

**ГОСУДАРСТВЕННАЯ  
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА  
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ**

**масштаба 1 : 200 000**

*Серия Кольская*

**Лист R-35-XXIX,XXX (Раякоски)**

**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-35-XXIX,XXX (Раякоски)

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. Шелетина и др.*

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

Рецензенты

**Т. М. Салтыкова**  
**В. Г. Легкова**

**Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Издание второе. Серия Кольская. Лист R-35-XXIX,XXX (Раякоски). 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) (196 Мб). – Систем. требования: Microsoft Windows NT; Microsoft Word от 2003; Adobe Acrobat Reader от 10.0; дисковод DVD-ROM. – Загл. с экрана. – ISBN 978-5-00193-021-1 (объясн. зап.), ISBN 978-5-00193-022-8**

Обобщены материалы по геологическому строению и полезным ископаемым территории листов R-35-XXIX,XXX. Приведены сведения по тектонике, геоморфологии, истории геологического развития, гидрогеологии и геоэкологии. Дано систематическое описание полезных ископаемых территории. Указаны закономерности их размещения и дана прогнозная оценка.

Представляет интерес для широкого круга специалистов.

Табл. 4, илл. 11, список лит. 77 назв., прил. 5.

УДК 55(470.21)(084.3)  
ББК 26

Рекомендовано к печати  
НРС МПР 30 декабря 2002 г.

ISBN 978-5-00193-021-1 (объясн. зап.)  
ISBN 978-5-00193-022-8

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

## ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ .....	5
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ.....	8
СТРАТИГРАФИЯ .....	15
ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ И МЕТАМОРФИЗМ .....	30
ТЕКТОНИКА .....	56
ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ.....	61
ГЕОМОРФОЛОГИЯ .....	65
ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ .....	69
ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА .....	74
ГИДРОГЕОЛОГИЯ.....	77
ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА .....	79
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	81
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ .....	82
<i>Приложение 1.</i> Список проявлений (П), пунктов минерализации (ПМ) полезных ископаемых, вторичных геохимических (ВГХО) и гидрохимических (ГДХО) ореолов и геофизических аномалий (ГА), показанных на карте полезных ископаемых листа R-35-XXIX,XXX Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 .....	86
<i>Приложение 2.</i> Список прогнозируемых объектов песчано-гравийного материала .....	94
<i>Приложение 3.</i> Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых .....	95
<i>Приложение 4.</i> Список опорных обнажений и буровых скважин .....	96
<i>Приложение 5.</i> Список пунктов определения абсолютного возраста .....	97

## ВВЕДЕНИЕ

Территория листа R-35-XXIX,XXX, площадью 3 155 км<sup>2</sup>, ограниченная координатами 28°00'–30°00' с. ш. и 68°40'–69°20' в. д., располагается в приграничной с Норвегией и Финляндией части Печенгского района Мурманской области. Она охватывает северо-западный фрагмент Беломоро-Лапландской палеоколлизийной зоны, маркирующей границу Кольского и Беломорского геоблоков, ограниченной с юга подошвенной частью надвига Лапландской гранулитовой зоны, с севера – Каллояурским глубинным разломом.

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 43 м (долина р. Патсойоки) до 494 м (гора Шуорт). В северной части территории развит мелкогорный рельеф, представленный цепью вытянутых в широтном направлении массивов габбро, слагающих горы Шуорт, Каскама, Калкупя и др., разделенных между собой узкими V-образными долинами, с относительными превышениями 150–250 м, до 320 м – между горой Шуорт и оз. Лаукку. Для гор характерны крутые, часто обрывистые склоны и платообразные обнаженные вершины, несущие ясные следы ледниковой обработки. Центральная часть площади представляет собой всхолмленную, заболоченную равнину с абсолютными отметками 50–150 м и относительными превышениями 20–80 м. Большая часть холмов имеет округлые формы и пологие склоны. Изредка на общем равнинном фоне отмечаются небольшие возвышенности высотой 250–400 м с плоскими вершинами и относительно пологими склонами – горы Вилгис, Вирнимя и др. Для южной части района характерен крупнохолмистый ландшафт, представленный серией небольших вытянутых в северо-восточном направлении возвышенностей, разделенных корытообразными депрессиями, занятыми болотами и озерами. Абсолютные отметки колеблются в пределах 150–250 м, редко – до 290–330 м (горы Руудвар, Пеяссмораст и др.), относительные превышения – 80–200 м. Для большинства возвышенностей характерны округлые сглаженные вершины и сравнительно пологие склоны, как правило, перекрытые мощным чехлом ледниковых отложений. Долины и широкие депрессии осложнены мелкохолмистым и грядово-холмистым рельефом с высотой отдельных холмов от 1,5 до 30 м.

Гидрографическая сеть района, представленная многочисленными озерами, реками и ручьями, принадлежит бассейну Баренцева моря. Характерной особенностью озерно-речной системы района является их четкая ориентировка в северо-восточном и меридиональном направлении, что обусловлено направлением разрывной тектоники. Озера расположены неравномерно. Большая часть озерно-речной системы принадлежит бассейну р. Патсойоки, и лишь гидросеть восточной части территории – бассейнам рек Печенга и Лотта. Наиболее крупные озера – Хихнаярви, Иля- и Ала-Няаннамъярви, Паий-Аккъяур, Ала- и Иля-Наутсиярви, Ваггатам, Боссоярре и др. Реки района характеризуются слабой разработанностью долин, быстрым течением, частым чередованием порогов и перекатов. Большая часть из них представляет собой перепад вод между озерными котловинами, расположенными на разных уровнях. Основной водной артерией района является р. Патсойоки с правобережными притоками Наутсийоки, Корнетийоки, Сейгийоки и др.

Климат района, расположенного севернее Полярного круга, суровый, несколько смягченный влиянием теплого Северо-Атлантического течения Гольфстрим. Климат 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. Единственная шоссейная дорога, проходящая вдоль пограничной р. Патсойоки, связывает два населенных пункта района – пос. Раякоски и пос. Янискоски – с ближайшим крупным населенным и промышленным цен-

тром области – пос. Никель, расположенном в 30 км к северу от северной рамки листа. Население представлено только обслуживающим персоналом действующей электростанции в пос. Раякоски и военнослужащими пограничных застав. Экологическая обстановка района в целом благоприятная. Шлейфы газовых выбросов близ расположенного комбината «Печенганикель» мало влияют на естественное замещение тотально вырубленного хвойного леса низкорослым березовым густолесьем, что нельзя сказать о животном мире района. Количество четвероногих и пернатых обитателей в нарушенном лесоразработками и химическими загрязнениями биоценозе вряд ли будет восстановлено в полном объеме.

Площадь листа имеет довольно сложное геологическое строение и характеризуется неплохой обнаженностью, за исключением центральной 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, в основном, 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 1956–1958 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 самая ее северная часть – в контур ГДП-50 Печенгской структуры. Территория листа полностью входит в площадь Госгеолкарты-1000 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 292,8 пог. км, маршруты по четвертичным отложениям – 137,4 пог. км, детальные геологические исследования по естественным обнажениям – 2 765 пог. м, керну буровых скважин – 8 000 пог. м.

Л. С. Молотковым и Н. П. Молотковой проведено контрольно-увязочное картографирование на разных участках массивов каскамского комплекса габбро-гранодиоритов и его обрамления. Учитывались концепции разных исследователей, от близких к изложенным в записке до долго господствовавших «стратиграфических» [53, 59, 67, 73]. А. Б. Дураковой, А. М. Ремизовой и А. М. Лобаевым (ВСЕГЕИ) в 1999 году велись полевые работы в пределах Руннийокской складчато-купольной зоны архейд и зоны ее сочленения с Лапландской зоной гранулитов. Ими исследовались детали строения комплексов архейских ультраметаморфических диоритов-плагиогранитов и их субстрата – гнейсов и амфиболитов кольского метаморфического комплекса. В пределах Лапландской зоны гранулитов сделана попытка расчленить эндербиты по интенсивности процессов перекристаллизации субстрата и рассланцевания, а также – установить характер контакта эндербитов и анатектических диоритов. К сожалению, графически невоспроизводимой в пределах листа оказалась точка зрения Б. А. Шлайфштейна [13] на выделение гранатовых мигматит-гранодиоритов из состава эндербитов и кислых гранулитов, а также – контуров немасштабных останцовых тел гранат-биотитовых гнейсов лоттинского петротипа. 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 к печати принимали участие А. Б. Дуракова, А. М. Ремизова, Л. Р. Семенова, Е. П. Шелепина, Н. Т. Рожкова, Р. В. Карпова, Н. Т. Шимко, Л. Г. Туманова. 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, А. Б. Дураковой. В создании цифровой модели комплекта карт принимали участие Е. Ю. Воргачева, О. А. Агафонова, С. Н. Верещагин, Л. В. Пустовойтова, К. Н. Кобяков. Химико-аналитические исследования осуществлялись в ОАО «Кольский геологический информационно-лабораторный центр» (г. Апатиты) и Санкт-Петербургском Госуниверситете. Определения возраста пород осуществ-

лялось U-Pb методом по циркону в лаборатории геохронологии и изотопной геохимии КНЦ РАН (г. Апатиты) под руководством Т. Б. Баяновой. Радиоуглеродные исследования выполнены сотрудником Санкт-Петербургского Госуниверситета Е. В. Макаровой, палинологические определения – Э. С. Плешивцевой.

---

## ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

Систематическое геологическое изучение исследуемой площади начато после окончания Великой Отечественной войны и включения Печенгского района в состав СССР. В конце сороковых годов на площади листа проведена комплексная геологическая съемка масштаба 1 : 200 000 под руководством Л. С. Коссового (1950 г.). С начала пятидесятых годов с целью поисков месторождений никеля, слюды и других полезных ископаемых на территории района осуществляются планомерные поисково-съёмочные работы масштаба 1 : 50 000 Л. И. Ивановой (1953 г.), В. Ф. Ступицким (1956–1957 гг.), Л. И. Увадьевым (1956–1957 гг.), А. Е. Великановым (1957 г.), А. А. Миндлиной и Э. В. Муровой (1958 г.). В результате этих исследований получены достаточно полные сведения о геологии, тектонике, магматизме и полезным ископаемым района. Съёмка проводилась комплексно. Наряду с изучением кристаллических пород и четвертичных образований, она сопровождалась радиометрическими наблюдениями, шлиховым и металлотрическим 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 [26]. Наряду с этим следует отметить, что вышеперечисленные геологосъёмочные 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 геологосъёмочные работы на территории листа не проводились, за исключением южной ее части, вошедшей в южнее расположенную площадь ГСР [77]. Эти работы сопровождалось картировочным бурением и геофизическими исследованиями (магниторазведка, гравиразведка, электроразведка). Выявлено проявление медно-никелевых руд Лаукку, связанное с массивами ловнозерского габбро-норитового комплекса.

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

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 сульфидно-медноникелевого, попутно – колчеданного оруденения, и графита, оценку перспективности района. Работы проводились преимущественно в пределах западной части Аллареченского рудного района (В. А. Горелов, 1958–1964; В. С. Тихонов, 1967–1973; Ю. И. Гольдберг, 1970–1972; В. К. Квашнин, 1973–1974; В. Н. Климентьев, 1984–1987; Н. К. Мишарин, 1999; В. С. Пустовойтов, 2000), в меньших объемах – в южной зоне Печенгской структуры (Е. З. Штиман, 1962; Е. И. Бувевич, 1974) и в пределах Ловнозерского блока (В. И. Опарин, 1962; В. Н. Спиров, 1971; Н. К. Мишарин и др., 1999). 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 более 100 массивов ультрабазитов, в основном безрудных, для части из них установлена приуроченность к тектоническим зонам северо-восточного направления. В пределах Вешъяурской зоны выявлены и изучены до



глубины 300–450 м проявления сульфидных медно-никелевых руд – Руннийоки (А. Р. Рувман, 1970), Вильгисъяур и Хихнаярви (В. А. Горелов, 1964; В. С. Тихонов, 1973). Часть магнитоэлектрических аномалий связана с графит-сульфидной минерализацией (оз. Терскел, гора Вирнимя, Вешъяурская зона). В южной части площади листа выделена перспективная на поиски никеленосных интрузий Вуэрнисъяурская зона и проведены комплексные геолого-геофизические исследования в районе рудопроявления Лаукку. В дальнейшем, при анализе предшествующих работ и проведении дополнительных исследований, была признана бесперспективность поисков медно-никелевого оруденения и на участке Руннийоки (В. Н. Климентьев, 1987 г), и по всей Вешъяурской зоне смятия, по крайней мере, до глубины 100–200 м [48]. Также дана отрицательная оценка на поиски потенциально рудоносных массивов в пределах южной зоны Печенгской структуры, частично расположенной на территории листа.

В конце семидесятых годов в западной части района отрядом геологов под руководством В. Г. Чувардинского (1977–1980 гг.) для обнаружения медно-никелевых руд применен валунный метод поисков, который подтвердил наличие уже известных рудоносных объектов.

Весь накопленный к середине семидесятых годов богатейший фактический материал по северной и центральной части площади систематизирован и обобщен в рамках ГДП-50 (Е. Д. Чалых и др., 1976). Работы завершились составлением геолого-структурной и прогнозной на никель карт в масштабе 1 : 50 000 по Печенгско-Алларченскому 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. ЦККГЭ завершила работы по геологическому доизучению масштаба 1 : 200 000 северо-западной части Кольского полуострова (Б. А. Шлайфштейн и др.), 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. Выделены перспективные участки для постановки поисковых работ – Вирнимя и Лаукку (Шурорт). Получены новые данные о геологическом строении территории, по-новому выполнено тектоническое районирование, стратиграфическая схема составлена на основе региональной схемы докембрия с изменениями, в частности алларченская толща отнесена к кольской серии, доказана принадлежность глиноземистых гнейсов и сланцев вирнимской толщи к метасоматитам зон кислотного выщелачивания.

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 (Е. Я. Шенкман и др.). 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 (В. А. Житников и др.). По результатам работ, сопровождавшихся большим количеством геологических исследований (маршрутных, горно-буровых, аналитических) выделена Кольская структурно-металлогеническая зона, контролирующая размещение медно-никелевых руд, юго-западное ограничение которой проходит по площади листа, дана оценка прогнозных ресурсов по кат. Р<sub>3</sub> Хихнаярвинской рудоносной зоны.

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 каскельярского комплекса и метагабброиды, метадиориты-метаплагио-

граниты каскамского комплекса; относимые ранее к лопию тюльпвидская (тюльпвид-кеулик) и тальинская толщи рассматриваются как карельские образования, хотя трактовка стратиграфического положения тальинской толщи осталась неоднозначной. Получены радиогеохронологические данные по андезит-дацитовым порфирирам пороярвинской экстрезии. 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 (А. М. Ремизова, Б. А. Шлайфштейн). 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. Эта трактовка наиболее близка точке зрения В. Ф. Ступицкого (1958 г.).

Изучение четвертичных образований в пределах листа R-35-XXIX,XXX началось в 1940–1950-х годах съемочными работами масштаба 1 : 50 000 [40, 62, 63, 67]. В результате С. Ф. Биске и А. А. Никоновым 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 ледникового покрова энергия оледенения на северо-восточном фронте; сочетание ареальной и фронтальной дегляциации; зависимость изостатических движений в голоценовое время от геологической структуры кристаллических пород [26].

В конце 1970-х годов В. Г. Чувардинским были выполнены валунные поиски, детально изучен петрографический состав валунов и их разнос [73]. При ГСР-50 в начале 1990-х годов в северо-восточной части листа В. О. Назаренко [57] произвел детализацию выделенных ранее генетических типов четвертичных образований до генетических подтипов и групп фаций.

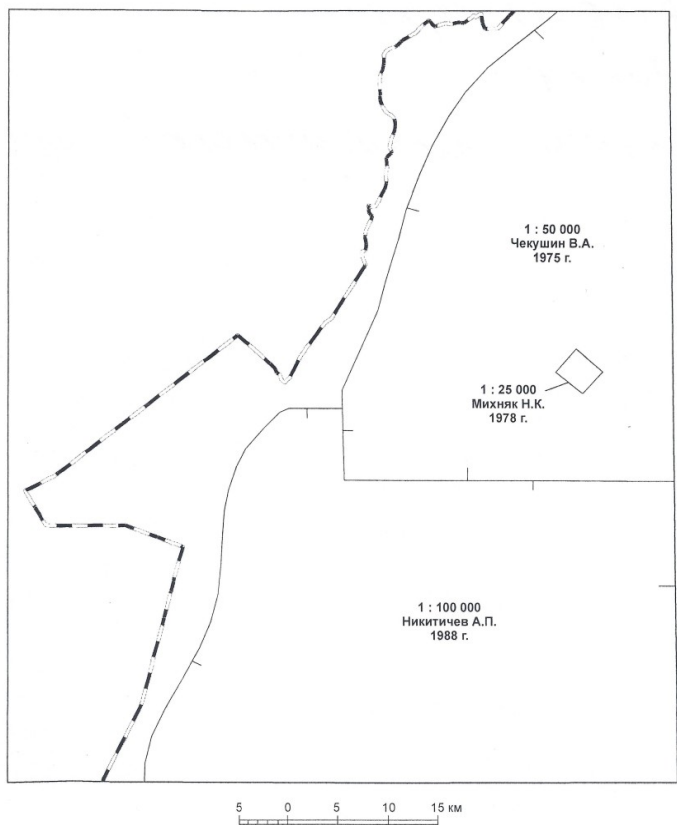
Исследуемая площадь полностью покрыта геохимическими поисками по потокам рассеяния масштаба 1 : 50 000–1 : 100 000 (рис. 1), частично по коренным породам и гидрохимическим опробованием поверхностных и грунтовых вод (В. А. Чекушин, 1973–1975; Н. К. Михняк, 1975–1978; А. П. Никитичев, 1978–1982). Основной 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.

Аэрогеофизическими методами (магнито- и электроразведка) масштаба 1 : 200 000 изучена была лишь юго-восточная (Т. А. Поротова, 1958) и западная (Е. А. Каспаров, 1952) части площади района (рис. 2). В дальнейшем большая часть из них перекрыта аэрогеофизическими работами масштаба 1 : 50 000–1 : 25 000 и крупнее (А. Н. Иванов, 1959; Л. М. Любавин, 1962, 1967; Н. Н. Савельев, 1962; Ю. Л. Кузьмин, 1963). Результаты этих работ в большинстве своем были учтены при составлении Госгеолкарты-200 первого поколения. 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.

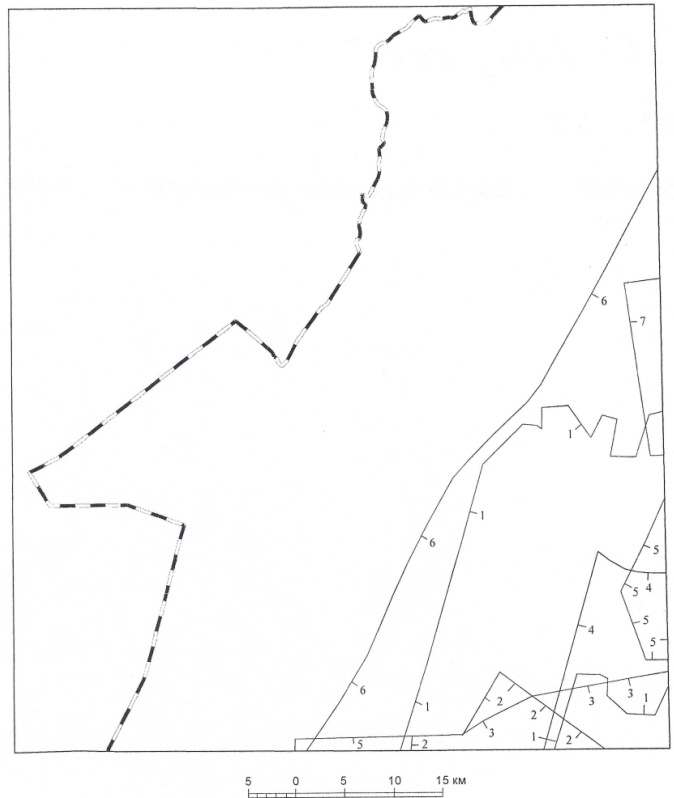
Вся территория работ изучена гравиразведкой масштаба 1 : 200 000, выполненной в разные годы ЗГТ, и частично – масштаба 1 : 50 000 (рис. 3). Эти материалы были использованы при составлении Госгеолкарты-200 первого поколения. С небольшим опережением работ по составлению представляемой ГК-200 выполнена гравиметровая съемка масштаба 1 : 50 000 на площади 800 км<sup>2</sup> в центральной части территории. Имеющиеся гравиметрические материалы позволяют достаточно надежно подразделить территорию на ряд блоков, выделить объекты, отличающиеся плотностными характеристиками.

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, ВЭЗ (Н. М. Парфененко, 1958), ДИП, МПП (Е. П. Беляев, 1967–1968; А. Р. Рувман, 1970; Н. Ф. Скопенко, 1979), в более позднее время – РСВП (В. Н. Климентьев, 1987). 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

щие системы тектонических нарушений.

