервале 60,1-61,1 м содержание никеля - 0,23%, меди - 0,09%
II-3	10	К юго-западу от оз. Намлубол	[45]	ПМ. Хлорит-тальк-карбонатные породы (апосерпентиниты по верлитам). В интервале 206,9-232,4 м содержание никеля - 0,13-0,22%

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого, название проявления, пункта минерализации, ореола и аномалии	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
II-3	11	К юго-западу от оз. Намлубол	[45]	ПМ. Апогаббровые амфиболиты и хлорит-тальк-карбонатные породы (апосерпентиниты по верлитам и оливинитам). В интервале 91,0-101,25 м никеля - 0,20-0,29%
II-3	13	К северо-западу от г. Кучинтундра	[45]	ПМ. Хлорит-тремолит-тальк-карбонатные породы (апосерпентиниты по верлитам) в интервале 100,9-102,4 м содержание никеля - 0,20-0,29%
II-3	14	Кучинтундра	[45]	П. Два сближенных массива с бедной сульфидной минерализацией: нижний - метаперидотитов, верхний - дифференцированный габбро-пироксенитов. В лежачем боку верхнего массива тектоническая зона с брекчиевым медно-никелевым оруденением. Содержание никеля - 1,56%, меди - 0,36%, платины - 2,0 г/т, палладия - 1,5 г/т. Протяженность рудного тела 3600 м, мощность 1,0-4,4 м
III-1	4	Акким	Беляев Е.П., Тихонов В.С., 1962	П. Пластообразный массив метагарцбургитов протяженностью 600 м, мощностью 70-140 м. Рассеянное вкрапленное оруденение образует рудную зону мощностью до 30-40 м. В лежачем боку массива выделено несколько горизонтов мощностью до 2-3 м с густым вкрапленным оруденением. Содержание никеля - 0,19-0,74%, меди - 0,08-0,56%. Суммарная мощность оруденелых пород 6,9 м
III-2	4	г. Широкая	[74]	П. Пластовые тела оливинитов и перидотитов с вкрапленным сульфидным медно-никелевым оруденением протяженностью до 200 м, мощностью до 30 м. Содержания никеля - 0,2-0,6%, меди - 0,1-0,4%
III-2	5	Северо-восточнее г. Яггесоайве	[82]	ПМ. Слюдисто-амфибол-серпентиновые сланцы с редкой сульфидной вкрапленностью. Содержание никеля - 0,3%, меди - 0,01%
III-2	7	К юго-востоку от р. Аннама	[77]	ПМ. Метапироксениты (хлорит-тальк-амфиболовая порода) с редкой сульфидной вкрапленностью. Содержание никеля - 0,30-1,0%, меди - 0,01%
III-2	15	К западу от оз. Пишкилозеро	[25]	ПМ. Тела мигматизированных амфиболитов неопределенной формы с вкрапленным, реже - прожилково-вкрапленным оруденением халькопирит-пентландит-пирротинового состава. Содержания никеля - 0,24-0,8%, меди - 0,08-0,5%
III-3	4	К северо-западу от оз. Маунъявр	[43]	ПМ. Амфиболовые и биотит-амфиболовые сланцы с магнетитом. На глубине 32,0 м содержание никеля - 0,208%, кобальта - 0,014%
III-3	5	К югу от оз. Маунъявр	[77]	ПМ. Метапироксениты с сульфидной минерализацией в виде мелких вкрапленников и прожилков. Содержание никеля - 0,29%, меди - 0,14%
IV-2	2	К юго-востоку от г. Ямышкур	[77]	ПМ. Метапироксениты с мелкой сульфидной вкрапленностью. Содержание никеля - 0,3%, меди - 0,03%, кобальта - 0,01%
IV-2	3	Аннама	Вдовиченко Ю.Я., 1963	П. Массив перидотитов с рудным телом неопределенной формы, с пирротиновым оруденением в экзоконтактах, длиной 200-300 м, мощностью от 0,2 до 5,00 м. Вкрапленные медно-никелевые руды пентландит-халькопирит-пирротинового типа с содержанием никеля - 0,24-0,8%, меди - 0,08-0,5%
IV-2	6	р. Поткола	[81]	ГДХА. В водах повышенная концентрация никеля (3)
IV-3	2	Пауст 1	[39, 85]	П. Оруденение представлено гнездово-вкрапленной, вкрапленной сульфидной минерализацией, неравномерно распределенной практически по всему сечению массива (от единичных вкрапленников до 10%). Встречаются отдельные маломощные интервалы густовкрапленных руд с содержанием сульфидов - до 20%. Среднее содержание никеля - 0,43%, меди - 0,04%, золота - 0,1 г/т при мощности 2,6 м. По отдельным штуфным пробам содержание никеля достигает 1,2%, меди - 0,53%
IV-3	3	К северо-востоку от оз. Ротошозеро	[83]	ПМ. Метаперидотиты интенсивно амфиболизированные и биотитовые слюдиты в интервале 12,0-17,0 м с вкрапленностью сульфидов, магнетита и хромшпинелидов. Содержание никеля - 0,30-1,04%, меди - 0,02-1,52%, Cr_2O_3 -17,6% (при мощности 0,5 м)
IV-3	4	К северо-западу от оз. Ечозеро	[69]	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные содержания никеля (3), меди, хрома (2), серебра (1)
IV-3	5	Пауст 2	[39, 85]	П. Сульфидное оруденение представлено гнездово-вкрапленной и вкрапленной сульфидной минерализацией, неравномерно распределенной практически по всему сечению массива. В отдельных интервалах мощностью 0,1-0,9 м отмечаются содержания никеля - от 0,34 до 0,86%, меди - до 0,15%, кобальта - от 0,01 до 0,03%