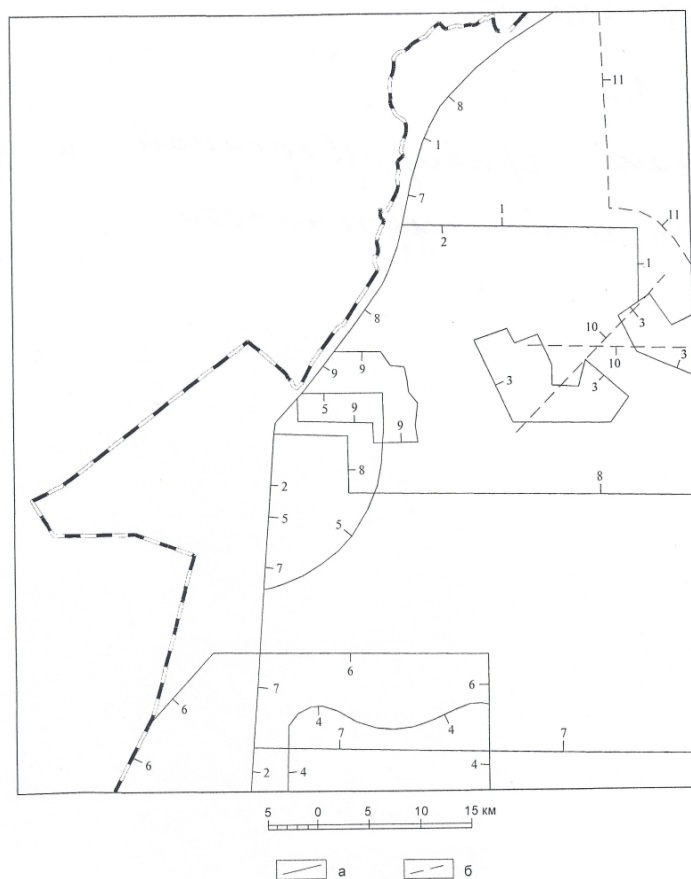


**Рис. 1. Схема геохимической изученности.**



**Рис. 2. Схема аэрогеофизической изученности.**

1 – 1 : 25 000, Любавин Л. М., 1968 (аэромагнитная съемка); 2 – 1 : 25 000, Смирнова И. А., 1962 (аэроэлектроразведочная БДК и аэромагнитная съемки); 3 – 1 : 25 000, Кузьмин Ю. Д., 1963 (аэромагнитная съемка); 4 – 1 : 25 000, Савельев Н. Н., 1963 (аэроэлектроразведочная съемка БДК); 5 – 1 : 25 000, Иванов А. Н., 1959 (аэроэлектроразведочная съемка БДК); 6 – 1 : 200 000, Поротова Г. А., 1959 (аэромагнитная и аэрогамма-съемка);

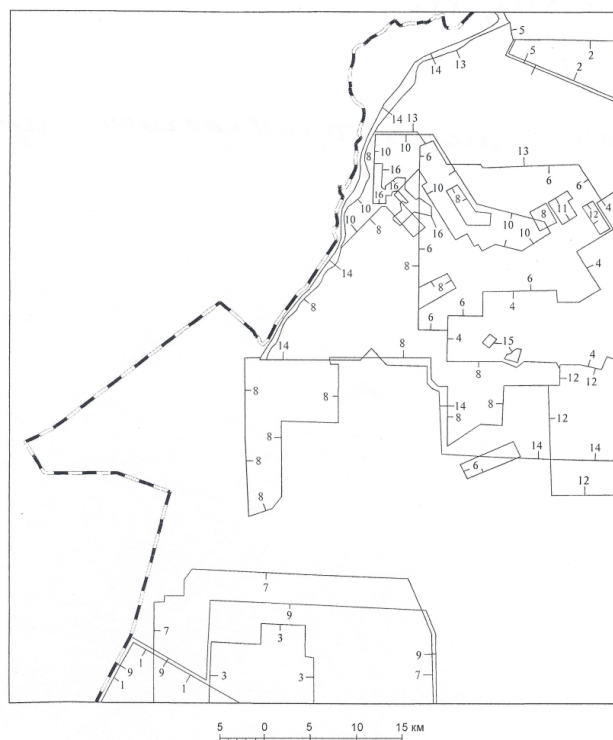


**Рис. 3. Схема гравиразведочной и сейсморазведочной изученности.**

а – гравиразведочная: 1 – 1 : 50 000, Поляк М. К., 1969; 2 – 1 : 200 000, Поляк М. К., 1962; 3 – 1 : 25 000, Беляев Е. П., 1968; 4 – 1 : 50 000, Спилов В. Н., 1968; 5 – 2 000×100, Рувман А. С., 1970 (гравиметрические профили); 6 – 1 : 200 000, Шлайфштейн Б. А., Шульга Т. Ф., 1969; 7 – 1 : 50 000–1 : 200 000, Кокорина Л. К., 1972 (сводные гравиметрические карты); 8 – 1 : 50 000, Чалых Е. Д., Колпаков Н. И., 1976 (сводная гравиметрическая карта Печенгско-Аллареченского района); 9 – 1 : 50 000, ГДП-200 (действующий проект); б – сейсморазведочные профили: 10 – Меламуд М. Е., Литвиненко И. В., 1972; 11 – Литвиненко И. В., Кокорина Л. К., 1967 (обобщение сейсморазведочных материалов).

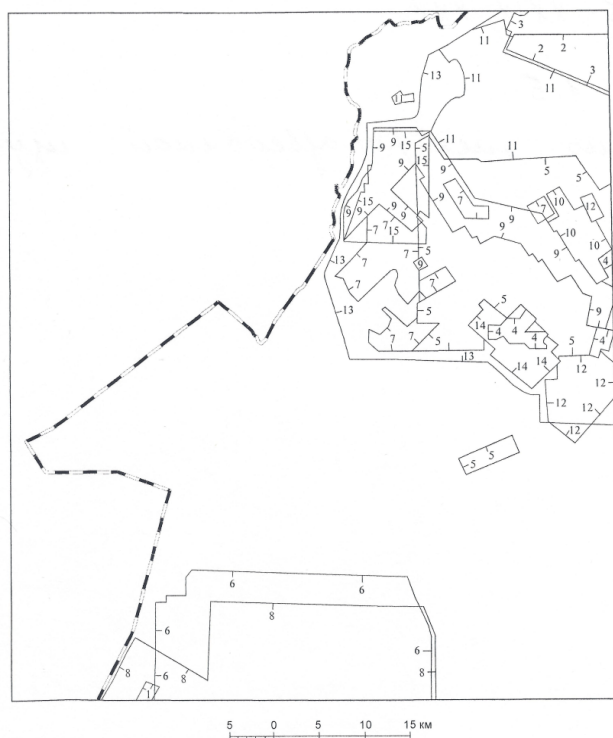
В результате сейсморазведочных работ (МОВ) (рис. 3), проведенных в пределах южного крыла Печенгской структуры (И. В. Литвиненко, 1964, 1966), построены опорные глубинные разрезы через Печенгскую структуру. По сейсмическим профилям (М. Е. Меламуд, 1972), пересекающим границу Хихнаярвинского и Аллареченского блоков установлено их надвиговое положение относительно друг друга, определена фронтальная часть надвиговой структуры с глубиной заложения не более 5 км, на дневной поверхности приуроченная к Вешъяурской зоне смятия. В пределах Аллареченского блока выделены опорные сейсмические границы, прослеженные на глубине свыше 10 км под породами Вешъяурской зоны смятия и Хихнаярвинским блоком. По периферии Хихнаярвинского блока от дневной поверхности до глубины 4–5 км прослежены крутопадающие сейсмические границы, связанные с узкими синклиналиными складками.

Несмотря на длительное изучение описываемой территории, вопросы, касающиеся стратиграфии и взаимоотношений отдельных комплексов пород остались невыясненными – это стратиграфическая принадлежность пород западного берега оз. Пороярви, стратиграфический уровень базитов, парагнейсов и парасланцев района горы Тальянтунтури; до сих пор не установлен возраст ультрамафитов аллареченского комплекса.



**Рис. 4. Схема магниторазведочной изученности.**

1 – 1 : 50 000–1 : 10 000, Спи́ров В. Н., Тарасова В. Н., 1957; 2 – 1 : 10 000, Штигельман Е. З., Васильев Д. Н., 1962; 3 – 1 : 10 000–1 : 5 000, Опарин В. И., Спи́ров В. Н., 1962; 4 – 1 : 25 000–1 : 10 000, Горелов В. А., 1964 (сводные карты изодинам); 5 – Гринченко Б. М., 1964 (сводные карты изодинам 1 : 50 000); 6 – 1 : 10 000, Бе́ляева Е. Л., 1968; 7 – 1 : 50 000, Шлайфштейн Б. А., Шульга Т. Ф., 1969; 8 – 1 : 50 000–1 : 10 000, Ру́вман А. С., 1970; 9 – 1 : 50 000–1 : 10 000, Спи́ров В. Н., Шац Л. А., 1971 (сводная карта магнитного поля 1 : 50 000); 10 – 1 : 10 000, Го́льдберг Ю. И., 1972; 11 – 1 : 10 000, Ти́хонов В. С., 1973; 12 – 1 : 10 000–1 : 5 000, Ква́шнин В. К., Го́льдберг Ю. И., 1974; 13 – 1 : 25 000–1 : 10 000, Буевич Е. И., 1974; 14 – Ча́лых Е. Д., Ко́лпаков Н. И., 1976 (сводная карта магнитного поля 1 : 50 000); 15 – 1 : 10 000, Скопенко Н. Ф., 1979; 16 – 1 : 10 000, Климентьев В. Н., 1987.



**Рис. 5. Схема электроразведочной изученности.**

1 – 1 : 50 000–1 : 10 000, Спи́ров В. Н., Тарасова В. Н., 1957; 2 – 1 : 50 000–1 : 10 000, Штигельман Е. З.,

Васильева Д. Н., 1962; 3 – Гринченко Б. М., 1964 (обобщение геофизических материалов 1 : 50 000); 4 – 1 : 10 000, Горелов В. А., Беляев Е. П., 1964; 5 – 1 : 50 000, Беляева Е. П., 1968; 6 – Шлайфштейн Б. А., Шульга Т. Ф., 1969; 7 – 1 : 50 000–1 : 10 000, Рувман А. С., 1970; 8 – 1 : 50 000, Спилов В. Н., Шац Л. А., 1971 (сводная карта результатов электроразведочных работ 1 : 50 000); 9 – 1 : 10 000, Гольдберг Ю. И., 1972; 10 – 1 : 50 000–1 : 10 000, Тихонов В. С., 1973; 11 – 1 : 50 000, Буевич Е. И., 1974; 12 – 1 : 5 000, Квашнин В. К., Гольдберг Ю. И., 1974; 13 – Чалых Е. Д., Колпаков Н. И., 1976 (сводная карта результатов электроразведочных работ 1 : 50 000); 14 – 1 : 10 000, Скопенко Н. Ф., 1979; 15 – 1 : 25 000–1 : 10 000, Климентьев В. Н., 1987.

---

## СТРАТИГРАФИЯ

В процессе многолетних исследований концепция стратифицирования глубоко метаморфизованных пород в пределах блока архейд и Лапландской гранулитовой зоны не получила своего подтверждения. К стратифицированным образованиям относятся лишь вулканогенно-осадочные толщи Печенгской зоны карелид (PR<sub>1</sub>), развитые в пределах северо-восточной части территории.

### КАРЕЛЬСКАЯ (НИЖНЕПРОТЕРОЗОЙСКАЯ) ЭНОТЕМА

#### НИЖНЕКАРЕЛЬСКАЯ ЭРАТЕМА

В сводном разрезе карелид Печенгской структуры выделяются осадочно-вулканогенные серии сариолия (ахмалахтинская серия), ятулия (куэтсъярвинская серия), людиковия (колосйокская и пильгуярвинская серии) северного крыла структуры и калевия (пороярвинская серия и тальинская толща) – Южно-Печенгской зоны.

В пределах территории размещаются лишь западные фрагменты Южно-Печенгской зоны, сложенной самыми молодыми калевийскими (KR<sub>1</sub><sup>4</sup>) породами и небольшой фрагмент северного крыла Печенгской структуры, сложенный вулканитами людиковия (KR<sub>1</sub><sup>3</sup>). Печенгская структура в целом является одним из сегментов Печенга-Варзугской рифтогенно-колизонной зоны карелид. Сочленением северного полого-складчатого крыла структуры с Южно-Печенгской меланжево-складчатой зоной является Каллоярский шов (предположительно – поддвиг). Его породы – углеродистые динамосланцы по разному субстрату слагают линейное тело запад-северо-западной ориентировки мощностью от 0,25 до 3 км (на смежной с востока территории), крутопадающее на юго-запад. Именно это геологическое тело глубинного разлома, известное как каллоярская толща (свита), начинает разрез Южно-Печенгской зоны карелид. Северо-Печенгская зона представлена на территории фрагментом пильгуярвинской серии людиковия.

К **людиковию**, согласно схемы РМСК и серийной Легенды, в пределах Печенгской структуры относятся колосйокская и пильгуярвинская серии северного крыла синклиория. Характерной чертой этих серий является углеродисто-турбидитный тип осадков и проокеанический характер базитовых вулканитов. В пределах территории выходит лишь небольшой фрагмент верхнего подразделения нижней (пильгуярвинской) серии людиковия.

В составе **пильгуярвинской серии** северного крыла Печенгской структуры традиционно выделяются свиты ждановская и Матерт. Из состава последней в процессе ГДП-50 [57] отделена верхняя часть ее с названием суппварская свита, развитая только в центральной части структуры. В пределах рассматриваемой территории, где с Южной зоной контактирует западный фланг северного крыла, эта свита не картируется.

**Свита Матерт. Верхняя подсвита (KR<sub>1</sub><sup>3</sup>mt<sub>2</sub>).** Свита Матерт является верхним членом разреза северного крыла Печенгской синклиорной структуры (в версии серийной Легенды). Она сложена преимущественно вулканитами основного состава с преобладанием лав и имеет максимальную мощность в прилегающей к Каллоярскому шву части структуры, оцениваемую от 5 км [11] до 3,5 км [22].

В северо-восточном углу площади листа представлен фрагмент западного фланга поля развития этих вулканитов, относящихся к верхней подсвите. Площадь развития вулканитов подсвиты на рассматриваемой территории составляет около 3 км<sup>2</sup>, мощность фрагмента разреза, приходящегося на эту площадь, составляет около 800 м.

Сложена эта часть разреза 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. На этом же уровне разреза в других частях

структуры отмечается один поток расслоенных ферропикритов мощностью 16 м.

Метабазальты массивных покровов, как правило, зеленовато-серые мелкозернистые до среднезернистых в центральных частях покровов, бластомикрофитовые и пойкилофитовые, реже – бластопорфиновые. Шаровые метабазальты в основном мелкозернистые до афанитовых и стекловатых зеленоватые, локально-лиловой 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, пирротинном. В мелкообломочных туфах прослоев обломки кристаллов и базальтов цементируются хлоритом с примесью актинолита, плагиоклаза, карбоната, кварца, соссурита.

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 –  $(100-176) \cdot 10^{-5}$  ед. СИ, плотность – 2,97–3,04 г/см<sup>3</sup>.

Метабазальты рассматриваемого участка составляют часть хлорит-актинолитовой зоны зеленосланцевой фации, окаймляющей слабее метаморфизованную ядерную часть Печенгской структуры [22]. Вблизи Каллояурского поддвига массивные базальты расланцованы, первичные минералы и структуры утрачиваются.

Возраст ферропикритов свиты Матерт по Pb-Pb изохроне, по валовым пробам из расслоенных потоков гор Каула-Котсельвара, севернее территории работ составляет  $1\,980 \pm 68$  млн лет (Ю. А. Балашов) [22], толеитовых базальтов по Pb-Sr изохроне, по 6 пробам с гор Матерт и Курпукас составляет  $1\,980 \pm 34$  млн лет. Вторичная эрохрона для толеитовых базальтов отвечает возрасту  $1\,725 \pm 76$  млн лет.

Все вулканогенно-осадочные образования Южно-Печенгской зоны и Тальинской складчатой структуры, согласно схем РМСК последних десятилетий, относятся к постлюдиковийским, в настоящее время – **калевийским**. По всем признакам граница людиковия и калевию 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 расчленились на серии, свиты, толщи [15, 22]. 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 позицией и вторичным положением в коллизионной структуре [29, 49, 59].

Все традиционно выделяемые подразделения, в связи с невозможностью уверенного установления характера контактов, называются толщами [59], 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 [77] и работе Е. Д. Чалых [71], выделивших пачки контрастного состава с породами определенного петротипа, в отличие от работы ГДП-50 [57], присоединивших, к примеру, метабазальты ансемийокской базальтовой толщи к брагинской осадочной. По ретроспективному анализу существующих материалов и собственных наблюдений разных лет авторов записки и редактора А. М. Ахмедова, вышеприведенная последовательность толщ и объединение брагинской и каплинской толщ, сделанное на карте, объясняются следующим образом:

1. Каллояурская толща – без изменений объема – черносланцевая толща бластомилонитов, описанных в отчете ГДП-200 [77], допускается, что большая часть ее объема первично осадочные и вулканомиктовые алевролиты–пелиты. Здесь – ее фрагмент, к северо-западу толща плавно переходит в черносланцевую толщу 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 оправдано – в связи с одинаковой их позицией относительно пород среднего



состава – при интерпретации материалов дистанционных методов – геофизических и МАКС. Фрагментарная обнаженность тех и других, возможности опрокинутых контактов позволяют это сделать. Название «меннельская», возможно, окажется неудачным для данной территории, если для толщи района стратотипа будут иные возможности интерпретации.

3. Брагинская и каплинская толщи вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород среднего состава. Положение брагинской толщи выше меннельской (в отличие от прежних схем) обосновывается тесной связью граувакковых вулканомиктовых пород с породами каплинской толщи средних метавулканитов, фациально замещающих друг друга и переслаивающихся. В составе брагинской толщи практически во всех схемах отмечались прослои средних вулканитов. А в районе озера Пороярви грубошлишOIDные граувакки брагинского типа 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.

Каллояурская толща ( $KR_4^4kl$ ). Породы каллояурской толщи развиты на северо-востоке территории, где слагают фрагмент (длиной 4 км, шириной 0,6 км) полосы ее развития, уходящей на северо-запад и юго-восток, мощностью около 500 м на данном участке. Представлены они 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 обусловлена метаморфотасоматической 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. Следует отметить, что к западу от зоны динамосланцев отделяется полоса метаосадочных пород, значительно менее электропроводных. Возможно, это есть лучше сохранившаяся часть толщи, к северному контакту которой приурочена главная линия Каллояурского шва.

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 карбонатизированные, графитизированные. Отмечаются также фрагменты хлорит-актинолитовых сланцев по базитам. Авторы ГДП-50, помимо метапесчаников, реконструируют метаалевролиты и метапелиты [57]. 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 [4, 77] интерпретировалась как доказательство разнородности первичного (додинамосланцевого) субстрата тектонической зоны. Магнитное поле спокойное слабопеременное. Характерны полосовидные аномалии электропроводности, обусловленные широко развитой графитизацией и сульфидизацией.

Меннельская толща ( $KR_4^4mn$ ). К меннельской толще на рассматриваемой территории отнесены вулканиты базальтового и пикробазальтового состава, картируемые на северных берегах оз. Пороярви и прослеживающиеся на запад и восток-юго-восток, где они включают и так называемую ансемийокскую толщу. Ширина полосы этих пород в районе Пороярви около 750 м, к юго-востоку она расширяется до 1 200 м, где участвует в изоклинальной складчатости с вышележащими толщами средних вулканитов и осадков. Мощность толщи меняется от 300 до 900 м. С севера толща контактирует с каллояурской толщей динамосланцев, контакт тектонический, падающий на юго-запад под углами 60–85°. По развитию вулканокластических грубообломочных пород вблизи оз. Пороярви можно предполагать здесь жерловую постройку, большей частью погребенную под водой и современными осадками озера. При локальной со-

хранности первичных структур и текстур вулканитов повсеместно наблюдаются признаки нахождения их в зоне влияния глубинного разлома (Каллояурского шва). Они выражаются в неравномерно развитых процессах замещения порообразующих 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.

Меннельская толща в пределах площади сложена метабазами, метапикробазальтами, метапикритами, их туфами и зелеными сланцами по тем и другим. Покровы метабазальтов мощностью от 3 до 30 м, иногда с пикробазальтами в нижних и миндалинами – в верхних частях, разделяются слоями гиалокластитов того же состава мощностью до 3 м. Отмечается [71] более интенсивное рассланцевание этих слоев. Не исключено, что какая-то часть этих туфов и гиалокластитов является бластокатаклазитами. Отмечается также обильная графитизация каклазировавшихся метабазальтов. Зона развития агломератовых кластола и псефитовых туфов пикритов-базальтов, интенсивно рассланцованных и карбонатизированных, отмечается на западном берегу оз. Пороярви. Мощность их вкост сланцеватости здесь 800 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.

В составе агломератовых кластола и псефитовых туфов западного берега оз. Пороярви сохраняются обломки пикритов-базальтов. Пикриты раскристаллизованы в различной степени, иногда содержат миндалины карбоната, хлорита. Цемент кластола 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 [22]. Те и другие на диаграмме Пирса и Маллена попадают преимущественно в поле составов базальтов океанических островов и островных дуг.

Вулканиты толщи ( $\sigma=2,86 \text{ г/см}^3$ ) характеризуются положительными аномалиями поля силы тяжести и спокойным переменным, в основном слабоповышенным магнитным полем.

Возраст метабазальтов и метапикритов толщи по Rb-Sr изохроне по 4 пробам определен в  $1\ 865 \pm 58$  млн лет [35].

Брагинская толща (KR<sup>4</sup>br). Стратотип брагинской толщи расположен на смежной с востока территории, в средней части Южно-Печенгской зоны, где сложен [29, 71] 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. На рассматриваемой в записке территории ранее [29, 71] они выделялись лишь на границе ансемийокской толщи базитов (вошедшей в вышеописанную меннельскую) и южнее развитых пород каплинской толщи, и только близ восточной границы листа. Учитывая интенсивную тектонизацию Южно-Печенгской зоны, представляется целесообразным на рассматриваемой территории сохранить первичный объем брагинской толщи, подстилающей каплинскую. Магнитное поле над брагинской толщей пониженное, благодаря ему контакты с нижележащими (меннельскими) вулканитами и вышележащими (каплинскими) на карте становятся более достоверными.

Все выявленные [57] аналоги брагинской толщи в районе оз. Пороярви, где они находятся также в основании каплинской толщи, лишь подтверждают эту закономерность. Однако масштаб карты и недостаточность материалов по задернованным участкам не позволяют отчленить их повсеместно. В пределах территории породы брагинской толщи картируются в зоне шириной 600–620 м вдоль юго-западной границы меннельской толщи (ранее здесь – ансемийокской), что соответствует мощности 520–550 м. На этом участке совпадает трактовка материалов бурения [69, 70] авторами всех схем. Далее к западу, по наблюдениям у восточного берега оз. Пороярви, верхняя граница толщи изгибается параллельно его береговой линии, уходя в акваторию. Разрез толщи вдоль восточного берега оз. Пороярви у самого уреза низкой воды можно наблюдать далеко не каждый год. Общая мощность разреза около 600 м. Представлен он здесь породами туфогенно-осадочными среднего состава грубо флишоидными с четко выраженной слоистостью. Падение слоистости пород на юг-юго-запад под углом 55–58° в северной части разреза, в 350 м южнее – на юг под углом 48–50°. На 750 м к юго-юго-западу обнажения у уреза воды озера закончились, а в 120 м к востоку от озера гипсометрически выше (примерно в 35–50 м) обнажаются покровы порфириновых метаандезитов каплинской толщи. Кри-

сталлизионная сланцеватость и отдельность их падают уже на восток-юго-восток под углами 15–20°. Таким образом, здесь, близ жерла вулкана мы наблюдаем угловое несогласие между брагинской и каплинской толщами, в то время как восточнее они субсогласны общему направлению сланцеватости.