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого, название проявления, пункта минерализации, ореола и аномалии	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
IV-3	8	К западу от оз. Ротошозеро	[39]	ПМ. Метаперидотиты серпентинизированные, амфиболизированные. В интервале от 11,8 до 49,5 м выделено 24 интервала мощностью от 0,2 до 2,0 м с пылевидным, мелко-гнездовым, просечковым, прожилковым оруденением. Содержание никеля - 0,20-0,40% (среднее - 0,27%), меди - 0,06%, золота - 0,6 г/т на мощность 7,0 м
IV-4	3	К северу от оз. Ечозеро	[69]	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные концентрации никеля (3), меди, хрома (2), серебра (1)
IV-4	4	К северу от оз. Ечозеро	[69]	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные концентрации никеля (1), хрома (2)
IV-4	5	К северу от оз. Ечозеро	[69]	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные концентрации меди (1)
IV-4	6	К юго-востоку от г. Виймь	[69]	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные концентрации никеля, хрома (2), фосфора (1)
			Молибден	
I-4	8	Северо-западнее оз. Коскелъявр	[34]	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные концентрации молибдена (3), лития, бериллия (1)
I-4	10	оз. Миккиявр	[34]	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные концентрации молибдена (3), германия, кобальта, ванадия, марганца (1)
I-4	14	К юго-западу от оз. Коскелъявр	[34]	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные концентрации молибдена (3), свинца, титана (1)
I-4	15	К юго-западу от оз. Миккиявр	[34]	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные концентрации молибдена (3), свинца, титана (1)
I-4	16	К северо-западу от оз. Ножъявр	[34]	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные концентрации молибдена, меди (3), марганца, лития (2), цинка (1)
I-4	17	оз. Сейбъявр	[34]	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные концентрации молибдена (2)
I-4	18	оз. Росвдъявр	[34]	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные концентрации молибдена (2), марганца, кобальта (1)
I-4	21	Устье р. Лебяжки	[34]	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные концентрации молибдена (3), марганца (2), кобальта (1)
III-2	1	К юго-востоку от г. Алексоайв	[69]	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные содержания молибдена (3), кобальта (1)
III-4	1	Западнее оз. Урдозеро	[69]	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные содержания молибдена (3), марганца, тория, урана (2), хрома, цинка, олова, меди, лантана (1)
III-4	2	Восточнее оз. Урдозеро	[69]	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные содержания молибдена (3), марганца, тория, урана (2), серебра, хрома, цинка, олова, меди, лантана (1)
III-4	3	оз. Гирвасъявр	[69]	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные содержания молибдена, тория (3), марганца (2), урана, меди (1)
III-4	4	оз. Голец	[69]	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные содержания молибдена (3), марганца (2), меди (1)
III-4	5	Юго-западнее оз. Гирвасъявр	[69]	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные содержания молибдена, марганца, тория, урана (2), серебра, хрома, лантана (1)
III-4	6	Юго-западнее оз. Урдозера	[69]	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные содержания молибдена (3), меди, марганца, лантана (1)
III-4	7	оз. Коркъявр	[69]	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные концентрации молибдена (3), тория (3), марганца, меди, лантана (1)
III-4	8	К северо-западу от г. Кошкесвайвишь	[69]	ВГХО. В рыхлых (донных) отложениях повышенные концентрации молибдена (2), тория (3), марганца, меди, лантана (1)
III-4	9	Северо-западнее г. Бол. Мочесвайвишь	[69]	ВГХО. В рыхлых (донных) отложениях повышенные концентрации молибдена, тория (3), марганца, лантана (1)
III-4	10	Северо-восточнее оз. Кошкесъявр	[69]	ВГХО. В рыхлых (донных) отложениях повышенные концентрации молибдена (2), лантана, кобальта (1)
III-4	11	оз. Кошкесъявр	[69]	ВГХО. В рыхлых (донных) отложениях повышенные концентрации молибдена (2), меди, свинца, олова (1)
III-4	13	оз. Пельбъявр	[69]	ВГХО. В рыхлых (донных) отложениях повышенные концентрации молибдена (2), меди, свинца, олова (1)
IV-2	1	г. Ямышкур	[69]	ВГХО. В рыхлых (донных) отложениях повышенные концентрации молибдена (2), меди, свинца, олова (1)
IV-2	7	Юго-восточнее г. Ямышкур	[69]	ВГХО. В рыхлых (донных) отложениях повышенные концентрации молибдена (2), меди, свинца, олова (1)
IV-3	1	Северо-западнее оз. Курбышозеро	[69]	ВГХО. В рыхлых (донных) отложениях повышенные концентрации молибдена (2), меди, свинца, олова (1)

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого, название проявления, пункта минерализации, ореола и аномалии	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
IV-3	12	К северо-западу от оз. Ечозеро	[69]	ВГХО. В рыхлых (донных) отложениях повышенные концентрации молибдена (2), меди, свинца, олова (1)
IV-4	2	г. Аккиварака	[69]	ВГХО. В рыхлых (донных) отложениях повышенные концентрации молибдена (2), меди, свинца, олова (1)
			Олово	
I-4	3	К северу от оз. Варсъявр	[34]	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные концентрации олова, кобальта (2), меди, никеля, цинка (1)
I-4	9	оз. Миккиявр	[34]	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные концентрации олова, меди (3), цинка, свинца (2)
I-4	13	оз. Статъявр	[34]	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные концентрации олова (3)
IV-1	1	оз. Куккесъяур	[59]	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные концентрации олова (3), цинка, лантана (1)
			Мышьяк	
I-1	3	К северу от оз. Шуонияур	[78]	ПМ. Среди графит-серицитовых сланцев в интервале 49,5-51,5 м метасоматическая жила с рассеянной вкрапленностью арсенопирита до 3,0%
			Благородные металлы	
			Золото	
I-1	4	К северу от оз. Шуонияур	[63, 78]	ПМ. В породах неясного состава отобрана бороздовая проба длиной 1 м. Содержания золота - 37 г/т, титана - 2,0% (химический и спектральный анализы)
I-1	7	К юго-западу от оз. Шульгъяур	[63]	ПМ. В интервале 12,0-16,8 м брекчированные метабазальты. Цемент кварцевый с углеродистым веществом и тонкой вкрапленностью сульфидов. Содержание золота - 0,6 г/т
I-1	9	К западу от оз. Анссемъяуре	[63]	ПМ. В интервале 22,2-22,5 м кварц-полевошпатовые сланцы с сульфидной вкрапленностью. Содержание золота - 0,2 г/т
I-2	11	К югу от г. Брагино	[63, 78]	ПМ. Карбонат-тальк-хлоритовая порода по пикритам. В интервале 11,4-14,4 и 24,7-30,2 м с вкрапленностью сульфидов. Содержание золота - 0,514 и 0,53 г/т, платины - 0,043 г/т, палладия - 0,04 г/т, никеля - 0,12%
I-2	12	К югу от г. Брагино	[63, 78]	ПМ. Графит-хлорит-серицит-биотитовые сланцы в интервале 63,9-67,0 м с прожилково-вкрапленной сульфидной минерализацией. Содержание золота - 0,164 г/т, меди - 0,15%, платины и палладия - по 0,041 г/т, рубидия - 0,214-0,044 г/т
I-2	13	Брагино Северное	[63]	П. Оруденение связано с зоной окварцевания шириной 110 м, прослеженной по простиранию на 270 м. В ее пределах выделено 5 зон интенсивно окварцованных пород с мелкой неравномерной вкрапленностью сульфидов (1-3%), мощностью от 1-2 до 5 м. Повышенные содержания золота приурочены к участкам кварцевого метасоматоза, сопровождающихся интенсивным развитием низкотемпературных минералов: фуксита, серицита, хлорита, карбоната. Сульфиды представлены вкрапленностью халькопирита, арсенопирита, пирита и пирротина. Самородное золото отмечено в 2-3 случаях и представлено скоплениями очень тонких неправильных чешуек. Содержание золота - от 0,001 до 1,0 г/т, максимальное - 3 г/т
I-2	14	К северу от оз. Меннельяур	[63]	ПМ. Углеродсодержащие метаосадки с тонкой сульфидной вкрапленностью. В интервале 19,5-19,6 м секущий прожилок кварца с рассеянной сульфидной вкрапленностью (1-3%). Содержание золота - 0,6 г/т
I-3	19	К югу от оз. Бол. Карикъявр	[83]	ПМ. Гиперстен-кварцевые скарноиды с магнетит-сульфидной минерализацией. Содержание золота - 0,1 г/т
I-3	21	оз. Статъявр	[83]	ПМ. Плагиоамфиболиты с обильной точечно-прожилковой и гнездовой вкрапленностью сульфидов. Содержание золота - 0,6-1,0 г/т
I-4	6	оз. Мартъявр	[83]	ПМ. Габбро меланократовое с пылевидными сульфидами. Содержание золота - 0,1 г/т
II-2	1	Северо-западнее оз. Меннельяур	[63]	ПМ. Углеродсодержащие филлитовидные сланцы с согласными кварц-карбонатными и карбонат-кварцевыми прожилками с сульфидной минерализацией. В интервале 7,7-9,5 м содержание золота - 0,6 г/т