Разрез в целом монотонен, несмотря на разнообразие гранулометрического состава. Мощность ритмов 16–20 м. В основании их – плохо сортированные туфогенные конгломераты с алевропесчаниковым цементом мощностью 1,5–3 м, выше – гравийно-песчаниковые слои мощностью 1,2–7 м, метаалевролиты с прослоями углеродсодержащих метапелитов составляют 6–9 м в верхах ритмов. Иногда наблюдается переслаивание амфиболитов (по основным туфам) мощностью около 20 мм и пелитов 1–3 мм, также в верхних частях ритмов. Все выше перечисленные туфогенные конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты плохо сортированы. В каждом из слоев можно наблюдать плавающие, разной степени окатанности, обломки более крупной фракции. Состав крупных обломков: метаандезиты, метадациты, девитрифицированное стекло, реже – метаморфизованные фельзиты, базальты, пикриты; мелких обломков: зерна кварца, плагиоклаза и других минералов, в основном перекристаллизованных. Границы между слоями нечеткие. Лишь алевропелитовые и пелитовые слои имеют четкие ограничения. Соотношение алевропелитового цемента и обломков в конгломератах и гравелитах 2:1.

Составы туфогенных песчаников, алевролитов и цемента конгломератов практически идентичны (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; аксессуарные – сфен, ильменит, ортит, турмалин, циркон, апатит.

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

Еще одна полоса развития преимущественно осадочных пород, зафиксированная по фактическому материалу разных лет вдоль южной тектонической границы развития пород пороярвинской серии западнее озера Пороярви, условно относится к этому же уровню. На норвежском берегу оз. Боссоярви они интерпретированы как метапесчаники, метаалевролиты формации Кроквик, залегающие на севернее развитых метабазальтах [37]. Метабазальты на нашем берегу интерпретируются как меннельская (ансемийокская) толща, и залегание на них метаосадочных пород типа брагинских вполне логично.

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

Брагинская и каплинская толщи объединенные ( $KR^4_{br+kr}$ ). На данной территории до ГДП-50 [57] собственно брагинская толща выделялась в объеме не более вышеобозначенного. Разночтение материалов в приграничной зоне и недостаток их западнее оз. Пороярви не позволяют расчленить образования этого участка на каплинские и брагинские. Сложены они здесь сильно рассланцованными породами среднего-кислого состава с реликтами метаосадочных или крупнообломочных текстур, которые характерны и для эксплозий каплинской толщи и для конглобрекций брагинской толщи района оз. Пороярви. Реликты метаэффузивных структур отмечаются еще реже.

Минеральный состав сланцев близок таковому сланцев по породам брагинской и каплинской толщ. Они содержат (в %): биотита – 5–15, серицита или мусковита – до 10, хлорита – 2–5, графита – 0–10, кварца – 15–30, карбоната – 5–10, плагиоклаза – 10–25; аксессуарные – сфен, сульфиды, титаномангнетит.

Каплинская толща ( $KR^4_{kr}$ ). Стратотип каплинской толщи находится в районе оз. Капля [29], к юго-востоку от границы территории. В пределах территории разрез в районе оз. Пороярви представляется наиболее информативным. Здесь по многим данным (дешифрирование

МАКС, грубообломочные вулканические фации) лучше сохранилась жерловая вулканоструктура с центром в акватории озера. Западнее озера Пороярви далее чем на 4 км каплинские вулканиды не распространяются. Есть ли в их подошве туфогенно-осадочные породы (брагинские) или они залегают непосредственно на меннельских вулканидах – остается пока неясным. В любом случае здесь их замыкание типа центриклинального. Это не противоречит картине такого же типа складчатости на норвежском берегу – на более низком стратиграфическом уровне [37].

Ниже приводится формализованный разрез каплинской толщи по анализу авторских наблюдений 1986 г. на площади размером 3,5×3,5 км, примыкающей к восточному берегу оз. Пороярви [76]. Построения сделаны по плану и разрезу вкрест картируемых разновидностей лав, местами интенсивно рассланцованных согласно тектоническим зонам. В этой связи мощности приводятся в соответствии с построениями по элементам истинного пологого залегания подошвы вулканидов в уступе восточного берега озера, где оно несколько дискордантно к слоистости туфогенно-осадочных пород брагинской толщи, обнажающихся у уреза низкой воды. В скобках даются мощности по построениям в соответствии с замеренной сланцеватостью. Все породы метаморфизованы и рассланцованы. Разрез представляют снизу вверх:

1. Метаандезиты порфиновые и микропорфиновые. 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: альбит, хлорит, эпидот, биотит, мусковит, актинолит; акцессории – лейкоксенизированные сфен и титаномагнетит ..... 170–180 м (500 м)

2. Агломератовые кластолавы андезитов с обломками дацитов-риолитов. Возможно это прижерловые образования. В этом случае цепочка паразитических жерл прослеживается в широтном направлении до 3 км от оз. Пороярви на восток. Обломки кластолав более светлые, чем цемент, светло-серые до почти белых, имеют самые причудливые очертания, изначально закругленные и с «хвостами» и сплюснутые при рассланцевании. Состав их дацитовый, часты вкрапленники гломеробласт темноцветных минералов. Иногда они раскристаллизованы до кварцевых диоритов. Средний состав метадацитов (в %): плагиоклаз (олигоклаз, альбит) – 50, кварц – 20, карбонат – 5, эпидот – 3–6, биотит – 5–6, мусковит – 5, хлорит – 3. Цемент кластолав – метаморфизованные микропорфиновые андезиты, аналогичны вышеописанным. Отличительное свойство кластолав – на них в 2–3 раза выше радиоактивность, ее типичное и среднее значение на глыбовых развалах кластолав – 40–50 мкР/ч при 11–16 мкР/ч – на прочих породах толщи. Один из выходов контрастных кластолав в верхней части разреза имеет овальную форму с длинной осью (по развалам) в плане до 350 м, окаймлен лавами андезидацитового состава неоднородными, измененными сильнее и с теньями агломератовыми текстурами. Породы генетически близки выше описанным, а по составу несколько более кислые ..... около 150–280 м (до 800 м)

3. Метаандезиты–метаандезидациты порфиновые и микропорфиновые, подобные пачке 1 ..... около 100 м (200 м)

4. Метаандезидациты–метадациты, частью сильно измененные при рассланцевании, частично раскристаллизованные неравномерно мелко-среднезернисто и с теньями агломератовых текстур ..... около 200 м (500 м)

В южной части рассматриваемой площадки среди андезидацитов пачки 4 по отдельным выходам картируются метабазалты и зеленые сланцы по ним. Суммарная мощность покровов видимо не превышает 50–70 м. Известны также туфогенные грубо флишоидные метаосадочные сланцы, близкие подстилающим брагинским района оз. Пороярви и также – в верхних частях разреза.

Суммарная мощность каплинской толщи в рассматриваемом районе около 800 м, максимально возможная – 2 000 м. Надо иметь в виду, что мощности кислых вулканидов не выдержаны в пределах каждой пачки и толщи в целом.

Минеральный состав метаандезитов–метадацитов (в %): олигоклаз, альбит – 35–45, кварц – 10–15, биотит – до 20, карбонат – около 5, эпидот – 3–5, мусковит – до 5, хлорит – до 3, сфен – 1–2, титаномагнетит. В метариодацитах и метариолитах значительно большее количество кварца, меньше – биотита и кальциевых минералов. Метабазалты–андезибазалты, частью с повышенной магнезиальностью, по минеральному составу близки таковым меннельской толщи, описанной выше.

По химическому составу вулканиды каплинской толщи представляют: по соотношениям MgO–FeO+Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (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 андезитов–дацитов с подчиненными риодацитами и риолитами.

Вулканиды толщи ( $\sigma=2,74 \text{ г/см}^3$ , магнитная восприимчивость –  $20 \cdot 10^{-5}$  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  $1\ 855 \pm 54$  млн лет [22].

Тальинская толща включает собственно тальинскую толщу всех прежних схем и нижезалегающую довольно выдержанную пачку metabазальтов и амфиболитов по ним. В качестве нижней подсвиты эта пачка выделялась еще В. Ф. Ступицким с соавторами [63] в процессе первых ГСР-50. Они предполагали, что свита Талья в целом залегает выше свиты оз. Пороярви. Сейчас эта несправедливо забытая версия полностью подтверждается в результате интерпретации карты магнитного поля (в современной обработке) с помощью фактического материала разных лет. К тальинской же отнесена касейокская толща, близость которой по составу и характеру ритмичности отмечалась и ранее. Разнесение их на разные уровни относится к тому времени, когда тальинская толща все еще считалась архейской, а остальные толщи Южной Печенги – нижнепротерозойскими. Видимо, эта версия базировалась на сравнении уровня метаморфизма тех и других, а также на том, что породы южнее развитого каскамского комплекса в большей части своего объема стратифицировались и также относились к архею. И в то же время среди тальинских пород находились габброамфиболиты, близкие таковым каскамского комплекса.

Таким образом, возвращение тальинским породам статуса свиты с первичным названием «Талья» или «тальинская» становится чрезвычайно актуальным. В отличие от всех нижележащих толщ Южной Печенги, позиции и объемы которых все еще не проясняются, несмотря на многократно проводившиеся ГСР.

Статус и позиция меннельской и ансемийокской толщ восточнее территории листа также в перспективе могут быть прояснены в случае нахождения там маркирующей пачки нижнетальинских немагнитных базитов, относившихся ранее частично к прослоям внутри метаосадков, частично к толще тюльпвид-кеулик или каскамской. Но без специализированных работ на соответствующей территории это не представляется возможным.

Тальинская толща имеет четко двучленное строение: нижняя подтолща мощностью от 300 до 900 м metabазальтовая; верхняя мощностью 1 000 м – гнейсо-сланцевая метаосадочная.

Породы тальинской толщи развиты в пределах возвышенности Тальютунтури и ее склонов. Ширина поля их развития составляет 8 км в районе южнее оз. Пороярви, резко уменьшаясь к западу (до 2 км) и востоку (до 1 км). Северный контакт толщи преимущественно стратиграфический, извилистых очертаний (в связи с пологой складчатостью). Лишь на западе граница пород тальинской толщи, смятой здесь в узкие складки, с породами пороярвинской серии тектоническая. Протяженный малоамплитудный сброс запад-северо-западной ориентировки здесь обусловил развитие опрокинутой изоклиальной складчатости именно в тальинских породах. К тому же сбросу восточнее приурочены останцы синклинальных структур (также опрокинутых к северо-востоку) с нижними пачками пород тальинской толщи. Южный контакт зоны развития пород тальинской толщи с породами каскамского комплекса габбро-гранодиоритов тектонический, интерпретируемый как надвиг. Этот контакт вскрыт несколькими картировочными скважинами при ГДП-200 [77]. Породы каскамского комплекса близ контакта в первом случае представлены гранатовыми амфиболитами и инъецирующими их гранатовыми гнейсогранодиоритами. Далее на север в сторону Тальинского блока пород вскрыты, последовательно: на 170 м – сульфидизированные двуслюдяные гнейсы-метасоматиты, на 250 и 370 м – полосчатые кварц-мусковитовые метасоматиты чередуются с подчиненными амфиболовыми метасоматитами (базификатами) с гранатом и биотитом, на 315 м – аналогичные породы брекчированы, дезинтегрированы, на 400 м – далее к северу выходы тальинских гнейсо-сланцев.

Обоснование выделения нижнего подразделения тальинской толщи сводится к нескольким положениям:

1. Построение геологической карты по богатому фактическому материалу с использованием материалов дистанционных методов однозначно указывает на выдержанность нижней metabазальтовой подтолщи. Последняя отличается пониженной магнитной восприимчивостью, независимо от уровня метаморфизма и степени рассланцевания. Благодаря этому четко выделяется на картах магнитного поля, особенно – картах с малым шагом измерений.

2. Анализ ритмичности в верхней осадочной подтолще близ северного контакта [57] также указывает на наращивание разреза с севера на юг. Отсутствие надежных изотопных датировок из вулканитов свиты и прорывающих ее тел габброидов, не позволяет пока придать толще статус свиты.

*Нижняя подтолща* ( $KR_1^4t_1$ ). В качестве нижней подсвиты свиты Талья толща metabазальтов и амфиболитов выделена В. Ф. Ступицким с соавторами [63].

Нижний контакт нижнетальинской вулканогенной подтолщи с каплинскими вулканитами на всем его протяжении не изучался, но, судя по его извилистой конфигурации, он нормальный стратиграфический. Как уже отмечалось выше, амфиболиты и metabазальты подтолщи повсеместно подстилают метаосадочные сланцы собственно тальинской толщи. Согласно залегание

сланцеватости тех и других на контакте нередко нарушается за счет косоугольного кливажа, подчеркиваемого ориентировкой кварцевых жил в амфиболитах подтолщи, именуемой здесь последние десятилетия толщей тюльпвид-кеулик [77]. Никаких других изменений на контакте нет, хотя интерпретировался он как взбросо-надвиговый. В западной приграничной части амфиболиты слагают «купол» брахиантиклинали диаметром более 2 км (частью в оз. Боссоярви) с нормальным залеганием в разные стороны по сланцеватости. Восточнее, вблизи сброса они слагают изоклинальные антиформные складки, опрокинутые к северу. Верхний контакт толщи основных метавулканитов с метаосадочными образованиями верхнетальинской подтолщи изучен в процессе ГДП-50 двумя скважинами глубиной по 50 м. Контакт ритмичнослоистых пород, вскрытых на глубину 20 м, с нижележащими рассланцованными и ослюденелыми амфиболитами практически согласный, хотя сами изменения пород говорят о повышенном стресс-метаморфизме их и биметасоматозе на границе с контрастными по составу породами. На 30 м от контакта по скважине его влияние на амфиболиты практически не чувствуется.

Мощность подтолщи, судя по всему, переменчива и может оцениваться от 250–300 м на востоке до 900 м – на западе территории.

Сложена нижнетальинская подтолща довольно однородными и монотонными амфиболитами, в разной степени рассланцованными. Локально в них сохраняются участки, сложенные метабазами, а также их порфирированными и миндалекаменными разновидностями. В вышеотмеченном разрезе подтолщи, имеющей мощность около 400 м, в средней и нижней ее частях отмечаются горизонты витролитокластических метатифов базальтов мощностью около 5 м. В метабазах и порфиритах иногда наблюдаются порфиробласты роговой обманки. Фенокристы в порфиритах представлены плагиоклазом, обычно раскисленным, с неравномерным замещением агрегатами соссюрита, серицита. Основная масса порфиритов, мандельштейнов и афировые метабазаляты обычно имеют бластоофитовую структуру. Сложены они лейстами альбито-олигоклаза, ассоциирующими с соссюритом и карбонатом, и бледно окрашенной голубовато-зеленой роговой обманкой. В небольших количествах присутствует биотит, эпидот, лейкоксен, апатит, рудный – доли %. В миндаликах обычны кварц, карбонат, хлорит. Переходы от метабазалятов в амфиболиты чаще всего постепенные. Иногда среди нематогранобластовых структур наблюдаются реликты бластоофитовых. В таких амфиболитах роговой обманки – 45–60 %, плагиоклаза – около 40 %, вторичные по плагиоклазу – эпидот, цоизит, биотит, хлорит; акцессорные – апатит, сфен, гранат.

Сланцы по метабазалям мелко- и тонкозернистые (игольчатые) белесо-зелено-серые с шелковистым блеском, иногда сохраняют реликты первичных текстур, иногда полосчатые. Среди сланцев можно выделить: амфибол-плагиоклазовые, биотит-амфибол-плагиоклазовые, цоизит-карбонат-хлорит-амфибол-плагиоклазовые. Во всех сланцах плагиоклаз тонко гранулирован, бледная роговая обманка обычно тонкоигольчатая. Иногда она замещается биотитом. Карбонат, эпидот, хлорит, в разных соотношениях, присутствуют практически во всех разновидностях. Акцессорные представлены ортитом, сфеном, лейкоксом, рудным.

Химический состав метабазалятов в ныне представляемых контурах подтолщи не изучался. Достоверно нижнетальинский метабазит [42] содержит (в %):  $\text{SiO}_2$  – 47,22;  $\text{TiO}_2$  – 0,58;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 10,60;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  – 3,96;  $\text{FeO}$  – 6,66;  $\text{MnO}$  – 0,24;  $\text{MgO}$  – 13,86;  $\text{CaO}$  – 12,30;  $\text{Na}_2\text{O}$  – 1,0;  $\text{K}_2\text{O}$  – 0,51. От других метабазалятов Южно-Печенгской зоны он отличается высокой магнизиальностью, низкой титанистостью, от других магнизиальных базальтов той же зоны – низкой титанистостью, повышенной глиноземистостью, пониженной железистостью. На диаграмме АФМ он соседствует с пикритами и пикробазалятами менельской толщи.

Вулканиты толщи ( $\sigma=2,86-2,93 \text{ г/см}^3$ ) характеризуются локальными положительными аномалиями поля силы тяжести и спокойным устойчиво пониженным магнитным полем.

На МАКС толща слабо дешифрируется более темным фототонном.

*Верхняя подтолща* ( $\text{KR}_1^4\text{tl}_2$ ) в качестве верхней подбиты свиты Талья выделена В. Ф. Ступицким с соавторами [63]. Сейчас к ней относится тот же объем, в том числе породы останцово-синклиальной структуры, где после ГСР-50 [63] выделялся стратотип касесйокской толщи. Последняя, при ГДП-50 [63] в разрезе карелид Южной Печенги, занимает самую верхнюю позицию, залегающая на каплинских средних вулканитах. Это соответствует позиции тальинской толщи в целом, обоснованной выше.

Поле развития тальинских метаосадочных гнейсо-сланцев на возвышенности Тальятунтури характеризуется неплохой обнаженностью. На материалах АКС в его пределах дешифрируются пологоскладчатые структуры, подтверждающиеся замерами слоистости и (или) сланцеватости.

Согласное залегание верхней подтолщи на амфиболитах нижней, отмеченное выше, подтверждается наблюдениями субсогласных элементов сланцеватости близ границы контакти-

рующих пород на всем ее протяжении. В том числе и в случаях складчатости нормальной и опрокинутой. Нарастание разреза с северо-востока на юго-запад, т. е. нормальное его залегание, подтверждается градационной слоистостью слагающих его пород. При пестроте и некотором разнообразии петротипов этих пород в целом по разрезу, наблюдается монотонное чередование их с незначительными фаціальными замещениями по латерали. В работе по ГДП-50 [57] отмечаются следующие микроритмы: метагравелиты – 0,5–3 см, метапесчаники – 3–20 см, метаалевропелиты – от 2–3 мм до 3–5 см. Границы ритмов резкие, внутри ритмов – постепенные. Кристаллизационная сланцеватость совпадает с реликтовой слоистостью. Иногда наблюдается наложенная кливажная сланцеватость под углом 20–30° к метаморфической сланцеватости.

Разрез подтолщи в пределах автономной останцовой синклинали структуры на левобережье р. Касеййоки, являющийся стратотипом касеййокской толщи, выделяемой при ГДП-50 и ранее (в некоторых схемах), начинается с пачки конгломератов мощностью 80 м. В обломках несортированного конгломерата наблюдаются вулканиты каплинской, меннельской толщ и нижнетальинской подтолщи. Далее к юго-западу, куда наращивается разрез, судя по грубой градационной слоистости, конгломераты и гравелиты сменяются чередующимися метапесчаниками и метаалевропелитами, слабо рассланцованными. С 80 м степень рассланцевания увеличивается. Облик пород, текстуры и структуры становятся близки таковым в основном поле развития пород тальинской толщи. Микроритмы мощностью 7–15 см, отмечаемые авторами ГДП-50 [57], содержат псефито-псаммитовые, псаммитовые и алевропелитовые слои. Мощность неотчетливых макроритмов оценивается ими в 90 м. В разрезах касеййокского и тальинского типа отмечаются маломощные прослои метабазальтов мощностью от 0,2 до 3 м и биотит-амфибол-плагиоклазовых кристаллосланцев мощностью до 10 см, предположительно по базитовым туфам. Мощность верхнетальинской подтолщи метаосадочных пород в касеййокском разрезе в целом – около 800 м, в тальинском – предположительно до 1,5 км. Построения по оценке мощности по данным поля  $\Delta g$  и с учетом пологой складчатости сделаны в процессе ГДП-200 [77].

По петрографическому составу все чередующиеся текстурные разновидности метаосадочных пород близки между собой. Это светлые, преимущественно мелкозернистые и мелкочешуйчатые гнейсы и сланцы слюдисто-кварц-полевошпатовые, в тальинской зоне 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 – граувакковый и глинисто-граувакковый – отображает состав ниже лежащих вулканогенных толщ – каплинской, брагинской. Коэффициент зрелости  $Al_2O_3/Na_2O$  для зоны контакта толщи с каплинскими вулканитами не превышает 10, для удаленных фаций возвышенности Тальятунтури он несколько возрастает (табл. 1).

Таблица 1

**Химический состав наиболее распространенных пород верхнетальинской подтолщи**

Кварц-плагиоклазовые сланцы:	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O
биотитовые	63,48	0,58	16,07	2,80	3,15	0,06	3,00	1,86	2,03	4,72
двуслюдяные	70,56	0,61	12,13	3,81	2,43	0,04	1,90	0,86	2,92	3,26

Базитовые прослои, редко встречающиеся, индивидуальны либо по составу, либо по структуре. Так амфиболиты и гранатовые амфиболиты бывают мелко- и среднезернистые, порфиробластовые, немагнитообластовые и бластогабброофитовые.