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого, название проявления, пункта минерализации, ореола и аномалии	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
II-2	2	Брагино Южное	[63]	П. Повышенные содержания золота связаны с зонами интенсивного карбонат-кварцевого метасоматоза и приурочены либо к контакту пикритовых порфиритов, либо к участкам переслаивания пикритов с вмещающими породами. Карбонат-кварцевый инъекционный материал составляет от 2-5 до 60-80%. Серии кварцевых жил образуют рудные зоны, мощностью от 3,1 до 10,1 м. Средневзвешенные содержания золота по рудным зонам от 0,34 до 0,37 г/т, максимальные содержания по отдельным пробам 2-3 г/т. Прослеженная длина рудных зон 250 м. За пределы участка оруденение прослежено зонами проводимости ДИП на 2000 м
II-2	4	Северо-западнее оз. Меннельяур	[78]	ПМ. Хлорит-биотитовые сланцы (туфобрекчия пикритовых порфиритов) с сульфидным оруденением. Содержание золота - 0,63 г/т, платины - 0,042 г/т, палладия - 0,117 г/т
II-2	5	Северо-западнее оз. Меннельяур	[63, 78]	ПМ. Пикриты измененные, рассланцованные с вкрапленностью магнетита. Содержание золота - 2,0 г/т
II-2	6	Северо-западнее оз. Меннельяур	[63, 78]	ПМ. В интервале 5,5-6,5 м хлорит-амфиболовая порода (по пикритам), рассланцованная с вкрапленностью магнетита. Содержание золота - 0,3 г/т
II-2	7	Северо-западнее оз. Меннельяур	[63]	ПМ. Габброамфиболиты окварцованные, рассланцованные с вкрапленным сульфидно-ильменитовым оруденением. Содержание золота - 0,2 г/т
II-2	9	Северо-западнее оз. Меннельяур	[63]	ПМ. Графитсодержащие кварцитовидные породы с магнетитовым оруденением. Содержание золота - 0,1 г/т
II-2	10	Северо-западнее оз. Меннельяур	[63]	ПМ. Углеродистые хлорит-биотитовые сланцы, интенсивно окварцованные с сульфидным оруденением 5-15%. В интервале 11,5-12,6 м содержание золота - 0,2 г/т, в интервале 5,1-6,5 м содержание серебра - до 2,0 г/т, цинка - до 0,1%, марганца - до 0,6%
II-2	11	К востоку от оз. Меннельяур	[63]	ПМ. В метаосадках сульфидная вкрапленность с содержанием золота - 0,1 г/т
II-2	12	р. Печенга	[63]	ПМ. Габброамфиболиты окварцованные с редкой сульфидной вкрапленностью. Содержание золота - 0,3 г/т
II-2	19	К западу от оз. Песчаное	[63]	ПМ. Амфибол-кварцевые метасоматиты в интервале 38,2-42,4 м 2 интервала мощностью 0,9-2,1 м с сульфидной минерализацией в виде неравномерной вкрапленности, мелких гнезд и прожилков (до 5-8%, в среднем - 2-3%). Содержание золота - 2,0 г/т, серебра - 2,0 г/т, меди - 0,1%
II-2	20	К югу от оз. Песчаное	[63]	ПМ. В интервале 2,5-10,0 м амфибол-биотитовые сланцы (по туфопесчаникам) окварцованные с рассеянной мелкогнездовой сульфидной вкрапленностью до 10%. Отмечаются редкие гнезда до 2x1,5 см, иногда гнезда группируются в прослойки до 3-8 мм. Содержание золота - 0,1 г/т, серебра - 1,0 г/т
IV-2	10	К юго-западу от г. Поло	[87]	ПМ. На глубине 103,0 м в биотитовых гнейсах окварцованных с сульфидами до 3-5% в штуфной пробе содержание золота - 0,3 г/т. На глубине около 50,0 м содержание меди - 0,56%
Платина и платиноиды				
II-1	4	К юго-востоку от оз. Руоссельяур	[63]	ПМ. Метапироксениты амфиболизированные, хлоритизированные. Содержание платины и палладия - по 0,1 г/т
II-1	5	К юго-востоку от оз. Руосселъяур	[63]	ПМ. Амфиболиты (по метапироксенитам) с редкими мелкими выделениями сульфидов. Содержание платины - 0,2 г/т, палладия - 0,6 г/т
IV-3	10	К западу от оз. Ротошозеро	[39]	ПМ. Плагиоамфиболиты с сульфидной вкрапленностью. В интервале 27,2-28,2 м содержание платины - 0,2 г/т, палладия - 0,06 г/т, золота - 0,03 г/т
Радиоактивные элементы				
Уран				
I-3	24	К востоку от оз. Казъявр	[83]	ПМ. В пегматитах точечная аномалия торий-урановой минерализации, связанная со скоплением слюдистых минералов. Содержание урана - 18 г/т, тория - 761 г/т
I-3	25	К востоку от г. Намвара	[83]	ПМ. Граниты с точечной аномалией торий-урановой минерализации, связанной с гнездами слюдитов биотитового состава. Содержание урана - 6 г/т, тория - 49 г/т
I-4	11	оз. Статъявр	[34]	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные концентрации урана (3), серебра (2), молибдена (1)
I-4	19	Место слияния рр. Лебяжка и Зап. Лица	[34]	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные концентрации урана (3), молибдена (2)

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого, название проявления, пункта минерализации, ореола и аномалии	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
I-4	20	К востоку от оз. Моккиявр	[33]	ПМ. В мигматизированных плагиоклазовых гранитах 2 участка (размером 0,2х0,5 и 0,5х0,5 м) с урановой минерализацией. Содержания урана - до 0,053%
I-4	22	оз. Ножъявр, Уранинитовое	[33]	ПМ. Пегматоидные микроклин-плагиоклазовые граниты с гнездами уранинита (от 0,5 до 8 мм в диаметре), корочками и налетами казолита, моноцитом. Содержание урана - до 0,07%, тория - 0,006%
I-4	23	Береговое	[34]	П. Оруденение локализовано в тектонизированных биотитовых гнейсах. Рудная зона прослежена по простиранию на 300 м, по падению на 240-410 м, до глубины 45-160 м, имеет северо-западное падение, мощность от 10-20 до 40-65 м. Размеры рудных тел (при содержании U - 0,01-0,03%) от первых до десятков метров. Мощность тела с кондиционными содержаниями U от 0,073 до 0,138% - 0,1-1,1 м. В проявлении отмечены повышенные содержания Pb, Zn, Cu, Be, Ag, F, Y, Mo, Ti, Ni, V
II-3	2	К северо-востоку от оз. Вайявр	[33, 88]	ПМ. В коренных выходах катаклазированных, окварцованных пегматитов и биотитовых гнейсов содержание урана - 0,027-0,078%, тория - 0,022-0,64% на мощность 0,35-0,65 м. В скважинах на глубинах 260,0-282,0 м урана - 0,011-0,018% на мощность 0,3-0,6 м
II-3	12	Кучинтундровское	[88]	П. 29 линзообразных тел кварц-полевошпатовых пород пегматоидного облика. Содержание урана - 0,008-0,027%, тория - 0,004-0,007%, свинца - 0,003%, циркония - до 0,02%, ниобия - до 0,01%
II-4	1	Моккиявр	[33]	П. В мигматизированных биотитовых гнейсах (на площади 120х340 м) серия рудных тел штокверковой и линзовидной формы с прожилками и гнездами настурана, коффинита. Прослежены по простиранию и глубину на 150,0-250,0 м. Содержание урана - от 0,01-0,03 до 3%
II-4	2	Приозерное	[33]	П. В пегматоидных микроклин-плагиоклазовых гранитах, биотитовых гнейсах и мигматитах (на площади 3,1х0,2х0,7 м) и в 5 скважинах установлены участки с содержанием урана - 0,01-0,024%, свинца - до 0,04-0,1%, молибдена - до 0,01-0,02%
II-4	3	р. Лебяжка	[33]	ПМ. В плагиоклаз-микроклиновых гранитах точечная аномалия гамма-съемки интенсивностью до 950 мкР/ч. Установлена жила катаклазированных и раздробленных пегматитов с вкрапленностью кристаллов браннерита. Содержания урана - до 0,1%
II-4	5	оз. Кучозеро	[33]	ПМ. В линзе пегматоидных гранитов на площади 9,0х4,0 м урановое оруденение с крупногнездовой вкрапленностью кристаллов уранинита. Содержания урана - до 0,11%
III-1	5	К северу от г. Вехстуоддар	[50]	ГА. В жиле пегматоидных плагиогранитов точечная аномалия радиоактивности интенсивностью 630 мкР/ч, предположительно связанная с наличием в породе монацита
III-4	12	В северной части оз. Туолпъявр	[88]	ПМ. Гранитоиды с редкометалльным оруденением. Содержание урана - 0,007-0,0168%, тория - 0,022-0,0865%
IV-4	1	К югу от оз. Шовнаявр	[69]	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные концентрации урана (2), тория (1)
НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
Химическое сырье				
Пирротин, пирит				
I-1	8	К востоку от оз. Капля	[78]	ПМ. На глубине 138,0 м в туфах основного состава, переслаивающихся с метадиабазами сульфидная минерализация с содержанием пирротина - 35-40%, халькопирита - до 1%
I-1	11	Валесшиэти	[78]	П. Богатое пирротиновое оруденение приурочено к тектонической зоне и представлено 5 рудными зонами брекчиевидных и прожилково-вкрапленных руд мощностью от 1 до 15 м, залегающих среди графитизированных амфиболовых сланцев. По геофизическим данным ее протяженность составляет 2 км при мощности 500 м. Падение рудных тел юго-западное под углом 70-75°. Суммарная мощность зоны 20-25 м. Содержание пирротина - 30-65%, пирита - до 9%, халькопирита - до 3%, сфалерита - до 2%, серебра - до 3,1 г/т, графита - до 10%, серы - не определялось
I-2	4	Западнее г. Матерт	[63]	П. В ожелезненных филлитах проявление серного колчедана представлено брекчиевидным пирротиновым оруденением. Содержание серы - 11,89%, железа валового - 17,22%