Метаморфизм пород в Тальинской зоне амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фации, в Южно-Печенгской – зеленосланцевый с переходами в эпидот-амфиболитовую. Метаморфотасоматические процессы: а) связанные с рассланцеванием – мусковитизация, хлоритизация, перераспределение кварца и кислого плагиоклаза в виде многочисленных прожилков по сланцеватости и вкрест; б) порфиробластическое развитие синезеленой роговой обманки и буровато-розового альмандина на фоне серебристо-серой основной массы [42] – эти процессы связываются 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 ( $\sigma=2,75 \text{ г/см}^3$ ) 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 ЭНОТЕМА КАЙНОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Расчленение образований четвертичной системы выполнено в соответствии со «Сводной легендой...» [59]. В пределах листа выделены образования верхнего звена 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 35 м.

### ПЛЕЙСТОЦЕН

#### НЕОПЛЕЙСТОЦЕН

##### Верхнее звено

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

*Гляциолимний* осташковского горизонта (lglllos) занимает незначительные площади. Он образует холмистые равнины в ансамбле с озами и равнины по берегам крупных озер, а также слагает камы. 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 или потоковыми флювиогляциальными отложениями, а перекрыты в долине р. Кохисеванйоки зандровым флювиогляциалом.

На АФС камы дешифрируются ровным белым фототонном, группы камов дают крапчатый рисунок; озерно-ледниковые террасы отличаются светло-серым фототонном; камы, встречающиеся в ассоциации с озами, дешифрируются пятнистым (белый и светло-серый фототон) рисунком. Фациальная изменчивость зависит от размера камов, террас, образованных гляциолимнием: чем меньше их площадь, тем изменчивость больше.

Гляциолимний, слагающий камы с выпуклыми вершинами, изученные в районе оз. Ала-Наутсиярви, в нижней части представлен песками мелкозернистыми с линзами супеси серой, сменяющимися вверх по разрезу серыми супесями с линзами разнозернистых песков. Разрезы венчаются плохо сортированными разнозернистыми песками с гравием, галькой, с прослоями серых супесей. Поверхность камов покрыта валунами и галькой.

Гляциолимний, слагающий камы, расположенные вдоль флювиогляциальных магистралей, представлен хорошо сортированными песками с гравием и галькой; плосковершинные камы, прислоненные к склонам (в районе горы Ведшкаш), – песками либо песками алевритистыми с единичными валунами, галькой. Озерно-ледниковые террасы сложены песками мелко- и среднезернистыми с песчано-гравийными прослоями. Слоистость мелкая, косая; падение слоев близко к простиранию линии современного берега озера. Окатанность крупнообломочного материала в камах различная. Валуну окатаны плохо, коэффициент окатанности ( $K_0$ ) – 25 %; окатанность крупной гальки от плохой до хорошей ( $K_0$  – 53 %), окатанность мелкой гальки, кото-



рая преобладает, – средняя ( $K_0 = 50\%$ )\*.

Эмпирические полигоны распределения (ЭПР) глинисто-песчаных фракций отложений камов характеризуются, в основном, бимодальностью, реже – унимодальностью, преобладанием размерности моды 0,2–0,1 и 0,063–0,05 мм с дефицитом фракции – 0,08–0,1 мм\*\*.

Сортированность осадков средняя.

Для приледникового гляциолимния характерно тонкое переслаивание песков мелкозернистых, алевритистых и алевритов. Мощность слоев 0,15–0,35 м, слойков – от 1 мм до первых сантиметров. Слоистость горизонтальная, мелкая, в некоторых слоях – направленная серийная, в верхней части разреза – волнистая. ЭПР мелкозема отличается большей сортированностью, верхние слои по ЭПР аналогичны нижним слоям камовых отложений.

Мощность озерно-ледниковых отложений до 4 м.

Флювиогляциальные отложения осташковского горизонта представлены осадками приледниковых зандров, дельт, потоковых разновидностей. Залегают они на основной, реже – на абляционной морене; перекрыты (частично) морскими верхнеплейстоцен-голоценовыми осадками.

Флювиогляциальные отложения приледниковых зандров ( $f_{prz}||los$ ) приурочены к долинам рек Наутсийоки, Кохисеванйоки, где ими сформированы плоские равнины. В долине р. Патсойоки, южнее устья р. Корнетийоки, аналогичные отложения перекрыты морскими осадками.

На АФС флювиогляциал приледниковых зандров отличается почти белым фототонном, 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. В вершине зандра р. Наутсийоки разрез имеет трехчленное строение. В нижней части (мощность 0,5 м) преобладают галечно-гравийно-песчаные отложения; валуны плохой и средней окатанности, галька – средней. Снизу вверх горизонтальная слоистость сменяется косой. Средняя часть (мощность 0,1 м) – гравийно-песчаные отложения, горизонтальнослоистые. Верхняя часть – галечно-гравийные отложения (мощность 0,5 м), сменяющиеся вверх по разрезу валунно-галечно-гравийными (мощность 0,85 м). Валуны и галька средней окатанности. Периферийная часть зандра сложена песками: в нижней части пески мелкозернистые горизонтальнослоистые (мощность 0,65 м), в средней – среднезернистые перекрестнослоистые (мощность 1,45 м).

Зандровые отложения в долине р. Кохисеванйоки залегают на гляциолимнии, представлены в нижней части алевритами, песками мелкозернистыми волнисто- и горизонтальнослоистыми (мощность 1,05 м), в верхней части – галечно-гравийно-песчаными отложениями диагонально-слоистыми (мощность 0,8 м). В долине р. Патсойоки отложения приледникового зандра перекрыты морскими песками. Флювиогляциал представлен песками мелко-, среднезернистыми, в верхах разреза – с гравием. Слоистость пологонаклонная, косая, в верхней части – горизонтальная. Верхний слой обохренный, что свидетельствует о перерыве в осадконакоплении.

ЭПР глинисто-песчаных фракций проксимальной части зандра одновершинны, распределение открыто в грубозернистой части, мода 1,0–1,25 мм, дефицит 1,25–1,62 мм, сортированность плохая. ЭПР мелкозема дистальной части зандра двухвершинные, мода в пределах алевритовой и мелкозернистой части непостоянна, дефицит 0,0125–0,0160 мм, сортированность плохая. Мощность отложений от 1 м в дистальной части до 7–8 м – в проксимальной.

Флювиогляциальные отложения приледниковых дельт ( $f_d||los$ ) приурочены к приустьевой части р. Касейоки. Абсолютные отметки поверхности составляют 77–100 м, совпадая с отметками морских осадков трансгрессии Портландия, распространенных севернее границы листа и фациально замещающих флювиогляциал [57].

На АФС отложения дельты дешифрируются светло-серым фототонном, веерообразным, струйчатым рисунком, редким растительным покровом.

Литологически дельта представлена косослоистыми гравийными мелко-, средне- и крупнозернистыми песками. Дистальные части сложены обычно переслаивающимися мелко-, среднезернистыми песками и супесями. Падение слоистости 20–30° в направлении дистальных частей дельт. Мощность отложений до 20 м [40].

Потоковый флювиогляциал ( $f_l||los$ ) чаще распространен в понижениях рельефа, слагает озы и

\* Коэффициент окатанности определялся по формуле:  $K_0 = 100 \cdot (\Pi_1 + 2\Pi_2 + 3\Pi_3 + 4\Pi_4) / 4 \cdot (\Pi_0 + \Pi_1 + \Pi_2 + \Pi_3 + \Pi_4)$ , где  $K_0$  – коэффициент окатанности (%);  $\Pi_0, \Pi_1, \Pi_2, \dots$  – 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.

зандры, площади его развития невелики, 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 фототонном, ровным рисунком.

При сравнении озое гористых и равнинных районов видно, что в составе флювиогляциала, слагающего озое гористых районов, наблюдается повышенное содержание крупнообломочного материала; равнинные озое отличаются камоподобными расширениями, сложенными алевритами, супесями и суглинками. В песчаных отложениях 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. Западнее устья р. Кохисеванйоки отложения оза перекрыты морскими глинами осташковского горизонта-голоцена (см. ниже), причем верхняя часть озоев отложений изменена почвообразующими процессами: обохрена, частично деструктурирована.

Долинные зандры образуют террасы различной высоты. Характерной особенностью гранулометрического состава флювиогляциала, слагающего долинные зандры в пределах листа, является высокое содержание крупнообломочного материала. Вершинные части зандров представлены валунно-галечно-гравийными осадками с песком, сменяющимися вверх по разрезу валунно-гравийно-галечно-песчаными отложениями и затем – песчаными с галькой и гравием. Крупнообломочный материал плохой и средней окатанности,  $K_o$  – 41,5 %. Ниже по течению палеоводотока  $K_o$  увеличивается для мелкой гальки до 51 %, для крупной – до 56 %, окатанность материала средняя до отличной.

ЭПР глинисто-песчаной фракции вершинных частей зандров в низах разреза мультимодальны, открыты в грубозернистой части, похожи на ЭПР морен. Выше по разрезу ЭПР преобразуются в бимодальные либо унимодальные разновидности, то есть сортированность материала вверх по разрезу увеличивается; мода и дефицит непостоянны, что свидетельствует о частой смене условий осадконакопления. ЭПР зандров в их удаленной от истоков части характеризуются бимодальностью с модами 1,0–0,8 и 0,4–0,315 мм, дефицитом 0,5–0,4 мм, открытостью грубозернистой ветви.

Мощность флювиогляциала, слагающего озое, до 35 м, долинные зандры – не более первых метров, по имеющемуся фактическому материалу – до 2,5 м.

Основная нормально-пластовая морена налегает на породы кристаллического фундамента, иногда, в понижениях рельефа, она подстилается элювиально-делювиальными отложениями [57]. Остальные разновидности морен перекрывают эту морену. Перекрыты морены морскими осадками осташковско-голоценового возраста, голоценовыми аллювиальными, озерными и болотными 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 береговая выдавливания и напора ( $g_{kt}IIIos$ )* приурочена к западному подножию склона горы Шуорт. Представлена она валунными супесями, фациально замещаемыми водно-ледниковыми отложениями. Рельеф холмисто-грядовый, на АФС дешифрируется серым фототонном, параллельным рисунком. Мощность, предположительно, не более 5 м.

*Морена береговая абляционно-сплывная ( $g_{ks}IIIos$ )* приурочена к нижним частям склонов гор на юго-западе листа. Образует серии асимметричных гряд, которые дешифрируются на АФС светло-серым фототонном, штриховатым рисунком. Представлена супесями с валунами и галькой; содержание обломочного материала – 10–15 %, коэффициент окатанности валунов – 46 %. ЭПР глинисто-песчаной фракции отличаются бимодальностью, плохой сортированностью, модами 0,1–0,125 и 0,4–0,315 мм, дефицитом 0,315–0,160 и 0,1–0,08 мм, открытостью обеих ветвей. Подобного типа морены образуются после таяния льда и сплывания материала под влиянием собственного веса; вытянутость гряд вдоль склона объясняется наличием во льдах продольных трещин и полос льда различной степени загрязненности [17]. Мощность не более 5 м.

*Морена наледниковая абляционно-сплывная ( $g_{ns}IIIos$ )* распространена в ассоциации с береговой, описанной выше. Формировалась она при таянии льда в полузамкнутых межгорных понижениях рельефа. Отличается от береговой морены дуговой, кольцевой, изогнутой формой гряд, которая хорошо читается на АФС неправильно-кольцевым рисунком. Литологически представляет собой супеси с валунами (5 %), галькой (10 %); преобладает плохая окатанность материала, коэффициент окатанности – до 52 %. В петрографическом составе валунов, гальки преобладают гранулиты, распространенные в этом районе в коренном залегании. По гранулометрическим характеристикам отложения идентичны береговой абляционно-сплывной морене. Мощ-

ность морены не более 5 м.

*Морена наледниковая абляционная* ( $g_{наIIIos}$ ) образует холмистые поля вытянутой, реже неправильной формы с очертаниями, в некоторой степени зависимыми от рельефа коренных пород. В большинстве случаев поля абляционной морены приурочены к пограничной полосе между понижениями и возвышенностями, где она формировалась, возможно, в условиях повышенной трещиноватости на границе разноскоростных потоков льда. Западнее горы Вирнимя абляционная морена накапливалась в условиях ареальной дегляциации льдов повышенной мощности, заполнивших котловинообразную депрессию. С. Ф. Биске [40] условно относил ее к конечной морене. На АФС абляционная морена дешифрируется мелкопятнистым фототонном: на сером фоне белые пятна. Представлена она супесями либо песками с валунами (10–15 %), галькой, гравием (до 50 %). По сравнению с основной нормально-пластовой мореной мелкозем абляционной более светлый, содержание песка выше, валунов – меньше. Среди холмов, сложенных только мореной, присутствуют холмы, в строении которых значительна доля водноледниковых осадков. Окатанность валунов плохая, гальки – плохая и средняя. Гранулометрический состав мелкозема аналогичен описанному выше для абляционных морен, отличается большей открытостью грубозернистой ветви и менее выраженной модой 0,125–0,1 мм. Перекрывающие морену флювиогляциальные отложения мощностью 0,9 м представлены песчано-галечно-гравийным материалом в нижней части и песками пологонаклоннослоистыми – в верхней. ЭПР флювиогляциальных песков бимодальны, сортированность средняя, мода 0,4–0,315 мм. Мощность абляционной морены не более 10 м, в пределах небольших полей – не более 2 м.

*Морена основная нормально-пластовая* ( $g_{bnIIIos}$ ) прерывистым плащом покрывает большую часть площади. В целом она представлена валунными супесями, содержащими гальку и гравий, мощностью до 25 м. Условия формирования морены запечатлелись в формах рельефа и ее текстурных особенностях. Выделяется плащеобразная морена, сформировавшаяся при преимущественно равномерном и растягивающем движении льда [17], холмистая морена, образовавшаяся, преимущественно, в понижениях рельефа, реже – на склонах возвышенностей, и грядовая морена, приуроченная исключительно к понижениям рельефа. Петрографический состав валунов всех разновидностей морен пестрый, встречаются все разновидности пород местного происхождения и дальнеприносные, руководящими на большей части площади являются гранулиты.

Плащеобразная морена на АФС дешифрируется фототонном от светло-серого до темно-серого, ровным, иногда неяснопятнистым рисунком, через который хорошо просвечивает структурный рисунок подстилающих коренных пород. Текстура пород пудинговая, отдельность мелкоземистой фракции – плитчатая. В основной массе супесей равномерно распространены линзочки песка, мощность их – первые миллиметры, протяженность – первые сантиметры. Содержание крупнообломочного материала – 10–15 %, редко – до 40 %. Окатанность валунов и гальки плохая, встречаются неокатанные валуны. ЭПР песчанисто-глинистой фракции одновершинные, сортированность плохая, мода 0,125–0,1 мм, 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 трехчленный. В нижней части валунных супесей (видимая мощность 1 м) валуны составляют 30–35 %, галька и гравий – 15 %. Окатанность материала плохая (преобладает) и средняя,  $K_0$  – до 23 %. Заполнитель – супеси серые, содержащие линзы песков плохо сортированных, мощностью 1–2,5 см, протяженностью до 0,5 м, объемное содержание песчаных линз достигает 30–40 %. В средней части разреза (мощность 1 м) содержание валунов уменьшается до 10 %, линзы песка короткие, содержание их также падает до 10–15 %. Граница с нижним слоем постепенная. Верхняя часть разреза является абляционной мореной (мощность 0,5 м), отличается повышенным содержанием песка в мелкоземе, содержание крупнообломочной фракции – не более 10–15 %. Граница с нижележащим слоем неровная, отчетливая. 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 изометрической формы. Генезис их неясен, возможно, они сформировались в трещинах льда, образовавшихся в условиях сжатия. В нижней части морена представлена валунными супесями с пу-

динговой текстурой, в верхней – присутствуют линзы морены с грубо намеченной слоистостью, водно-ледниковые слоистые пески. На поверхности холмов всегда много валунов, глыб. Валунуны почти неокатаны, редко – средней окатанности,  $K_0 = 21\%$ . ЭПР глинисто-песчаных фракций, в основном, сохраняют черты, присущие морене, но отличаются разнообразием – мода непостоянна, смещается, либо появляется третья, отсутствующая у прочих разновидностей морены.

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

## ПЛЕЙСТОЦЕН, НЕОПЛЕЙСТОЦЕН, ВЕРХНЕЕ ЗВЕНО–ГОЛОЦЕН

Морские отложения распространены в долинах рек Патсойоки и Наутсийоки, в долине притока р. Лотта на абсолютных отметках не выше 100–110 м [26], подстилаются образованиями ледникового ряда, а перекрыты – палиострием. По литологическим особенностям разделены на мариний и морской перлювий.

*Морской перлювий* (mрlllos–Н) сформировался за счет перемива отложений ледникового ряда. Эти осадки образуют прерывистый и маломощный чехол, осложненный береговыми валами (А. А. Никонов считал их береговой мореной). На АФС морской перлювий дешифрируется темно-серым фототонном и пятнистым рисунком, совмещенным с волнистым, слабоволнисто-параллельным рисунками. Представлен морской перлювий, в основном, супесями с валунами, галькой, в западинах – суглинками. По сравнению с мореной, супеси более песчаные; содержание валунов, гальки достигает 25–30 %, иногда 40 %, окатанность различна. Текстура супеси плитчатая, толщина плиток – первые миллиметры, ориентировка обломочного материала в слое разнообразна. Граница с подстилающими ледниковыми отложениями постепенная. ЭПР мелкозема морского перлювия отличаются от ЭПР морены большей открытостью грубозернистой ветви и меньшей – мелкозернистой, намечающейся модой 0,5–0,63 мм. Мощность морского перлювия не более 1 м.

*Мариний* (mllos–Н) фациально замещает морской перлювий, иногда перекрывает его. Дешифрировочные признаки осадков слабые из-за заболоченности тонкозернистых разностей, песчаные отложения дешифрируются ровным светло-серым, почти белым фототонном. Мариний представлен песками различной зернистости, супесями, суглинками, глинами, галечно-гравийно-песчаным материалом. Морские отложения фациально изменчивы. В районе устья р. Наутсийоки нижние части разрезов сложены глинами, верхние – песками. Южнее г. Ероавпарч, в верховьях левых притоков р. Лауккуйоки, в районе оз. Боссоявре преобладают пески горизонтально- и косослоистые. В устье р. Лауккуйоки самая низкая терраса сложена песчано-галечно-гравийным материалом, перекрытым супесями с гравием и мелкой галькой. Средняя мощность мариния – первые метры, редко достигает 18 м.

Наиболее представительный в палинологическом отношении разрез изучен А. А. Никоновым [26] в устье р. Наутсийоки. В основании разреза – глины серовато-синие жирные пластичные слоистые видимой мощностью 9 м, выше – суглинки коричневые слоистые (мощность 1 м). Венчают разрез пески мощностью 7,5 м.

В глинах, суглинках определено до 70 видов диатомовых водорослей с резким преобладанием пресноводных видов и содержанием морских планктонных форм до 20 %. По заключению Е. А. Черемисиновой, диатомовая флора соответствует неглубокому спокойному бассейну типа лагуны. Спорово-пыльцевые спектры, по заключению палинолога Н. Д. Агаповой, относятся к лесному типу и, вероятно, могут сопоставляться с верхними частями других диаграмм времени трансгрессии Портландия. В линзе песков в одной из наиболее высоких террас (абсолютная отметка около 100 м), на глубине 2 м найдены остатки флоры – листья березы и ивняка. Верхняя возрастная граница морских отложений определена условно, по сопоставлению гипсометрических уровней морских террас с уровнями датированных террас на сопредельной площади [57] – не позднее атлантического периода. Нижняя граница также определена условно, исходя из того, что проникновение морских вод происходило вслед за таянием ледника. О некотором временном перерыве между формированием ледниковых и морских отложений свидетельствуют почвенные изменения в кровле первых.

*Элюиоделювий* (edlll–Н) имеет ограниченное распространение, формируется на склонах наиболее высоких гор, таких, как Шуорт. Дешифрируется серым неравномерно-пятнистым фототонном, шероховатой структурой изображения.

Отложения представлены песками, супесями с глыбами, отломами, щебнем, дресвой; присутствуют валуны, галька, принесенные ледником. Мощность не более 1 м. У подножия круп-

ных обрывов и склонов формируются коллювиальные отложения – несортированная смесь глыб (до 2–3 м), щебня, дресвы мощностью до 5–7 м [57]. Из-за незначительной площади распространения на карте коллювий включен в состав элювиоделювия. Кроме того, на склонах отмечены не выражающиеся в масштабе участки развития делювиосолифлюксия, представленного супесями со щебнем и единичными валунами. Мощность их не более 3–5 м [40].

Формирование элювиоделювия началось после таяния ледника, когда освободились склоны гор – в конце осташковского времени. Однако не исключено, что в западинах, по аналогии с прилегающими районами [57], сохранились отложения, сформировавшиеся в более ранние периоды потеплений, поэтому возраст определен, как верхнелепестово-голоценовый.

## ГОЛОЦЕН

Среди голоценовых отложений выделены аллювиальные, озерные и палиостринные осадки, наиболее распространены последние из них. На поверхности флювиогляциала в широкой долине р. Патсойоки встречаются эоловые отложения. Площади их распространения не выражаются в масштабе, поэтому на карте эолий не показан. Эоловые пески, преимущественно, мелкозернистые; характерно преобладание зерен кварца, полевого шпата и альмандин [40]. Мощность – не более первых метров.

*Аллювий* (aH) развит в долинах всех водотоков. В долине р. Патсойоки, в результате строительства плотин, аллювиальные террасы затоплены, фрагментарно наблюдается поверхность аллювиальной террасы шириной 6–7 м, возвышающейся над урезом воды на 0,1 м. В долине р. Наутсийоки локально отмечаются низкая, высокая поймы и первая надпойменная терраса. В долинах остальных водотоков наблюдаются одна–две террасы. Аккумулятивные из них обычно 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 к остальным 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 водноледниковых 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 верхнелепестово-голоценовых осадках, частично перекрыт палиострием. Дешифрируется серым фототонем, 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.

*Палиострий* (plH) развит повсеместно, максимальные поля его распространения приурочены к долине р. Патсойоки (между устьями рек Наутсийоки и Сейгийоки) и к району оз. Пиедсьяур. Болотные осадки перекрывают все типы отложений. Торфа слагают верховые, переходные и низинные болота. Низинные и верховые болота дешифрируются ровным серым фототонем, гладкой структурой изображения. Переходные болота отличаются более светлым фототонем, морщинисто-пятнистым, волнисто-полосатым, близким к сетчатому рисунком. 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 палиострия до 2 м.

Палинологический и радиоуглеродный анализы (опорный разрез 1, юго-западнее горы Ведшкаш) позволили расчленить отложения до наслоев. Выделяются атлантический, суббореальный и субатлантический наслой. Получена датировка торфа, залегающего на глубине 1,38–1,34 м – 4 850±50 лет. Видимая мощность торфа – 1,5 м, возможная – 2 м, поэтому можно предположить, что торфообразование началось в бореальный период.

## ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ И МЕТАМОРФИЗМ

На рассматриваемой территории, сложенной породами раннего докембрия, преобладающим развитием пользуются метаморфические и тесно связанные с ними ультраметаморфические породы. К собственно интрузивным образованиям можно отнести лишь позднекалевийские малые тела базитов, гранитов и шток гранитов лицо-арагубского комплекса позднего карелия.

### СААМСКИЕ–РАННЕЛОПИЙСКИЕ МЕТАМОРФИТЫ И ИНТРУЗИИ НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ

Самые древние образования рассматриваемой территории и Кольского региона в целом имеют датировки не древнее 3 млрд лет, то есть являются раннелопийскими. 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.

**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<sub>1</sub> 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 только породы амфиболито-гнейсового подкомплекса кольского комплекса.

**Амфиболито-гнейсовый подкомплекс (agSM-LP<sub>1</sub>kl).** Породы амфиболито-гнейсового подкомплекса кольского метаморфического комплекса слагают блок архейского фундамента в центральной части района, отделенный на севере от Каскамско-Шуонинской купольно-складчатой зоны Вешъяурской зоной тектоно-метасоматических преобразований и от Лапландской надвиговой зоны (на юге) – Хихнаярви-Наутсийокской шовной зоной.

Большая часть блока архейд представляет собой Руннийокскую купольно-складчатую зону. В ее пределах по куполообразным структурам и преобладающему составу условно выделяется три массива ультраметаморфических диоритов-плагиогранитов. Межкупольные пространства и многочисленные реликты и скиалиты в пределах куполов и их периферии сложены амфиболитами и гнейсами рассматриваемого подкомплекса кольского комплекса. Следует сразу оговориться, что контуры этих 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 теньвые. И по анализу состава многочисленных гнейсовых толщ этого района прежних интерпретаций [71], 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 фототонном, в целом более темным, чем на гранитах. Правда, сильная на-

рушенность экосистемы в связи с вырубками снижает возможности дешифрирования. Рисунок фотоизображения чаще всего отражает разломную тектонику и ее влияние на отдельность пород, вторичное расланцевание. В меньшей степени видна гнейсовидность. В целом гнейсовидность гнейсов конформна с гнейсовидностью плагиогнейсогранитов и кристаллизационной сланцеватостью 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.

В пределах Вешъяурской шовной тектонической зоны, сочленяющей блок археид с протерозойскими структурами, разрезы амфиболито-гнейсовой толщи, вскрытые скважинами, отличаются частым чередованием разновидностей пород. Это связано, прежде всего, с динамометаморфической дифференциацией, расланцеванием и перераспределением, и привнесом наиболее подвижных компонентов.

Так, скв. 1014–1017 [64] под 6–10-метровым слоем рыхлых отложений вскрыт разрез суммарной мощностью около 360 м, в котором отмечается всего 4 участка слабо измененных амфиболитов с гранатом и диопсидом мощностью от 8 до 20 м, залегающих среди графит-двуслюдяно-кварц-плагиоклазовых и гранат-графит-слюдяно-амфиболо-кварц-плагиоклазовых сланцев, обогащенных сульфидами пирит-пирротиновой группы. В данном разрезе представлена амфиболитовая составляющая подкомплекса, периферическая относительно купола, подвергшаяся тектоно-метасоматическим воздействиям в зоне тектонического граничного шва блока археид.

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 расланцованном, 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 – андезитам-дацитам.

Амфиболиты комплекса ( $\sigma=2,93-3,00 \text{ г/см}^3$ ) в случае большого объема их среди гнейсов-гнейсогранитов создают локальные положительные аномалии поля силы тяжести. Биотитовые гнейсы ( $\sigma=2,65 \text{ г/см}^3$ ) близки по всем своим свойствам ультраметаморфическим гнейсогранитам. Повышенная магнитность для неизмененных пород не характерна.

На МАКС породы комплекса дешифрируются только на фоне гнейсогранитов чуть более темным и (или) пестрым фототонном.

Весь блок археид, где развиты амфиболиты и гнейсы кольского комплекса, находится в зоне амфиболитовой фации. Все изменения фации – прогрессивные (диопсидизация роговой обманки) и диафторические (хлоритизация темноцветов) локальны и в значительной степени отражают тектоно-метасоматические процессы.

Возраст метаморфических и ультраметаморфических пород Руннийокско-Аллареченской зоны блока археид, определенный изохронными методами, колеблется в пределах 2,94–2,80 млрд лет [35].

## РАННЕЛОПИЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

Раннелопийские интрузии теснейшим образом связаны с породами кольского метаморфического комплекса и развиты в том же блоке археид и его 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-плагиогранитного 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 тела ортоамфиболитов, 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<sub>1</sub>).** К комплексу ортоамфиболитов отнесены габброамфиболиты и амфиболиты, слагающие удлиненные тела мощностью от первых метров до 600 м, протяженностью – от первых десятков метров (на карте не выделены) до 1–2 км, редко – 3 км. Развиты они преимущественно в южной части блока археид, а также в Вешъяурской шовной зоне, где являются субстратом для метаморфо-метасоматических процессов, наряду с амфиболито-гнейсовыми метаморфическими образованиями и будинами ультрамафитов аллареченского комплекса. На карте в пределах этой зоны они не выделены, так как в телах соответствующего масштаба они не сохранились.

Конфигурация тел ортоамфиболитов в плане самая разнообразная – от скобовидной до полукольцевой, что подчеркивает характер складчатости комплекса археид в целом. Контакты этих тел, обычно резкие, и кристаллизационная сланцеватость слагающих их пород согласны гнейсовидности вмещающих их плагиогранитоидов. Слово «вмещающие» в данном случае не означает относительную древность этих пород, но только преобладание их как матрицы.

Все тела, выделенные на геологической карте, удовлетворительно дешифрируются на черно-белых АФС разного масштаба и еще лучше – на цветном композите в спектральных зонах 500–600, 600–700 и 700–850 нм на лист. Практически все они заверены по коренным выходам по материалам ГСР разных лет или скважинами ПРР. В наиболее 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, как считает В. Ф. Ступицкий с соавторами [63], остается неясным. В некоторых телах сохраняются бластогаббровые структуры, постепенно переходящие в нематогранобластовые. В зоне скопления тел габброидов западнее высоты 253 м (гора Лабдшиэлгаш) на отдельных участках их границ наблюдаются постепенные переходы их в метагаббродиориты-метадиориты. С плагиогранитоидами границы тел базитов, как правило, резкие либо постепенные через маломощные зонки теневых пород диоритоидного состава.

Габброамфиболиты и амфиболиты – темные, преимущественно среднезернистые, реже – крупнозернистые породы бластогаббровой структуры. В мелких телах они преимущественно мелкозернисты. Отсутствие корок закалки на контакте тел габброидов с плагиогранитоидами, говорит о более позднем становлении гранитоидов относительно габброидов. Петрографический состав ортоамфиболитов отражает, во-первых, степень их основности – преобладающие метагабброиды с обособлениями метапироксенитов, и, во-вторых – степень их амфиболитового метаморфизма в минеральном и структурном выражениях.

Метапироксениты (обособления в габброидах) содержат бесцветного диопсида до 30–50 %, ромбического пироксена – до 65 %, роговой обманки – 35–100 %, плагиоклаза (An – 35–50 %) – до 10 %. Второстепенные и вторичные минералы: кварц, биотит, серицит, эпидот, цоизит, карбонат, рудные; аксессуарный 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 вторич-



ный), биотит, гранат, серицит, хлорит, микроклин, эпидот, скаполит, карбонат, рудные; акцессорные – магнетит, сфен, апатит, монацит, циркон.

**Комплекс ультраметагенных диоритов-плагиогранитов ( $\delta$ - $\gamma$ LP<sub>1</sub>).** 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. Развита эти породы в пределах Руннийокской складчато-купольной зоны археид и Хихнаярви-Наутсийокской зоны их сочленения с Лапландской зоной. В пределах первой развиты преимущественно плагиогранитоиды, где они слагают купольные массивы на севере зоны – Сейгийокский (2\*) близ западной границы и Пиэдсъяурский (1), примыкающие к узкой юго-восточной части Вешъяурской шовной зоны. Западный купол (2) осложнен конформным ему полукольцевым разломом предположительно взбросового характера, по которому проходит довольно четкая граница мигматит-плагиогранитов центральной части купола и гранитизированных пород с большим количеством реликтов более плотного субстрата. Этой границе соответствует градиентная зона поля силы тяжести. Восточный купол (1) лучше выражен в конфигурации северного дугового разлома, элементах кристаллизационной сланцеватости северо-восточной части его. Западный сегмент его осложнен складчатыми образованиями второго порядка, в какой-то мере обусловленными реликтами субстрата амфиболито-гнейсового подкомплекса кольского метаморфического комплекса. На южном и юго-западном флангах зоны развития ультраметаморфитов наблюдается более контрастная дифференциация – среди плагиогранитоидов выделяется большое количество крупных ксенолитов субстрата, сложенных габброамфиболитами, метагаббро, ортоамфиболитами, описанных выше. В районе оз. Медвежьего тела габброамфиболитов окаймлены габбродиоритами, имеющими, наряду с резкими контактами, теневые переходы как в габброиды, так и в гранодиориты-плагиограниты. Этот тип соотношений характерен и для других членов ряда ультраметаморфитов-диоритов, гранодиоритов, плагиогранитов. Диориты и гранодиориты, широко развитые в Хихнаярви-Наутсийокской шовной зоне и прилегающих к ней с севера участках, имеют частую перемежаемость, поэтому на карте не разделены. То же можно было бы сказать о зонах перемежаемости на границах полей плагиогранитов и гранодиоритов. Характерная черта всех этих образований – в каждом из них всегда можно найти скиалиты или тени более основной породы. Кроме того, все эти породы гнейсовидны, то есть их следует называть гнейсогаббродиоритами, 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 они не выделены, поскольку не слагают больших объемов.

Среди контрастных полосчатых мигматитов выделяют [63] 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.

Гнейсогаббродиориты, 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. Диафорические изменения характерны для зон рассланцевания и бластокатаклаза – в пределах или вблизи тектонических зон.

В поле силы тяжести плагиогранитоиды ( $\sigma=2,62-2,68$  г/см<sup>3</sup>) выражаются пониженными его значениями, а зоны рассланцевания при отсутствии или минимальном количестве скиалитов и ксенолитов базитов – локальными отрицательными аномалиями. В качестве примера – зона запад-северо-западной ориентировки в депрессии у северного подножия горы Туполинвара. К ней же приурочены локальные положительные аномалии магнитного поля. Это обусловлено

\* Номер на тектонической схеме.

выделением при рассланцевании из фемических минералов железистых рудных минералов – магнетита или титаномагнетита. Кроме того, в этой зоне отмечаются жильные граниты позднекарельского времени – времени максимальной динамической активности зоны. Породы диоритового ряда ( $\sigma=2,68-2,80$  г/см<sup>3</sup>) 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 ультраметаморфических плагиогранитоидов Руннийокского блока принимается нами, по аналогии их с гранитоидами близлежащих участков Кольского геоблока, в интервале 2 750–2 780 млн лет (сверхглубокая скважина) [27].

## ПОЗДНЕЛОПИЙСКИЕ–РАНЕКАРЕЛЬСКИЕ МЕТАМОРФИТЫ И ИНТРУЗИИ НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ

К нерасчлененным позднелопийским–раннекарельским плутоническим образованиям Лапландской зоны гранулитов относятся собственно гранулиты основного и среднего состава, объединяемые в сальнотундровский метаморфический комплекс и вмещаемые ими интрузии ловнозерского лерцолит-вебстерит-габброноритового комплекса.

Неопределенность возраста этих образований объясняется длительностью процесса их формирования – сначала в условиях гранулитового метаморфизма умеренных давлений катазоны, затем – в процессе глубинного течения на стадии формирования рифтогенного пояса Печенга-Имандра-Варзуга. К этому располагают и датировки, полученные для гранулитов южнее рассматриваемой территории. Помимо многочисленных датировок калевийского гранулитового метаморфизма и эндербитового магматизма, существуют определения возраста метаморфизма в 2 510 млн лет и вычисления возраста протолита в 2 670 млн лет – все по данным изохронного Rb-Sr метода по породе ГИ КНЦ РАН до 1993 г. Калевийские датировки относятся к метаморфизму высоких давлений во фронтальной части гранулитовой зоны и к ультраметаморфическим преобразованиям в тыловой части зоны, т. е. входящей в рассматриваемую территорию. Эндербиты и тоналиты (ультраметаморфические) этого этапа будут рассмотрены ниже, а здесь рассматриваются комплексы субстрата, а именно – кристаллические сланцы основного и среднего состава, объединяемые в сальнотундровский метаморфический комплекс и все тела габброидов, вмещаемые ими, отнесенные к ловнозерскому лерцолит-вебстерит-габброноритовому комплексу.

**Сальнотундровский метаморфический комплекс (psLP<sub>2</sub>-KR<sub>1st</sub>).** К сальнотундровскому метаморфическому комплексу отнесены кристаллические сланцы основного и среднего состава пироксен-амфибол-плагиоклазовые, гранат-пироксен-амфибол-плагиоклазовые, переходящие в метамикродиориты, метагаббронориты. Большой частью все эти породы, первично преимущественно мелкозернистые, в той или иной степени эндербитизированы. При интенсивной эндербитизации, выражающейся в послыбно-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 пограничных частях Няаннамъярвского аллохтона и Ловнозерского параавтохтона Лапландской зоны гранулитов. Здесь они слагают крупные скиалиты среди эндербитов, обрамляющих с юга крупные интрузии диоритов. Кроме того, кристаллические сланцы развиты северо-восточнее этих интрузий на удалении более 2 км от их контакта. Здесь они находятся в тесной ассоциации с метагабброидами, отнесенными к ловнозерскому комплексу. По существу 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. В качестве примера может служить массивчик метагаббро в районе горы Киэкквара. Клешнеобразно разветвляющийся к западу массив протяженностью чуть более 3 км зонально окаймлен кристаллосланцами диоритового состава. Мощность этих «кайм» до 400 м. И вся эта скелетная конструкция кольцевого вида с падением пород к центру заполнена более поздними и более крупнозернистыми эндербитами, также диоритового состава.

Размер реликтовых полей развития кристаллосланцев основного и среднего состава в север-

ной части, где они ассоциируют с габброидами, – 1×6 до 2×10 км с удлинением в северо-восточном направлении. В южной части эти поля несколько меньше по площади, причудливей по очертаниям. В поле максимального их развития к юго-западу от Няаннамъярвского массива диоритов, удлинённого в том же направлении до 15 км при ширине до 8 км, наблюдается некая зональность – вблизи массива диоритов развиты преимущественно основного состава кристаллосланцы, по периферии – кристаллосланцы типа микродиоритов. В поле силы тяжести этот участок в целом выражен повышением его значений. Северный участок развития кристаллосланцев, также находящийся в градиентной зоне, характеризуется еще более высокими значениями  $\Delta g$ , 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 диафорированы 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, в Ловнозерском параавтохтоне – часто с гранатом, иногда с реликтами пироксенов.

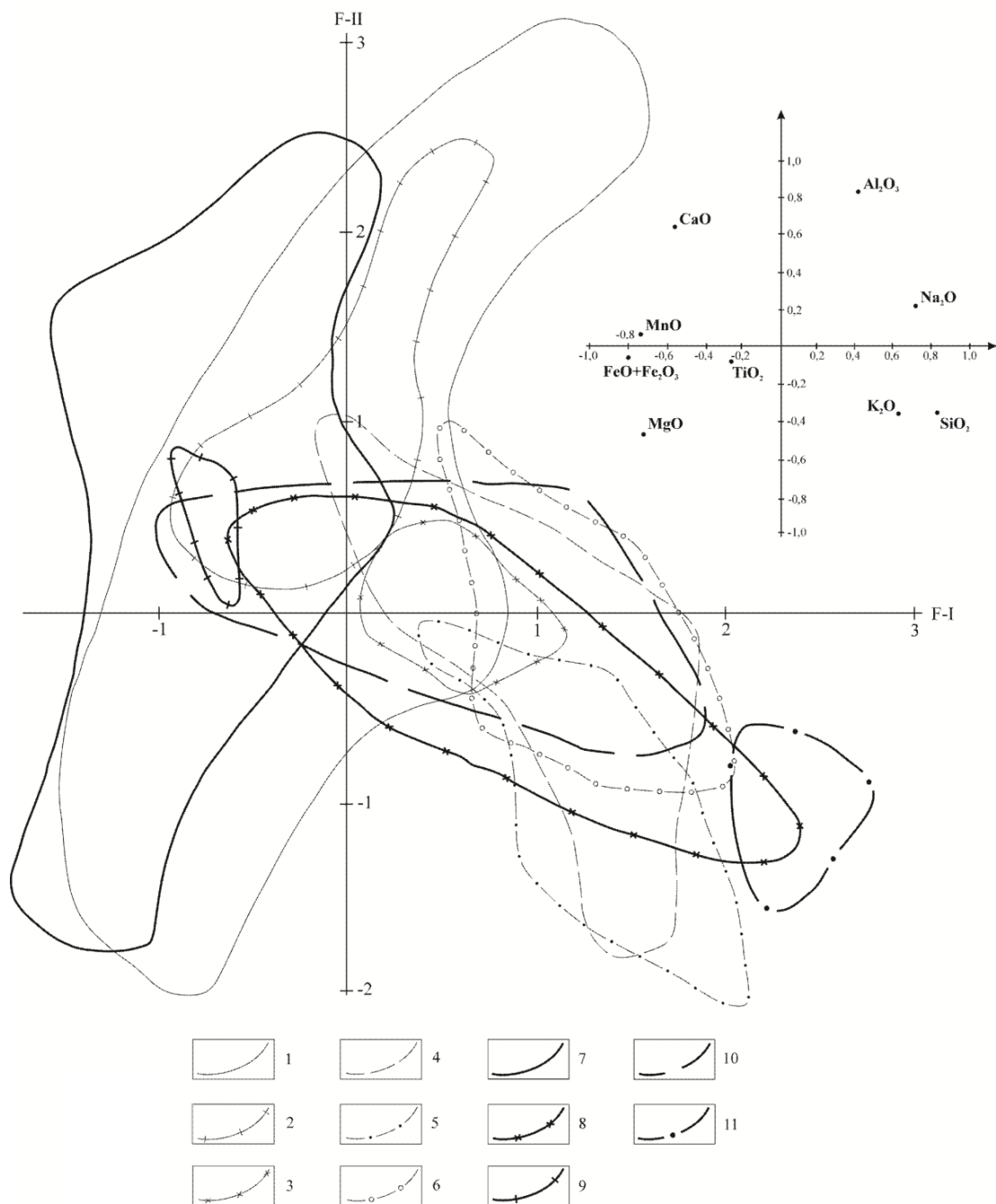
По содержанию цветных минералов породы комплекса подразделяются на мезократовые и меланократовые. Первые по химическому составу соответствуют (андезитам) диоритам, вторые – базитам. В кристаллосланцах наблюдаются полосы и линзы более меланократовых габброидов, метапироксенитов, аналогичных породам ловнозерского 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; аксессуарные – 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 (в 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-синезеленая 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; аксессуарные – 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 синезеленой 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 (рис. 6).

Породы комплекса имеют магнитную восприимчивость  $(20-63) \cdot 10^{-5}$  ед. СИ, плотность – 2,94 г/см<sup>3</sup>. 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 расплывчатые, 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, к времени становления комплекса.



**Рис. 6. Совмещенные факторные диаграммы для гранулитов Лапландской зоны и интрузий Каскамско-Шуонинской зоны.**

Контурные поля составов пород: 1–6 – Лапландской зоны: гипербазит-базитовых комплексов (1), кристаллосланцев сальтундровского метаморфического комплекса основного (2) и среднего (3) состава; 4–5 – лапландского комплекса эндербитов (4) и кислых гранулитов (5); 6 – интрузивных жильных эндербитов няанамъярвского комплекса; 7–11 – Каскамско-Шуонинской зоны: 7–9 – каскамского комплекса: габброидов первой фазы (7), диоритов-плагиигранитов второй фазы (8) и дайковых базитов третьей фазы (9); 10–11 – каскельярвского комплекса: диоритоидов первой фазы (10) и плагиигранитоидов второй фазы (11).

**Ловнозерский комплекс лерцолитов-вебстеритов-габброноритов** ( $v, v \cup LP_2 - KR_1^1$ ). К ловнозерскому лерцолит-вебстерит-габброноритовому комплексу отнесены все тела метагабброноритов, метаноритов и метапироксенитов, размещающиеся в пределах Лапландской зоны гранулитов. Наиболее крупные из них концентрируются в северо-восточной части зоны в пределах территории. Протяженность тел, вытянутых в субширотном и северо-восточном направлении, – до 5 км при мощности до 600–700 м.

Массив Чуоп, обнажающийся по берегам оз. Чуоппомлуоббал, изученный скважинами [58], имеет овальную в плане форму с размерами по осям  $4 \times 2$  км, удлинена и погружается в северо-восточном направлении. Он дифференцирован, в отличие от большинства массивов, от вебсте-

ритов, резко преобладающих в северной части, до габброноритов. Некоторые тела этого района дешифрируются на МАКС в виде кольцевых в плане.