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого, название проявления, пункта минерализации, ореола и аномалии	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
I-2	8	оз. Гусиное	[63]	П. Представлено брекчиевидным пирит-пирротиновым оруденением, образующим 3 рудных горизонта в виде обломков сланцев и алевролитов, сцементированных пирит-пирротиновым цементом (от 50-60 до 80%). Совместно с пирротином развивается пирит, редко он образует самостоятельную вкрапленность. Содержание серы - до 20%. Мощность горизонтов от 0,5 до 2,0 м, глубина залегания от 40 до 230 м
I-2	15	К югу от оз. Гусиное	[45]	ПМ. Колчеданное оруденение представлено пирротиновой рудой в интервале 88,1-89,1 м. Содержание серы - 20%
II-1	1	Левый берег р. Печенга	[78]	ПМ. Графитизированные кварц-биотитовые сланцы с сульфидной минерализации. В интервалах 13,0-30,0 и 145,0-159,0 м руда густо- и прожилково-вкрапленная. Содержание пирротина - 40-65%, графита - до 25%
II-1	2	Левый берег р. Печенга	[78]	ПМ. Графитизированные кварц-биотитовые сланцы с сульфидной минерализацией. В интервале 13-28 и 49-54 м руда густо- и прожилково-вкрапленная с содержанием пирротина - 60%
II-2	4	К северо-западу от оз. Меннельяур	[63]	П. В филлитовидных и хлорит-биотитовых сланцах колчеданное оруденение образует рудную зону мощностью 10-25 м. Содержание железа валового - 31,0-50,79%, серы - 23,02-31,48% (до 35,5%), золота - 0,63 г/т, серебра - до 2 г/т
II-2	15	Западнее оз. Каскельявр	[63]	П. Пирит-пирротиновое оруденение в краевой части Каскельского массива гранодиоритов, в зоне его амфиболизации. Содержание серы - 29,4-29,77%
II-3	7	Валас	[63]	П. Среди осадочных пород (алевролиты, филлиты, туфопесчаники) сульфидное прожилково-вкрапленное и брекчиевидное колчеданное оруденение. Параметры колчеданной зоны (90-1000)х(30-500) м. Содержание пирротина - 35-40%, пирита - 15-20%, халькопирита - 2,5-3,0%, сфалерита - до 2,5%, арсенопирита - единичные зерна, графит, рутил
II-3	16	Кучинтундра	[45]	П. Три рудных горизонта с брекчиевидным пирит-пирротиновым оруденением мощностью от 1,0 до 7,7 м, глубина залегания от 8 до 179 м. Обломки сланцев и алевролитов сцементированы пирит-пирротиновым цементом, количество которого составляет 40-60%, а на отдельных интервалах - 85% и более. Содержание серы в рудной брекчии не превышает 20-24%
III-2	2	Северо-восточнее г. Яггессайве	[74]	ПМ. Амфибол-биотит-плагиоклазовые сланцы с сульфидной вкрапленностью. В интервале 56,5-57,3 м содержание серы - 15,6%
III-2	6	Северо-восточнее г. Яггессайве	[74]	ПМ. Амфибол-биотит-плагиоклазовые сланцы с сульфидной вкрапленностью. На глубине 55,2 м содержание серы - 12,82%
Керамическое сырье				
Кианит				
II-2	22	Аннамское	Увадьев, 1962	П. Порфиробластические слюдисто-кианитовые плагиосланцы прослежены по простиранию на 2500 м при максимальной ширине полосы выходов 350 м. Содержание кианита в сланцах иногда превышает 50% объема породы. Содержание глинозема в сланце по данным единичной пробы составляет 17,21%
Горнотехническое сырье				
Графит				
II-1	6	Северо-западнее от оз. Маунъяур	[32, 75]	ПМ. Амфиболиты с пирротин-графитовой минерализацией. В интервале 31,9-32,9 м содержание графитового углерода - 2,0%
II-1	7	К северо-востоку от оз. Вешъяур	[32, 75]	ПМ. В интервале 73,2-74,2 м гранат-биотит-амфиболовые породы с интенсивной пирротиновой минерализацией и вкрапленностью графита. В интервале 108,85-111,0 м амфибол-полевошпатовые метасоматиты с пирротин-пиритовой минерализацией. Содержание графитового углерода - 2,64 и 2,0%
II-1	8	оз. Чуэрлемъяур	[75]	ПМ. Окварцованные слабо графитизированные биотитовые гнейсы. В интервале 29,2-34,2 м содержание графитового углерода - 2,19%
III-1	3	Южный	[50]	П. В амфиболитах, биотитовых и амфибол-биотитовых гнейсах локализуется пластообразное крутопадающее рудное тело (протяженностью 2500 м, мощностью 3,9 м) с графит-пирротиновой минерализацией. Содержание графитового углерода - 2-7%, среднее - 3,67%. Прогнозные ресурсы - 359,4 тыс. т