Мелкие тела, соизмеримые с телами района петротипа ловнозерского комплекса, развиты на юге площади, имеют скобообразную и полукольцевую в плане форму. Вероятно, это связано с нахождением их вблизи фронта Няаннамъярвского аллохтона. Мощность их от первых метров до 200 м, протяженность – до 2,5 км. В связи с неоднократно отмечавшимся неинтрузивным характером взаимоотношений базитов рассматриваемого района с «вмещающими» кристаллосланцами и эндербитами [63, 77] и аналогичными наблюдениями в районе петротипа комплекса – Ловноозера [18, 34] – 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 данным бурения Печенгской ГРЭ и работы с 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 (сальготундровского комплекса), при дешифрировании МАКС лишние 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 [18] отмечает для тел района Ловноозера: «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 архейд и повышающегося к юго-востоку. Последнее обстоятельство, не объяснимое соотношением пород на дневной поверхности, где находятся ультраметаморфические карельские диоритоиды, может свидетельствовать о наличии значительных масс базитов под диоритоидами. 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 амфиболитизированные габбро, габбронориты, в подчиненных количествах присутствуют нориты и резко подчиненных – вебстериты и клинопироксениты. Это противоречит в какой-то степени составу тел петротипа комплекса района Ловноозера, где доминируют породы с ортопироксеном. Но исследователями отмечается [34] 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, габброноритов, 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 аксессуарные – пирит, пирротин, пентландит, халькопирит, магнетит, ильменит, гематит; рутил, апатит, иногда – сфен, циркон, шпиль, 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 их разный возраст. 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, возможно, 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.

## КАРЕЛЬСКИЕ ПЛУТОНИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ

В пределах рассматриваемой территории, куда входят незначительные по площади фрагменты Южно-Печенгской зоны карелид и южнее развитые коллизионные структуры заключительного этапа раннекарельского тектоно-магматического цикла, имеют развитие, соответственно, лишь поздние из раннекарельских плутонических комплексов.

## РАННЕКАРЕЛЬСКИЕ ПЛУТОНИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ

На последней стадии рифтогенного этапа развития Печенгской зоны карелид, в пределах северного крыла одноименной структуры (за пределами территории) внедрялись интрузии никеленосного габбро-верлитового комплекса. Их возрастными аналогами в южном обрамлении являются оливиниты-гарцбургиты аллареченского комплекса, мелкие тела которого размещаются в пределах Руннийокско-Аллареченского блока археид.

Главными событиями на заключительном этапе раннекарельской коллизии являются поглощение (подвиг) рифтогенной структуры Печенга-Имандра-Варзуга надвигающимися с юга аллохтонами и выдвигание (выталкивание) из катазоны в мезозону, в юго-западном направлении литопластин гранулитов. С этими событиями, в условиях циклического спада давления, сопряжены широко проявленные процессы: натровой гранитизации в условиях гранулитовой фации (лапландский комплекс эндербитов), завершившиеся формированием массивов анатектических диоритов няаннамъярвского комплекса и мелких тел плагиогранитов – в Лапландской зоне, внедрением крупных тел габбро-гранодиоритов каскамского и каскельярвского комплексов на подвижной окраине протоконтинента; а также формированием метасоматитов (вирнимский и руннийокский комплексы) в тектонических зонах и их «теньях». Островодужный вулканизм Южно-Печенгской зоны с его контрастными сериями (меннельской и каплинской толщ) сопровождался внедрением малых экструзивных тел габбро, пироксенитов, андезидацитовых порфиритов.

**Аллареченский комплекс оливинитов-гарцбургитов ( $\text{v}\sigma\text{KR}_3\text{d}$ ).** К аллареченскому комплексу отнесены все мелкие тела метаморфизованных гипербазитов, размещающиеся в пределах Руннийокско-Аллареченского блока археид – большей частью в Вешъяурской шовной зоне и вдоль ее внешней границы в пределах северного фланга Сейгийокского купола, а также на юго-западном фланге Пиэдсъярвского купола плагиогнейсогранитов.

В магнитном поле массивы гипербазитов фиксируются положительными магнитными аномалиями от сотен до тысяч гамм. На аэрофотоматериалах не выделяются. В пределах листа 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 к субширотным частям зон дуговых разломов, окаймляющих купольные структуры.

Залегание тел в основном согласное с вмещающими породами. 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. Форма тел в основном пластообразная, реже – линзообразная, в отдельных случаях – неправильная. Размеры невелики: мощность от нескольких метров до 120 м, протяженность – 200–500 м, прослежены по падению на 200–500 м, отдельные тела – до 1–2,5 км (Хихнаярви, Руонийоки и др.). 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 [65]. Измененные разности слагают краевые части крупных интрузий и целиком – мелкие мела. В Вешъяурской шовной зоне большая часть тел представлена метапироксенитами, превращенными в маломощные метасоматически измененные будины, полностью замещенные вторичными минералами либо сохранившими реликты диопсида. В западной части зоны тела имеют большую мощность, и наблюдается слабая дифференциация их на оли-

виниты, гарцбургиты и подчиненные метапироксениты.

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 ортопироксенита, небольшого количества оливина, клинопироксена, иногда плагиоклаза (до 5 %), титаномагнетита, ильменита (от 1 до 5 %). Вторичные минералы обычно занимают большую часть объема пород комплекса, в наименее измененных разностях их объем составляет около 20 %. Представлены они серпентином, актинолитом, хлоритом, тальком, карбонатом, флогопитом, в пироксенитах также роговой обманкой.

Характерной чертой химизма пород комплекса является их повышенная железистость, по сравнению с гипербазитами других формационных типов региона. Кроме того, для оливинитов и гарцбургитов характерно повышенное содержание  $TiO_2$  (около 5 %),  $Al_2O_3$  (2 %),  $CaO$  (2 %),  $Na_2O$  (0,25 %) и пониженное – магния. В ряду оливинит–гарцбургит–пироксенит происходит последовательный рост содержания кремнезема, алюминия, кальция, натрия и уменьшение закисного железа, магния, никеля, присущие обычной дифференциации расплавов. Важной особенностью гипербазитов является сульфидная медно-никелевая минерализация, достигающая на смежной с востока территории промышленных концентраций (месторождения Аллареченское и Восток, в настоящее время уже выработанные).

Из известных проявлений Аллареченского рудного района наибольший интерес представляет проявление участка Руннийоки, расположенного на крайнем северо-западе района и известное с 1970 года [43]. Участок расположен на границе Сейгийокского купола и Вешъяурской шовной зоны. Здесь на площади 2,5 км<sup>2</sup> известно более 20 массивов мощностью от 3 до 60 м, залегающих среди рассланцованных амфиболитов и слюдисто-кварцевых сланцев с графит-пирротинным оруденением. В центральных частях массивы сложены серпентинизированными и амфиболитизированными пироксеновыми оливинитами, в краевых – слюдисто-амфиболовыми сланцами. В одном из наиболее крупных массивов протяженностью 1 800 м и мощностью от 7 до 25 м выявлено две зоны медно-никелевого оруденения, одна из которых приурочена к лежащему боку массива, а вторая – расположена в 3–5 м ниже подошвы массива среди гнейсогранитов.

Проявления Вильгисъяур и Хихнаярви расположены на юго-западном фланге Пиэдсъяурского купола плагиогнейсогранитов. Они представлены пластообразными пологопадающими дифференцированными интрузиями, залегающими на глубине более 100 м, несогласно залегающими относительно вмещающих пород. Тела мощностью 40–120 и 10–90 м прослежены по простиранию на 1 000 м и 2,5 км, соответственно. Сульфидное оруденение локализуется в придонных частях массива на глубине свыше 300 м. Во вмещающих породах, главным образом со стороны лежачего бока, здесь также широко развито графит-пирротинное оруденение.

Возраст ультрабазитов аллареченского комплекса до последнего времени всеми исследователями принимался позднеархейским [46, 75, 77]. 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. Приуроченность некоторых интрузий ультрабазитов аллареченского комплекса к разломам, секущим гранитоидные купола Хихнаярви-Руннийокской структуры, реоморфизованные в карельское время, позволило [77] высказать предположение о возможном карельском возрасте ультрабазитов аллареченского комплекса или части из них. Спектр редкоземельных элементов (РЗЭ) ультрабазитов аллареченского комплекса, приведенный [75], близок таковому габбро-верлитов печенгского никеленосного комплекса и отличается от спектра коматиитовых потоков и пластовых даек Титовско-Поросозерского ЗКП [13]. Для определения возраста этих массивов в 2001 году проведены радиогеохронологические исследования гипербазитовых и базитовых пород комплекса из керна скважин, пробуренных в пределах Копосовского блока (на смежной с востока территории). По цирконам, выделенным из амфиболитизированных гарцбургитов, получена U-Pb изохрона со значением  $1\,918 \pm 29$  млн лет. U-Pb изохрона для цирконов из габбро-амфиболитов дает значение возраста  $2\,005 \pm 19$  млн лет.

**Лапландский комплекс гранулитов.** 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<sub>4</sub>l).** Эндербиты – это мигматиты тоналитов по мелкозернистому субстрату основного или среднего состава. Чаще всего это грубополосчатые или тневые, 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 тневых мигматитов приводит к образованию пород гранодиоритового состава.

Эндербиты ( $\sigma=2,72 \text{ г/см}^3$ ) характеризуются слабоположительными аномалиями поля силы тяжести и резко переменным, с преобладанием повышенных значений (при магнитной восприимчивости до  $1 \cdot 250 \cdot 10^{-5}$  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.

В разрезе по р. Наутсийоки, в зоне мощностью 1 250 м чередуются (рис. 7): тоналиты со скиалитами палеосомы базитов и микродиоритов (41 %); грубополосчатые эндербиты диоритового состава (46 %); мелкозернистые диориты (кристаллосланцы) субстрата, полосчатые за счет послышной тоналитизации (13 %). Среди эндербитов иногда наблюдаются тневые 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. В разрезе среди эндербитов изредка наблюдаются жилы пегматоидных плагиогранитов, контакты которых чаще всего неровные и нерезкие. Мощность их обычно менее 1 м, лишь одна из них имеет мощность около 3 м.

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; аксессуарные – апатит, циркон, сфен, рудные. Тоналиты-плагиограниты отличаются меньшим количеством темноцветов, большим – кварца 15–30 % [77].

Как видно из таблицы 2 и диаграммы составов методом главных компонент (рис. 6), химический состав эндербитов близок составу диоритов-кварцевых диоритов няаннамъярвского комплекса.

Таблица 2

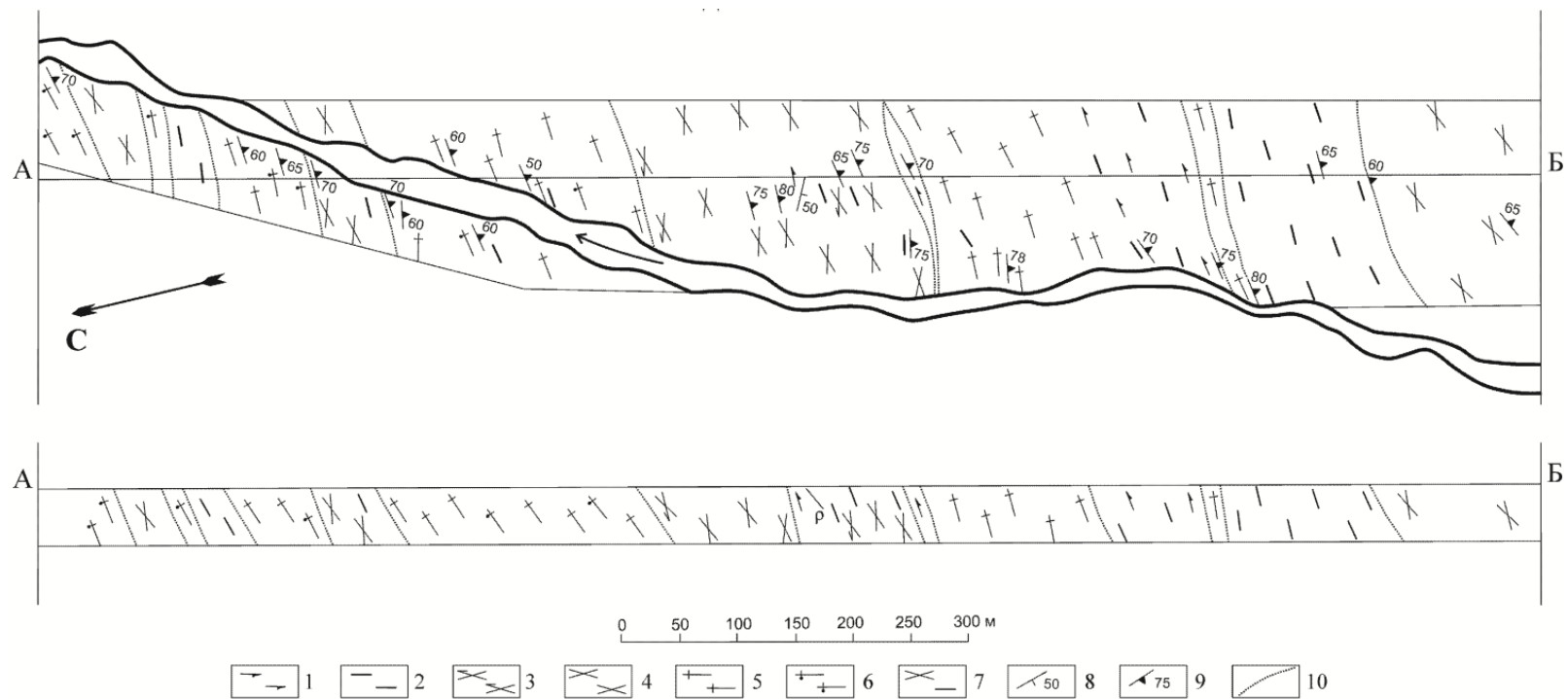
Состав диоритоидов лапландского и няаннамъярвского комплексов

Индекс	№ проб	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O
enKR <sub>4</sub> l	2032	61,59	0,69	14,53	1,25	5,67	0,11	3,77	5,69	3,47	1,59
δKR <sub>4</sub> n	2044	61,79	0,66	15,29	1,57	4,83	0,09	3,00	5,69	4,03	1,23
δKR <sub>4</sub> n	4076	58,36	0,95	15,95	1,65	5,34	0,1	3,71	6,13	4,03	1,75
grKR <sub>4</sub> l	2071-7	52,87	0,4	21,19	1,64	10,4	0,16	4,89	3,21	2,78	0,81

Возраст однородных тневых среднезернистых эндербитов состава кварцевых диоритов (проба 2032), отобранных в составе настоящих работ, определен в лаборатории ГИ КНЦ РАН изохронным U-Pb методом по цирконам значением  $1 \cdot 990 \pm 70$  млн лет.

**Подкомплекс кислых гранулитов (grKR<sub>4</sub>l).** К метаморфо-метасоматическим отнесены все образования типа кислых гранулитов, так или иначе связанные с наиболее поздними процессами преобразований в гранулитовой зоне. Прежде всего, это образования яурийокского гранулитового комплекса в понимании Б. А. Шлайфштейна [13], 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.





**Рис. 7. Характер соотношений эндрбитов с вмещающими породами сальютундровского комплекса.**

1 – амфиболиты сланцеватые, частью пироксенсодержащие; 2 – кристаллосланцы мелкозернистые биотит-амфибол-плагиоклазовые, частью с пироксеном, состава диоритоидов; 3–7 – эндрбиты, преимущественно полосчатые крупно- и среднезернистые, состава: габбродиоритов (3), диоритов и кварцевых диоритов (4), тоналитов и плагиогранитов (5), то же с ксенолитами и скиалитами базитов (6), с крупными скиалитами микродиоритов (7); 8 – пегматитовая жила и ее залегание, ориентировка кристаллизационной сланцеватости и полосчатости; 10 – границы постепенных переходов разновидностей пород.

В пользу метаморфо-метасоматического генезиса кислых гранулитов по субстрату ранних гранулитов говорят исследования разных лет: Е. Н. Володина (1948), В. В. Жданова (1978), Л. А. Прияткиной [30] и др. Но более всего об этом свидетельствуют непосредственные наблюдения (макро- и микро-) взаимоотношений этих пород с наложениями структурными и тектурными 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 преимущественно на границе Няаннамъярвской и Ловнозерской аллохтонных пластин, тяготея к фронтальным зонам надвигов главных и второстепенных. Ширина полосовидных зон развития этих пород, имеющих постепенные переходы к субстратным породам, от первых метров до 1 км, в отдельных случаях – 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 она не более 50 м. 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).

Кислые гранулиты при  $\sigma=2,72 \text{ г/см}^3$  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 – лейкократовые неравномерно среднезернистые породы, лентовидно-полосчатые и полосчатые за счет чередования разновидностей с различной зернистостью и различным содержанием граната и кварца (вплоть до появления линз и полос кварца и, реже, существенно гранатовых линз). Плаггиоклаза в них содержится от 20 до 70 %, чаще всего – 25–40 %, калиевого полевого шпата – 5–50 %, чаще – 10–15 %. Плаггиоклаз 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 аксессуаров 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, являющихся 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° погружающегося на северо-восток, так же как и в эндербитах, отражая направление тектонического транспорта аллохтонных литопластин.

Начальное отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  для кислых гранулитов Северной Финляндии (Isot, 1984) 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  $2\,270 \pm 50$  до  $1\,920 \pm 5$  млн лет [33]. 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.

**Няаннамъярвский комплекс диоритов ( $\delta KR^4\eta$ ).** К няаннамъярвскому комплексу диоритов отнесены все однородные с магматическими структурами диориты, среднезернистые и неравномернозернистые без скиалитов субстрата. Все эти признаки сильно отличают эти породы от близких им по составу теневых эндербитов и микродиоритов субстрата. Массивы, слагаемые ими, размещаются в пределах Няаннамъярвского аллохтона, внутренняя структура и конфигурация границ которого предопределена этими массивами. Центральное место занимает Няаннамъярвский массив (5), имеющий овальную в плане форму с размерами по осям 6 и 2,5 км, удлиненную в восток-северо-восточном направлении. К западу от него размещается массивчик Наутсиярви, по длинной оси, также ориентированной, – 1,5 км. Восточнее размещаются массивы Чеяурес (6) и Пеяссмораг (7). Последний имеет более изометричную форму, а площадь близка площади Няаннамъярвского массива. Западный контакт его полого-дуговыми разломами разбит на три фрагмента, каждый северный из которых, овальный по форме, смещен относительно соседнего в сторону фронта аллохтона и в целом предопределяет конфигурацию последнего. Во всех трех поименованных выше крупных массивах в эндоконтакте наблюдаются породы более мелкозернистые, чем во внутренней части массива, а в некоторых случаях состав их близок габбродиоритам. При этом в северной части массива Няаннамъярви, где в эндоконтакте развиты габбродиориты, и вмещающими породами являются эндербиты габбродиоритового состава. Таким образом, трудно говорить о самостоятельной аллохтонности массивов данного комплекса.

В поле силы тяжести обеим восточным массивам и вмещающим их породам соответствуют повышенные его значения, не объяснимые поверхностными породами (средняя  $\sigma=2,78$  г/см<sup>3</sup>). Не исключено, что уже на небольшой глубине диориты переходят в габбродиориты, наблюдаемые в западном эндоконтакте массива Пеяссмораг, а может быть и более основные породы. В магнитном поле в целом массивы диоритов выражаются спокойным характером и пониженными значениями его, по сравнению с окаймляющими их эндербитами, обладающими более контрастными значениями обеих знаков. Эндоконтактовые мелкозернистые породы чаще всего более магнитны ( $(370-500) \cdot 10^{-5}$  ед. СИ) по сравнению с породами внутренних частей ( $(37-50) \cdot 10^{-5}$  ед. СИ).

В диоритах Няаннамъярвского массива, 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 слабо выраженными, и характерной бластогломеропорфировой структурой. В единичных обнажениях среди диоритов наблюдаются жилки лейкократовых метадiorитов 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, а по Заварицкому и меньшим. Они близки эндербитам лапландского комплекса и диоритам-кварцевым диоритам каскамского и каскельярвского комплексов, отличаясь от последних большими содержаниями Mg и K.

Возраст среднезернистых диоритов няаннамъярвского комплекса, отобранных из северной части одноименного массива, определенный в лаборатории геохронологии ГИ КНЦ РАН (проба 2044) U-Pb изохронным методом по цирконам соответствует  $1\ 933 \pm 26$  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 Няаннамъярвского массива и вблизи его контактов установлены площадные геохимические аномалии Mo, Zn, Pb, Cu, Co, и площади развития этих пород могут представлять интерес для

поисков полиметаллов.

**Каскамский комплекс габбро-гранодиоритов** в настоящем объеме входит в состав габбро-диорит-плагиогранитной формации, выделенной в процессе составления ГК-1000 [13] и ГДП-50 [57]. В данную формацию объединены многофазные массивы метаморфизованных габброидов, диоритов и гранодиоритов каскамского комплекса, массивы метадиоритов и плагиогранитов каскельярского комплекса. Все вместе они образуют непрерывную цепочку крупных массивов от горы Тюльпвыд на юго-востоке до оз. Патсойоки (граница с Норвегией) на северо-западе и далее прослеживаются на территории Норвегии. Вся эта зона ограничена тектоническими нарушениями и на схеме именуется Каскамско-Шуонинской купольно-складчатой зоной в системе блоково-складчатых карелид, граничащей на юге с блоком архейд. Характерной является извилисто-дугообразная, обращенная выпуклостями на северо-северо-восток форма северного контакта зоны массивов с субвертикальным залеганием сланцеватости бластомилонитов по контактирующим породам. Следует добавить, что большая часть объема каскамского комплекса в 1970-е годы учеными относилась к стратифицируемым образованиям (каскамские толщи метавулканитов и метаосадочных пород). На первой стадии возврата к представлениям о плутонической природе всего комплекса в целом, в 1980-е годы, считалось, что самостоятельный массив метабазитов горы Кораблекк имеет тектонический контакт с вмещающими амфибол-гранат-биотитовыми гранитогнейсами кольского метаморфического комплекса, обнаженными в нижней части крутого склона. Позже эти гранитогнейсы справедливо переинтерпретировались как ортогнейсы второй фазы комплекса. Интерпретация каскамского комплекса при ГСР-50 1958 года [63], наиболее близкая современной, допускает наличие крупных ксенолитов архейских гнейсов-гранитогнейсов в пределах массива, а также самостоятельность фазы малых тел плагиогранитов шуонинского типа (каскельярского комплекса). Оба эти положения соответствуют принятым в данной работе.

Массивы каскамского комплекса слагают единое поле от оз. Шуонияур до государственной границы шириной 10–8 км, делясь более узкой перемычкой на массивы Каскамский (8) и Шуорт (9). В составе каскамского комплекса выделяется три фазы: *первая* – габброидная, *вторая* – инъекционных ортогнейсов диорит-гранодиоритового состава и *третья* – даек метадолеритов. Наиболее детально изучен крупный фрагмент Каскамского массива на горе Каскама и ее склонах. Контакты массива не вскрыты, но судя по данным дешифрирования МАКС и характеру геофизических полей, они тектонические, что подтверждается наблюдениями пликативных деформаций во вмещающих гранат-амфибол-биотитовых гнейсо-сланцах тальинской толщи вблизи северо-восточного контакта массива. Здесь породы интенсивно окварцованы, рассланцованы, деформированы (мелкая плейчатость с ориентировкой падения шарниров в юго-западных румбах). Массив сложен преимущественно (60 %) породами первой фазы: метаморфизованными габбро, габброноритами и сланцеватыми амфиболитами по ним с подчиненными оливковыми габбро, метапироксенитами, хлорит-актинолитовыми сланцами. Меньший объем (40 %) занимают метаморфизованные гранатовые диориты-кварцевые диориты-гранодиориты второй фазы. Немногочисленные маломощные дайки мелкозернистых амфиболитов по долеритам третьей фазы существенного объема не занимают.

Метабазиты комплекса ( $\sigma=2,95-3,16 \text{ г/см}^3$ ) совместно с подчиненными им ортогнейсами второй фазы ( $\sigma=2,77 \text{ г/см}^3$ ) создают крупную 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, ортогнейсы второй фазы и насыщенные ими габброиды –  $125 \cdot 10^{-5}$  ед. СИ.

На МАКС поле развития пород комплекса в пределах возвышенностей характеризуется пестрым структурированным фототонном, 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 *первой фазы* ( $\nu\text{KR}_1^4k_1$ ) представлены в основном метагаббро, метагабброноритами и амфиболитами по ним, часто гранатсодержащими, с подчиненными оливковыми метагабброидами, метапироксенитами и метаперидотитами, большей частью превращенными в хлорит-серпентин-актинолитовые сланцы. Отмечаемые некоторыми исследователями метагабброанортозиты развиты локально, в малых объемах и отнесение их к первой фазе весьма условно. 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 мезомеланократовых сланцеватых амфиболитов или мезократовых гранатсодержащих амфиболитов без реликтовых магматических структур. Мезократовые метабазиты, чаще всего среднезернистые, гранатсодержащие, сланцеватые, образуют прослои от первых сантиметров до 100–180 м. Нередко наблюдаются зоны переслаивания мезократовых и меланократовых метабазитов (до 50–60 м) в виде чередующихся прослоев и линз мощностью от первых сантиметров до нескольких метров, ориентированных согласно сланцеватости. Контакты между разновидностями как резкие, так и постепенные, крутые, преимущественно с падением на юго-запад под углами 60–75°. 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. На западном склоне горы Каскама отмечается зона (0,5×0,3 км), насыщенная телами оливиновых метагаббро, имеющих своеобразную форму вытянутых в северо-восточном направлении шаров (автолитов) размером от первых до десятков метров, как бы «плавающих» во вмещающих средне-крупнозернистых метагаббро. Наблюдаемые контакты тел оливиновых метагаббро погружаются под углом 35–70°. Контакты резкие прямые, иногда волнистые, согласные сланцеватости вмещающих метабазитов. По периферии тел оливиновых метагаббро наблюдаются каймы мощностью в несколько метров интенсивно актинолитизированных, хлоритизированных, рассланцованных метабазитов. Морфология, характер залегания обособлений (автолитов) оливиновых метагаббро свидетельствует об участии в их формировании ликвационных процессов в магматической камере. Таким образом, в метабазитах первой фазы каскамского комплекса наблюдаются явные признаки расслоенности, что позволяет по-новому рассматривать металлогеническую специализацию комплекса, в частности, ориентироваться на поиски МПГ-минерализации с целенаправленным опробованием определенных разновидностей пород и зон их контактов.

Минеральный состав пород первой фазы достаточно однороден, варьируя в количественных соотношениях первичных и вторичных минералов. Преобладающим минералом во всех разновидностях метагабброидов является роговая обманка (30–90 %) синезеленая или буроватая, реже – бледноокрашенная, замещается биотитом (1–15 %). Плагиоклаз (5–60 %) первичный представлен лабрадором или андезином (An – 40–45 %), замещен обычно олигоклазом (An – 28 %) и агрегатами сосюрита или раскристаллизованными цоизитом-клиноцоизитом. Пироксены моноклинные и ромбические и оливин отмечаются изредка и исключительно в реликтах, замещаемых амфиболами или серпентином и хлоритом. Порфиробластический гранат характерен для окварцованных разновидностей, где он выделяется в сопровождении рудных минералов и эпидота. Количество его не превышает 1–2 %, позднего кварца – 3–10 %. Из вторичных минералов, помимо отмеченных, развиты: хлорит по биотиту, скаполит по плагиоклазу, опацил по роговой обманке, хлорит и карбонат – при рассланцевании породы. Аксессуары 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 3) показал, что породы первой фазы комплекса образуют единый ряд дифференциатов от меланократовых оливиновых габброидов через мезократовые габброиды до габброанортозитов (рис. 6). Б. А. Шлайфштейн [13] считает, что эволюционный тренд этого ряда близок тренду основных метавулканитов пороярвинской серии, развитой севернее, отличаясь более высоким содержанием CaO и меньшим – Na<sub>2</sub>O. Распределение P3Э в метабазитах комплекса и пороярвинской серии также однотипно плоское, что может свидетельствовать в пользу их комагматичности.

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

Состав пород первой и третьей фаз каскамского комплекса по авторским материалам

Индекс	№ проб	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O
vKR <sub>1</sub> <sup>4</sup> k <sub>1</sub>	1001050	51,08	0,63	15,70	2,48	7,79	0,12	8,32	9,6	2,37	0,48
vKR <sub>1</sub> <sup>4</sup> k <sub>1</sub>	1001090	48,30	0,41	17,80	2,30	8,33	0,17	7,46	11,3	1,47	0,48
vKR <sub>1</sub> <sup>4</sup> k <sub>1</sub>	1061000	46,96	0,51	17,57	2,76	7,54	0,10	9,48	9,37	2,28	0,49
βKR <sub>1</sub> <sup>4</sup> k <sub>3</sub>	1018090	45,18	0,39	18,84	1,84	10,81	0,15	8,23	8,23	0,94	0,07
σKR <sub>1</sub> <sup>4</sup> k <sub>1</sub>	3009000	40,14	0,03	14,17	5,36	7,19	0,09	21,44	7,2	0,39	0,06
σKR <sub>1</sub> <sup>4</sup> k <sub>1</sub>	301401	38,10	0,15	5,9	7,38	7,01	0,08	27,89	2,69	0,14	0,03

Вторая фаза каскамского комплекса ( $\gamma\delta KR_1^4 k_2$ ) представлена инъекционно-метасоматическими породами: роговообманковыми, роговообманково-биотитовыми ортогнейсами и плагиосланцами диоритового, гранодиоритового и плагиогранитного состава. Макроскопически породы пестро-серые, иногда почти белые, мелко-среднезернистые сланцеватые, штриховато-пятнисто-полосчатые. Первично-магматические структуры не сохранились. Наиболее крупный участок (тело) ортогнейсов второй фазы закартирован в вершинной части горы Каскама. Он имеет линзовидно-вытянутую форму размером 4,5×0,3 м ориентировки от субширотной до северо-западной. Контакты тела нечеткие, постепенные (в виде инъекционного переслаивания ортогнейсов с метабазами) на интервале нескольких метров, участками контакт срезается тектоническими нарушениями северо-западной ориентировки. Падение контактов на юг-юго-запад под углом 60–80°. Разновидности ортогнейсов имеют между собой постепенные переходы, а с породами основного состава (метабазами) – как постепенные, так и резкие контакты, как согласные со сланцеватостью, так и секущие ее. Жилы ортогнейсов и плагиосланцев часто содержат остроугольные ксенолиты (рис. 8) метабазитов размером от первых сантиметров до первых десятков сантиметров, как с резкими, так и постепенными переходами. Иногда вблизи крупных тел ортогнейсов наблюдаются зоны интенсивного насыщения (частого чередования) метабазитов жилами гнейсодиоритов-гнейсоплагиогранитов. Эти наблюдения, а также петрохимические данные, как было убедительно показано А. Б. Шлайфтейном [57], свидетельствуют, что данные образования являются самостоятельной и более молодой, по отношению к метабазитам, фазой каскамского комплекса.



Рис. 8. Характер инъекций метадiorитов второй фазы каскамского комплекса.

1 – габброамфиболиты первой фазы; 2 – кварцевые гнейсодиориты гранатовые второй фазы.

Минеральный состав инъекционно-метасоматических диоритов-плагиогранитов второй фазы каскамского комплекса чрезвычайно близок составу пород первой фазы, отличаясь большим количеством плагиоклаза (олигоклаза) – до 60–70 %, кварца – от 10 до 20 %, редко – 30–35 %, меньшим – роговой обманки (5–20 %). Весьма характерен гранат, присутствующий от единичных зерен до 10 %. Количество биотита обычно не превышает 6–8 %, замещается он хлоритом. По плагиоклазу развиваются эпидот, серицит. Из аксессуарных минералов присутствуют апатит, сфен, ортит, из рудных – магнетит, сульфиды. В таблице 4 приведены два анализа гранат-биотит-амфиболовых ортогнейсов, макроскопически воспринимаемых как гранодиориты с по-

вышенным содержанием кварца. Действительно, содержания FeO и CaO заметно отличаются от пород той же основности каскельяврского комплекса.

Таблица 4

Состав гранитоидов вторых фаз каскамского и каскельяврского комплексов

Индекс	№ проб	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O
γδKR <sup>4</sup> k <sub>2</sub>	1002000	74,30	0,25	13,0	0,56	3,19	0,04	0,46	4,32	3,08	0,15
γδKR <sup>4</sup> k <sub>2</sub>	302621	76,95	0,14	11,81	0,45	3,19	0,07	0,09	3,07	3,64	0,16
γKR <sup>4</sup> k <sub>2</sub>	8153-18	79,18	0,15	10,82	0,28	1,55	0,06	0,95	1,93	3,10	1,46
γKR <sup>4</sup> k <sub>2</sub>	8153-27	68,48	0,30	16,58	0,62	2,38	0,03	1,25	3,15	5,70	0,94

Эволюционный тренд пород второй фазы на факторной диаграмме (рис. 6) перпендикулярен тренду пород первой фазы и определяется, главным образом, вариациями содержания CaO, SiO<sub>2</sub>, K<sub>2</sub>O, Na<sub>2</sub>O.

Изохронный возраст второй фазы каскамского комплекса определен по трем генерациям цирконов из гранатовых гнейсогранодиоритов в лаборатории геохронологии ГИ КНЦ РАН в 2000 году. Конкордантные значения его на трех U-Pb диаграммах соответствуют 2 625±18, 2 338±10 и 1 916±17 млн лет. Исполнитель анализа Т. Б. Баянова считает магматической самую древнюю модификацию циркона, что не противоречит нашим представлениям о материнских породах для реоморфических пород второй фазы каскамского комплекса.

Третья фаза каскамского комплекса (BKР<sup>4</sup>k<sub>3</sub>) представлена дайками тонко-мелкозернистых аподолеритовых амфиболитов черных массивных или сланцеватых, измененных изофациально с вмещающими породами, мощностью от первых сантиметров до 1,5 м и более. Контакты даек резкие, ровные, иногда волнистые, падение в основном крутое – до 80°, реже – пологое (25°) или субгоризонтальное. Залегание как согласное и субсогласное сланцеватости и полосчатости вмещающих пород, так и резко секущее по отношению к метагабброидам первой фазы и ортогнейсам гранодиоритового состава второй фазы. На западном склоне горы Каскама закартирована и опробована маломощная (0,35 м) дайка метабазитов третьей фазы, секущая тело оливиновых габброноритов, чем дополнительно подтверждается приуроченность автолитов состава оливиновых габброноритов к первой фазе комплекса. В пределах одного обнажения наблюдались взаимоотношения всех трех фаз массива – маломощная (10–15 см) дайка метадолеритов сечет ортогнейсы диоритового состава второй фазы, содержащие ксенолиты метабазитов первой фазы (рис. 9). Таким образом, наблюдаемые взаимоотношения, а также минеральный состав и петрохимические особенности дайковых базитов, аналогичные таковым первой фазы каскамского комплекса, подтверждают принадлежность их к поздней фазе каскамского комплекса. На склоне горы Кораблекк породы первой и второй фаз комплекса секутся также жилами пегматоидного плагиогранита и микроклин-плагиоклазовых гранитов. Их можно интерпретировать в качестве жильной фазы лицько-арагубского комплекса, либо также поздней фазы каскамского или каскельяврского комплекса.

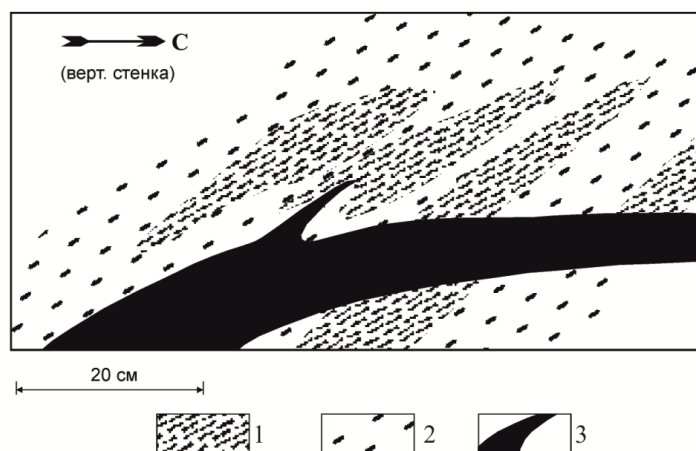


Рис. 9. Взаимоотношения трех фаз каскамского комплекса в массиве горы Каскама.

1 – ксенолиты габброамфиболитов первой фазы; 2 – ортогнейсы диоритового состава второй фазы; 3 – дайка метадолеритов третьей фазы.

Характерным для пород каскамского комплекса в целом является отношение к метамор-

физму и деформации. Судя по минеральным парагенезисам метабазитов и метадиоритов-метагранодиоритов (Ро+Пл+Цо±Гр и Пл+Ро+Би+Кв+Цо±Гр) всех трех фаз, они метаморфизованы изофациально с вмещающими породами. Определенные по программе Bergan (по составам сосуществующих граната, роговой обманки и эпидота) температура и давление при образовании гранатовых амфиболитов по породам первой фазы комплекса массива горы Шуорт равны 625 °С и 3,8 кбар. Первично-магматические минералы – оливин, ортопироксен и клинопироксен – в виде реликтов наблюдаются только в наиболее меланократовых разностях метабазитов первой фазы, где они были, вероятно, ранними кумулатами. В нерассланцованных лейкогабброидах (метагабброанортозитах) первой фазы и метадиоритах второй фазы кумулаты плагиоклаза сохраняют таблитчатую форму, но полностью раскислены с выделением минералов эпидот-цоизитовой группы; первично-магматические цветные минералы интеркумулуса полностью замещены метаморфогенными роговой обманкой, эпидотом (цоизитом) и биотитом. Породы первых двух фаз в той или иной степени сланцеватые. Полосчатость, обусловленная первично-магматической расслоенностью, часто деформирована в складки (до изоклинальных), при этом более меланократовые породы будинированы и приобретают ксенолитоподобный облик.

**Каскельярский комплекс диорит-плагиогранитный** объединяет породы куполообразных массивов, примыкающих непосредственно к Южно-Печенгской меланжево-складчатой зоне, погружающейся под эти массивы. В пределах территории размещаются только западные фланги гранитных массивов, представляющих вторую фазу комплекса. Каскельярский массив диоритов, давший название комплексу, расположен юго-восточнее.

Ко *второй фазе* каскельярского комплекса ( $\gamma\text{KR}_1^4k_j_2$ ) отнесены граниты Каскамско-Шуонинской купольной складчатой зоны, где они слагают куполообразные массивы Шуони (11), Терскел (12), а также массив Вирнимя (10). Породы последнего, на неизменных метасоматозом участках, чрезвычайно близки гранитам массива Шуони, петротипа гранитов рассматриваемого комплекса. Наличие в них шлиров метаморфо-метасоматических образований кварц-кианит-мусковитового состава связывается с наиболее поздними стадиями коллизионного процесса, а именно – выдвиганием Вирнимского глубинного аллохтона. Сами плутонические комплексы этой зоны формировались на ранних стадиях этого процесса. Все три массива рассматриваемого комплекса окаймлены габбро-амфиболитами каскамского комплекса, являющимися более ранней фазой относительно гранитов. На ГК-1000 каскамский и каскельярский 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  $2\ 625 \pm 18$  млн лет. И это, и петрографические, и макротектурные отличия гранатовых гранодиоритов каскамского комплекса от наиболее близких им по составу пород каскельярского комплекса не позволяют отнести их к единому комплексу.

На карте магнитного поля перечисленные массивы выражаются пониженными значениями, контрастирующими с окаймляющими их магнитными габброамфиболитами каскамского комплекса. На карте поля силы тяжести пониженными значениями хорошо выражаются центральные части массива Шуони и сложнее построенного массива Терскел. Аллохтон, сложенный гранитами массива Вирнимя, ложится на градиент поля на границе каскамского комплекса и ультраметаморфических плагиогранитоидов. Это соответствует геологической ситуации массива по существу – аллохтонности маломощной пластины гранитов, нахождению под ее северо-западным флангом габбро-амфиболитов каскамского комплекса, а под юго-восточным плагиогранитоидов архея.

На МАКС все три тела дешифрируются более светлыми, чем окружающие амфиболиты, фототонами и ровным рисунком фотоизображения – в случае отсутствия мощных рыхлых отложений.

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. На факторной диаграмме методом главных компонент (рис. 6) эти граниты занимают крайнюю позицию в поле трендов кислых пород каскельярского, каскамского и комплексов Лапландской зоны гранулитов.

Возраст плагиогранитов массива Шуони каскельярского комплекса, определенный по цир-



кону и сфену изохронным U-Pb методом, соответствует  $1\ 939 \pm 7$  млн лет [7].

**Вирнимский метаморфо-метасоматический комплекс** ( $q'.ky'.mu'KR_4^4v$ ;  $q'.mu'KR_4^4v$ ). Кварц-кианит-мусковитовые метасоматиты кислотного выщелачивания ставролит-кианит-кварцевой фации умеренных давлений классифицировались в таком качестве при ГСР, начиная с 1987 года. Они слагают апикальные части аллохтонного массива гнейсогранитов Вирнимя каскель-яврского комплекса. Судя по невыраженности этого тела в поле силы тяжести, вертикальная мощность его вряд ли превышает 200–250 м. Подстилается оно с северо-запада и запада габбро-амфиболитами каскамского комплекса, послойно гранитизированными плагиогранитоидами. Характер этой гранитизации – инъекционно-послойный с порфиробластезом граната, а также свойства самого субстрата габброамфиболитов, связывают поле этих пород с каскамским комплексом. Единство поля силы тяжести, повышающегося к северо-западу – эпицентру массива каскамских пород, – также подтверждает это. Хотя все предшествующие интерпретации субстратом метасоматитов считали амфиболито-гнейсовую ассоциацию кольского метаморфического комплекса.

На МАКС аллохтон Вирнимя хорошо выражен светлым фототонном, а его подошва – серией концентрических дуг, овально удлинённых к юго-западу, в сторону транспорта аллохтона.

Как уже отмечено выше, шширообразные новообразования кварц-кианит-мусковитовой наложенной минерализации, часто сопровождаемой гранатом, размещаются среди биотитовых гнейсогранитов типа массива Шуони. Мусковитизация проявлена шире, чем обогащение кварцем и голубым кианитом, создающими гломеропорфиробласты, шширы и неправильные прожилкообразные зоны мощностью до первых дециметров. Гранат, столь характерный для второй гранодиоритовой фазы каскамского комплекса, здесь так же тяготеет к нижним частям аллохтона, выходящим в понижения рельефа. В небольшом количестве он наблюдается во всех образованиях – гнейсогранитах и метасоматитах. Границы прожилкообразных зон кварц-кианит-мусковитовой или кианит-кварц-мусковитовой минерализации нерезкие, чаще всего их простирание совпадает с пластовой отдельностью пород. Зоны, выделенные в масштабе карты, являются по существу зонами насыщения микроклин-плагиоклазового гнейсогранита шширами и прожилками новообразований. Метасоматическая зональность наблюдается в строении этих шширов и выражается в образовании кианит-кварцевых, мусковит-кварцевых, биотит-мусковит-кварцевых пород на участках максимального выщелачивания (полнопроявленные метасоматиты), имеющих мощность от 1 до 20–25 см. Конфигурация этих зональных новообразований, как правило, подчинена мелкой складчатости, согласно гнейсовидности вмещающих пород (рис. 10). К сожалению, лежащие в основании Вирнимского аллохтона послойно гранитизированные амфиболиты не исследовались на предмет новообразований Fe-Mg-Ca минералов. Но в любом случае зон базификации в непосредственной близости от маломощных шширов метасоматитов никто не отмечал.