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого, название проявления, пункта минерализации, ореола и аномалии	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
III-1	6	Скалистый	[50, 79]	П. Представлено графит-пирротиновой минерализацией в гнейсах и амфиболитах кольского метаморфического комплекса. Представлено 2 рудными телами пластообразной формы и 1 - линзовидной, приуроченными к пликативным нарушениям. Простирание тел северо-западное, падение очень крутое на юго-запад. Протяженность пластообразных тел 1100-1150 м, мощность колеблется от 3 до 39,9 м. Линзовидное тело имеет длину 360 м и среднюю мощность 4,34 м. Строение рудной зоны не однородно - наблюдается чередование рудных интервалов с пачками практически безрудных пород либо содержащих некондиционное оруденение. Мощности рудных интервалов от 0,2 до 1,6 м. Содержание графитового углерода - от 2 до 8% (среднее - 3,8%)
III-2	10	К юго-западу от г. Яггесоайв	[51]	ПМ. Амфибол-биотитовые гнейсы и амфиболиты с просечками графита и примесью сульфидов. В интервале 26,0-85,5 м содержание графитового углерода - 2,29-3,25%
IV-2	5	Юго-западнее г. Тукчель	[37, 75]	ПМ. Гнейсы с пирротин-графитовой минерализацией. В интервале 13,4-16,8 м содержание графитового углерода - 2,95%
Драгоценные и поделочные камни				
Корунд				
IV-2	4	К югу от г. Ямышкур	[77]	ПМ. Пегматитовая жила плагиоклаз-микроклинового состава (0,5-0,6x10 м) с редкими столбчатыми кристаллами (3x1 см) голубовато-серого корунда с горизонтальной штриховкой на гранях
Строительные материалы				
Магматические породы				
Андезидацитовые порфириты				
I-1	6	г. Порьиташ	[63]	П. Представлено 2 крупными интрузиями андезидацитовых порфиритов в виде линз размерами 10,5x1,5 и 11,5x1,8 км и несколькими силлообразными телами меньших размеров, вытянутых вдоль Порьиташского разлома. Андезидациты темно-серые плотные массивные с вкрапленниками светло-серого плагиоклаза. Хорошая декоративность позволяет рекомендовать их для оценки в качестве облицовочного материала
Карбонатные породы				
Мраморы, доломит				
I-2	7	р. Ламасйоки	[28]	П. Представлено карбонатными породами с пластом доломитов мощностью 70-90 м. Доломиты серого, светло-серого цвета, тонкозернистые плотные с хорошо выраженной слоистостью
I-3	7	К западу от оз. Костровное	[28]	П. Два участка доломитов белых, иногда с сероватым или желтоватым оттенком, плотных массивных очень крепких, разделенных пологой грядой метадиабазов на расстояние 800 м друг от друга. Видимая мощность пачки доломитов около 100 м. Прогнозные ресурсы - 65 тыс. $м^3$
I-3	26	р. Валасйоки	[28]	П. Пачка доломитов мощностью 10-15 км. Доломиты тонкослоистые серовато- или зеленовато-белого цвета, обладают небольшой твердостью, при ударе легко раскалываются. Прогнозные ресурсы оценены в 3-5 тыс. $м^3$
ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ				
Минеральные лечебные				
Радоновые				
II-1	10	оз. Алла-Аккаярви	[58]	П. В скважине на месторождении Аллареченское содержание радона - 780 Бк/л
III-1	7	Хутоявр	[58]	П. Восходящий источник на склоне холма, дебит - 0,5 л/с. Сведений о химическом составе воды нет

Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых

Рудная формация	Объект прогноза [автор по списку]	Категория	Кол-во*	Среднее сод-ние**	Глубина подсчета, м
Сульфидно-медно-никелевая в гипербазитах	Аллареченская минерагеническая зона никель [28]	P_3	450	2,0	300
Сульфидно-медно-никелевая	Печенгская минерагеническая зона никель [63] платиноиды [63]	 P_2 P_2	 330 74	 1,56 3,5	 1000 1000
Медно-колчеданная	Южно-Печенгская минерагеническая зона медь [25] цинк [25] золото [ГДП-200]	 МП МП МП	 2400 600 100	 - - 2-3	 300 300 100
Золото-кварцевая и золото-сульфидная	Южно-Печенгский рудный район золото [ГДП-200]	 P_3	 30	 2-3	 100
Сульфидно-медно-никелевая Платинометалльная	Солозерский рудный район никель [ГДП-200] платиноиды [ГДП-200]	 P_3 P_3	 300 100	 до 2 2-3	 300 300
Сульфидно-медно-никелевая	Карикъяврский рудный район никель платиноиды	 P_2 P_3	 150 100	 до 2 2-3	 400 400

Примечания: * – графит – млн т, медь, цинк, никель – тыс. т, золото – т; ** – медь, цинк, никель – %, золото, платиноиды – г/т.

Список пунктов определения абсолютного возраста

Индекс клетки	№ на карте	Наименование геологического подразделения	Метод определения	Возраст, млн лет	Авторский №
I-3	1	Луостаринский комплекс гранитов и мигматит-гранитов. Подкомплекс мигматит-гранитов	U-Pb	2810±14	4210
I-3	2	Луостаринский комплекс гранитов и мигматит-гранитов. Подкомплекс лейкократовых анатектит-гранитов	U-Pb	2615±13	2208
III-1	3	Аллареченский комплекс оливинитов-гарцбургитов	U-Pb	1918±29	523
III-1	4	Аллареченский комплекс оливинитов-гарцбургитов	U-Pb	2005±19	524

Электронное научное издание

Ремизова А. М.
Дуракова А. Б.
Семенова Л. Р.
и др.

ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
масштаба 1 : 200 000

Издание второе

Серия Кольская

Лист R-36-XXV,XXVI (Приречный)

Объяснительная записка

Редактор, корректор *И. В. Сумарева*
Технический редактор, компьютерная верстка *Е. А. Полшкова*

Подписано к использованию 25.12.2021. Тираж 50 дисков. Объем 240 Мб
Зак. 42115100

Всероссийский научно-исследовательский геологический
институт им. А. И. Карпинского (ВСЕГЕИ)
199106, Санкт-Петербург, Средний пр., 74

Записано на электронный носитель в Московском филиале ФГБУ «ВСЕГЕИ»
123154, Москва, ул. Маршала Тухачевского, 32А.
Тел. 499-192-88-88. E-mail: mfvsegei@mfvsegei.ru