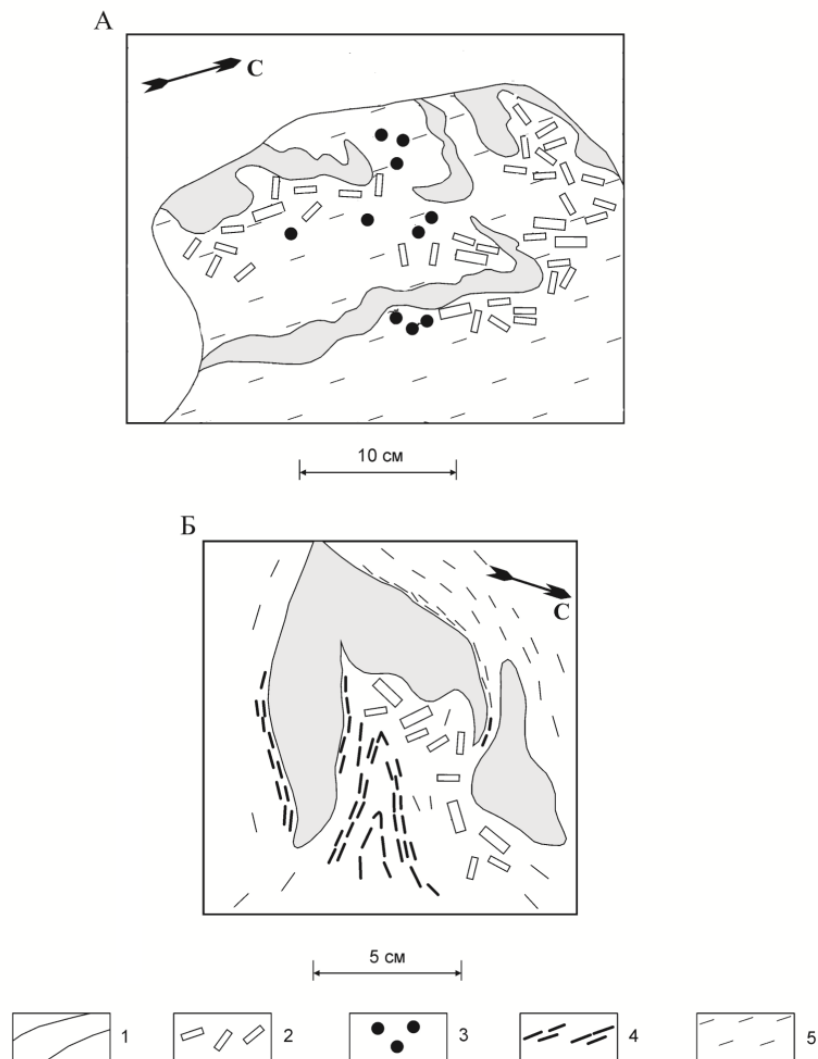
Типичными парагенезами минералов и породами, по которым прослеживается возрастание степени изменений, являются: биотит+мусковит+кварц+плагиоклаз (гнейсогранит); гранат+силлиманит+биотит+мусковит+кварц+плагиоклаз (метасоматический кристаллосланец); кианит+гранат+мусковит+биотит+плагиоклаз+кварц (метасоматический кристаллосланец). В этом ряду содержание мусковита и кварца возрастает.

Возраст метасоматитов, синтетектонических по существу, интерпретируется по времени завершающих процессов коллизии, по времени остывания гранитных массивов и скольжения пластичных их фрагментов по одному из векторов поля напряжений, то есть как позднекалевийский.

**Руннийокский метаморфо-метасоматический комплекс** ( $s.gp.KR_4^4r$ ). Слюдисто-плагиоклаз-кварцевые сланцы с графитом, гранатом, амфиболом, сульфидной минерализацией развиты в пределах всей Вешъяурской шовной зоны. Ширина зоны интенсивных изменений от 2 км на западе до 3 км – в центральной части и 1 км – на востоке. Дугообразная в плане, зона погружается в сторону выпуклости дуги, то есть на северо-восток под углами 30–60°, в среднем – 45°. В магнитном и электромагнитном полях зона выражена резкопеременными повышенными значениями. Зона находится на максимальном 6–12 км удалении от центров куполов. С севера она граничит с магматическими габброидами и инъекционно-метасоматическими гранодиоритами каскамского комплекса.

Метасоматиты развиты предположительно по субстрату амфиболитов и горнблендитов, в меньшей степени – биотитовых гнейсов кольского метаморфического комплекса. Они вмещают реликты мелких тел ультрамафитов аллареченского комплекса. В средней части разреза Вешъяурской зоны скв. 1017, 1016, 1015, 1014 [64] вскрывают непрерывный разрез мощностью 370 м. В этом разрезе, как и во всей зоне на разных уровнях, зафиксированы маломощные (первые метры и менее) будины сильно изменённых ультрамафитов. Породы, вмещающие буди-

ны, – амфиболиты с резко подчиненными гнейсами, в разной степени расланцованные и обогащенные графитом, сульфидами, кварцем не менее двух генераций, близ будин ультрамафитов и в их пределах – карбонатом, гранатом.



**Рис. 10. Характер метасоматической зональности в породах вирницкого комплекса горы Вирница.**

1 – жилы плагиоклаз-кварцевые и кварц-плагиоклазового состава; 2 – порфиробластические новообразования кианита; 3 – граната; 4 – биотита и мусковита; 5 – гнейсогранит.

Наличие будин ультрамафитов в разрезе зоны, так или иначе, влияет на метасоматический процесс. До 260 м разреза (сверху вниз) наблюдается шесть будин ультрамафитов. Состав их (сверху вниз): 1, 2 и 6 – диопсид-флогопит-роговообманковый с магнетитом и сульфидами, 3–5 – флогопит-карбонат-актинолитовый с магнетитом. Ниже по разрезу пород, реконструируемых как первично ультрамафитовые, нет. И в то же время чаще наблюдается диопсидизация и жедритизация роговообманковых пород. Такого же типа изменения амфиболитов, слабее проявленные, встречены также на 97 и 103 м разреза. Практически для всех проявлений ультрамафитов и диопсидовых базитов характерна карбонатизация и магнетитовая вкрапленность. Зоны графитизации, окварцевания и сульфидизации, маломощные (до 10 м) на первых 150 м разреза, разделяют блоки плагиоамфиболовых бескварцевых пород, часто гранатовых, осланцованных, иногда также графитизированных и ослюденелых. Зоны слюдисто-графитовых плагиоклаз-кварцевых сланцев, расположенные близ будин ультрамафитов, имеют некую зональность – в ближайших 5 м под самым верхним телом тонкополосчатые сланцы содержат амфибол, ниже (до 10 м) – графит-двуслюдяные окварцованные сланцы, еще ниже – гранатовые амфиболиты. Они также содержат маломощные зоны сланцев графит-амфибол-биотит-плагиоклазовых с полойным поздним кварцем. Переходная к гранатовым амфиболитам зона окварцована и карбонатизирована. Выше и ниже будины актинолит-карбонатного состава (на 127 м разреза) наблюдаются биотитизированные и карбонатизированные гранатовые амфиболиты, но непосред-

ственно на контакте – также тонкополосчатые сланцы с графитом, кварцем, амфиболом, плагио-оклазом, сульфидами. По шлифам нижней части разреза (рис. 11), начиная с 265 м (разрезу скв. 1014 соответствует интервал сводного разреза с 242 по 370 м), можно уже уверенной говорить о Ca-Fe-Mg метасоматозе (конечной базификации). Он проявлен в жедритизации существенно амфиболовых пород, образовавшихся на предшествующих стадиях метаморфизма и раннего аутометасоматоза, к которым относятся, вероятно, и флогопитизация, и карбонатизация. А графитизация и окварцевание, сопровождаемые сульфидизацией, являются процессами неоднократно повторяющимися, сопряженными с рассланцеванием. Следует отметить также, что зоны окварцевания примыкают к зонам базификации снизу, а карбонатизации – преимущественно сверху.

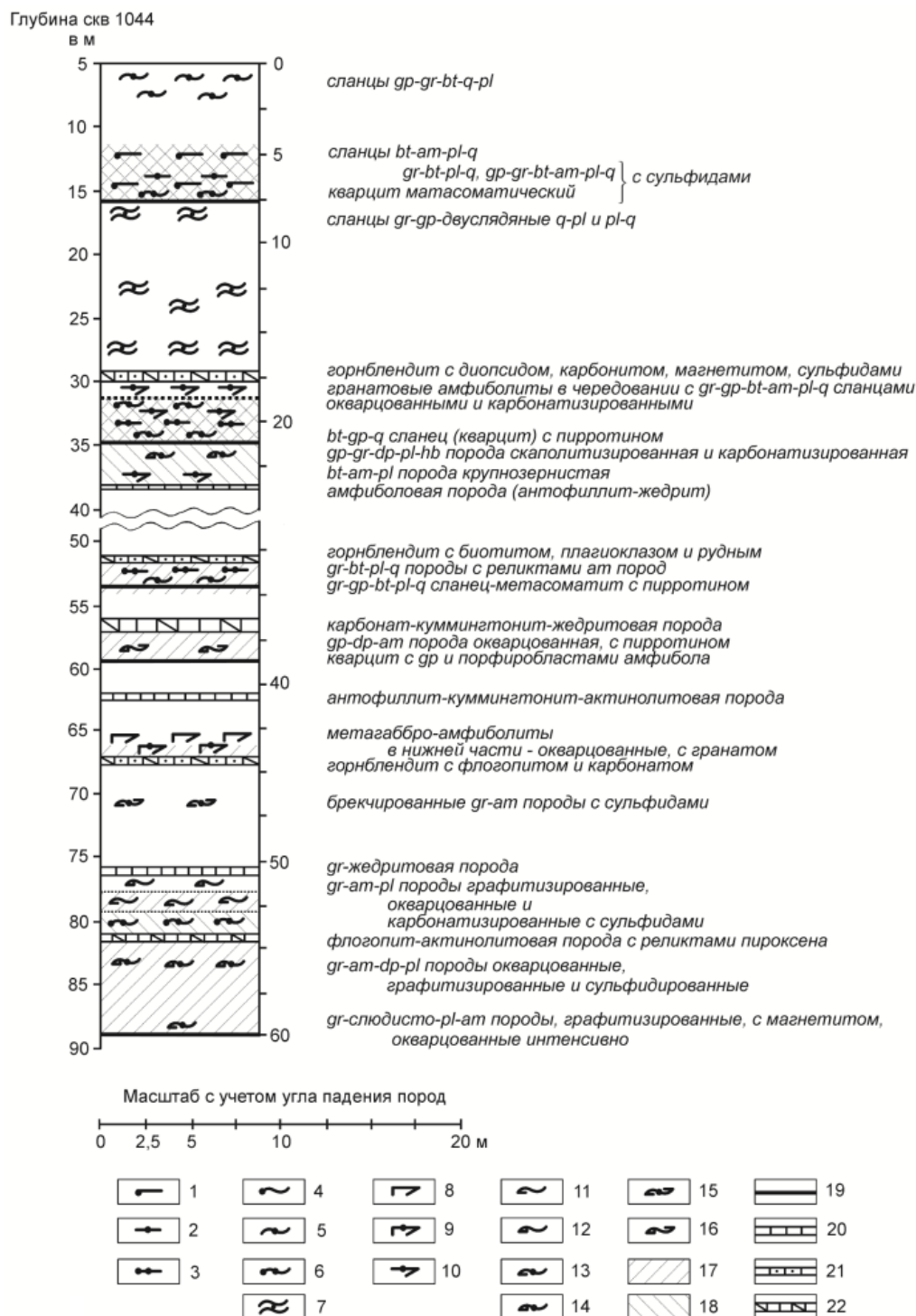


Рис. 11. Фрагмент Вешьяурской зоны метаморфо-метасоматических изменений (руннийокского комплекса) по архивным шлифам скв. 1014 [60].

1–7 – сланцы и рассланцованные породы слюдисто-кварц-плагиоклазовые или плагиоклаз-кварцевые с ам-

фиболом (1), гранатом (2), амфиболом и гранатом (3), то же, графитизированные (4, 5, 6) и гранат-графит-дву-слюдяные (7); 8–14 – базиты: сланцеватые или рассланцованные габбро-амфиболиты (8), гранатовые габбро-амфиболиты (9), гранатовые амфиболиты (10), графитизированные амфиболиты (11), амфиболиты с диопсидом (12), они же с гранатом (13, 14); 15 – существенно амфиболовые породы с гранатом; 16 – существенно амфиболовые породы с диопсидом; 17–18 – заметно или интенсивно проявленные: окварцевание (17), карбонатизация (18); 19–22 – почти мономинеральные: кварциты (19), амфиболовые породы с ромбическими амфиболами (20), роговообманковые (21), те и другие – с карбонатом, флогопитом (22).

Приведенный разрез (мощностью 370 м) соответствует средней части разреза зоны в центральной его части и является примером существенно базитовой его составляющей. Такие мафитовые «пачки» чередуются с существенно сланцевыми, где преобладают графит-слюдистые плагиоклаз-кварцевые или кварц-плагиоклазовые сланцы, иногда с гранатом, с реликтами плагиогнейсов и плагиогнейсогранитов. Мощность всей зоны колеблется от 700 до 2 000 м.

Химизм метаморфо-метасоматических преобразований, к сожалению, остался слабо изученным. Можно лишь констатировать, что изменения состава ультрамафитов-мафитов Вешьяурской зоны отражают не только динамометаморфические преобразования в условиях меняющихся субфаций амфиболитовой фации, но и Ca-Fe-Mg метасоматоз (базификацию), сопряженный с зонами кислотного выщелачивания.

Метаморфо-метасоматические образования рассматриваемого комплекса формировались на границе разновозрастных блоков коры на стадии коллизии Кольского и Беломоро-Лапландского геоблоков. Время этой коллизии датировано интервалом от 1 933 млн лет (няаннамъярвские диориты) до 1 750 млн лет (порьиташский субвулканический комплекс). Многократность тектоно-метасоматических преобразований в зоне предполагается по наблюдениям перекристаллизации и перераспределения наиболее подвижных компонентов – кварца, графита, сульфидов, а также замещений породообразующих минералов (метаморфическая роговая обманка-диопсид или роговая обманка-куммингтонит-ромбические амфиболы и т. п.). В этой связи можно предполагать также и дискретность во времени этих процессов, в пределах выше указанного интервала 1 933–1 750 млн лет.

**Субвулканические образования андезидацитовых порфиритов ( $\alpha\zeta\text{KR}^4$ ).** В качестве экстрезии андезидацитовых порфиритов выделяется тело, вмещающее тектонической границей каллояурской и меннельской толщ, в пределах Южно-Печенгской меланжево-складчатой зоны. Мощность его не превышает 150 м, протяженность – более 4 км. Прочие тела, интерпретированные в таком же качестве при ГДП-50 Печенги [57] в пределах поля развития эффузивов того же состава каплинской толщи, в масштабе карты не выделяются.

К порьиташскому комплексу рассматриваемое тело не отнесено за недостатком данных. Возраст экстрезии горы Порьиташ (1 750 млн лет) заметно отличается от возраста каплинских эффузивов (1 855 млн лет), определенного тем же изохронным Rb-Sr методом по породе и в той же лаборатории (ГИ КНЦ РАН). Разновозрастность их подтверждается так же и отрицательной Eu аномалией в спектре РЗЭ порьиташских экстрезий, в отличие от каплинских магматитов.

Экстрезивные андезидациты хорошо раскристаллизованы и имеют нечетко выраженную трахитоидную текстуру и порфириковую структуру. Длиннопризматические зерна плагиоклаза ориентированы согласно направлению течения, основная масса гранулирована и представлена тонкозернистым эпидот-биотит-кварц-плагиоклазовым агрегатом. Минеральный состав андезидацитового порфирита (в %): плагиоклаз – 60–65, кварц – 10, эпидот – 6, биотит – 10, амфибол – 0–3, карбонат – 5, сфен <1, рудные минералы <1.

О проблеме возраста экстрезии было сказано выше. Для более уверенной корреляции экстрезивных андезидацитов с близкими им породами каплинской толщи и порьиташского экстрезивного комплекса, имеющих существенную разницу в возрасте, необходимы более корректные исследования. По положению экстрезии в зоне того же главного Каллояурского разлома, что и датированные экстрезии горы Порьиташ, можно предположить и аналогичный возраст, близкий значению 1 750 млн лет, определенному в лаборатории ГИ КНЦ РАН изохронным Rb-Sr методом по породе порьиташского комплекса.

**Малые тела габбро, габбро-пироксенитов ( $\nu\text{uKR}^4$ ).** В данную группу с некоторой долей условности объединены все тела метагаббро, меланогаббро и плагиопироксенитов, размещающиеся в Южно-Печенгской зоне и в Тальинской складчатой структуре.

Большинство метабазитов характеризуются слабой магнитной восприимчивостью – около  $4\ 500 \cdot 10^{-5}$  ед. СИ, плотность их не превышает  $3,0\ \text{г/см}^3$ . В геофизических полях они из-за малых размеров тел практически не выражаются, лишь наиболее крупные из них (район р. Касеййоки) фиксируются узкими локальными магнитными аномалиями.

В пределах территории количество этих тел не превышает 10, самые мелкие на карте не

обозначены. Три силлоподобных тела протяженностью 1,2 и более 3 км при мощности до 200–300 м размещаются в восточной части зоны среди пород каплинской толщи. Массивчик, обнаженный на берегах р. Касесйоки, отличается от двух юго-западнее расположенных магнитной аномалией интенсивностью до 5 мэ. Два других являются смещенными фрагментами одного протяженного силла, они впервые выделяются в контуре, осложненном кольцевым замыканием на восточном фланге, благодаря МАКС и фактическому материалу. Мелкие тела этого комплекса размещаются также в пределах тальинских метаосадочных образований, где соскладчаты вмещающим породам. Контакты всех тел рассматриваемой группы четкие интрузивные, субсогласные сланцеватости вмещающих пород. В зоне экзо- и эндоконтактов проявлены окварцевание, хлоритизация и карбонатизация, иногда тонкая вкрапленность сульфидов или магнетита.

Интрузии сложены метаморфизованными в амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фациях слабо дифференцированными породами основного состава – габбро, меланогаббро и резко подчиненными им пироксенитами. Породы чаще всего неравномернозернистые сланцеватые, реже – массивные. Структура их нематогранобластовая, гетерогранопорфиробластовая, реликтовая бластогаббровая. Минеральный состав габброидов (и метапироксенитов) (в %): амфиболы (роговая обманка или актинолит) – 25–65 (до 85), раскисленный до олигоклаза сосюритизированный плагиоклаз – 20–65 (от 2–3 до 5–7); вторичные: хлорит – до 7–10, эпидот – до 10–20, биотит, кварц, карбонат; акцессорные минералы – сфен, магнетит, титаномagnetит, ильменит, пирит, пирротин. Реликтов первичномагматических минералов не наблюдалось. По химическому составу породы комплекса соответствуют базитам нормального ряда, по основности варьирующими от пироксенитов до лейкогаббро. Для суждения о формационной принадлежности и возможностях корреляции данных пород мало данных. По единичным анализам отмечается высокое содержание  $Fe_2O_3+FeO$  (10,44–22,42 %) и  $TiO_2$  (1,73–2,36 %), что не позволяет сопоставлять их с базитовыми интрузиями каскамского комплекса.

Возрастное положение рассмотренных тел в качестве самых поздних раннекарельских интрузий регламентируется размещением их в наиболее молодых нижнекарельских образованиях.

## ПОЗДНЕКАРЕЛЬСКИЕ ИНТРУЗИИ

**Лицко-арагубский комплекс монцодиоритов-гранитов ( $\gamma, \gamma\delta KR_2la$ ).** К лицко-арагубскому комплексу монцодиоритов-гранитов в данном районе относится массив Йивара (13), слагающий одноименную гору с отметкой 264 м на западе территории. Округлые очертания горы и диаметр ее в точности соответствует массиву гранитов, перекрытому маломощным плащом рыхлых отложений. Размер массива в данной интерпретации с осредненным диаметром около 6 м, в большей степени соответствует интерпретации В. Ф. Ступицкого с соавторами [63], впервые вскрывших горными выработками и изучивших этот массив.

Массив Йивара размещается в пределах тыловой части Лапландской зоны гранулитов, в пределах антиклинально-складчатого осложнения Няаннамъярвского аллохтона, близ зоны его сочленения с блоком археид. Возможно и само это осложнение спровоцировано массивом гранитов, столь четко выраженного и геоморфологически, и геофизически. В поле силы тяжести ему соответствует четкая отрицательная аномалия, сопровождаемая более мелкими аномалиями того же знака к северо-востоку и востоку. В магнитном поле массив выражен повышенными значениями и, главное, однородностью его, вписанной в столь же четко округлые очертания. При этом ощущается петрофизическая зональность – в центральной части более магнитные породы, нежели по периферии. На МАКС эта зональность выражается четкими кольцевыми линиями прототектонического характера. Внутренняя из них диаметром около 3 км примерно соответствует магнитному полю повышенных значений. Кроме того, в юго-западной части тела фототон несколько более темный и пестрый, как в случае гибридных пород. По скудному фактическому материалу в этой части содержатся ксенолиты более основных вмещающих пород – амфиболитов и амфиболизированных эндербитов. Сложен массив Йивара мелко-среднезернистыми биотитовыми гранитами неяснопорфировой структуры. В южной части отмечаются [45] мелкозернистые аплитовидные граниты с флюоритовой и молибденовой минерализацией, постепенно переходящие в среднезернистые.

Возраст массива Йивара интерпретируется в качестве поздекарельского благодаря петрологической принадлежности лицко-арагубскому комплексу.

## РАННЕ-ПОЗДНЕКАРЕЛЬСКИЕ ИНТРУЗИИ И ЖИЛЫ НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ

К нерасчлененным отнесены все малые тела и жилы гранитов, пегматитов и кварца. Это обусловлено тем, что все они секут вмещающие породы, не пересекаясь, как правило, между собой. Секущие соотношения между близкими по составу жилами наблюдаются редко, а главное, нет критериев для разбраковки всех жил.

**Малые тела и жилы гранитов ( $\gamma\text{KR}_{1-2}$ ).** На геологической карте выделены только наиболее крупные из малых тел и наиболее протяженные из жил плагио-микроклиновых 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 синтетектоническими, реоморфизованными на завершающей стадии позднекарельской коллизии. В более жестком в это время блоке археид они размещаются в сдвиговых трещинах, в гранулитовом блоке более протяженные и более мощные (до 800 м) гранитные тела согласны вмещающим породам, складчаты, конформны дуговым надвиговым дислокациям. Маломощные жильные образования Лапландской гранулитовой зоны, в отличие от вышеотмеченных синтетектонических, вероятно несколько более поздние. Обычно они прямолинейно протяженные, до 1–2 км в север-северо-восточном направлении. Значительная часть этих жил размещается в пределах массивов няаннамъярвского комплекса, преимущественно в двух восточных.

На МАКС наиболее крупные жилы и тела дешифрируются светлым фототонном.

Граниты данной группы неравномернозернистые – от мелкозернистых до крупнозернистых, лейкократовые и мезократовые биотитовые, плагио-микроклиновые 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.

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, с другой стороны – внедрением Ийварского массива и его возможных спутников, с возрастом разных фаз лицо-арагубского комплекса в районе его петротипа – 1 875–1 720 млн лет. При детальном и специализированном исследовании возможно расчленение гранитов малых тел и жил на фазы с привязками к более крупным комплексам.

**Пегматитовые жилы ( $\rho\text{KR}_{1-2}$ )** развиты преимущественно в южной части зоны археид и в обеих пластинах зоны гранулитов. В. Ф. Ступицкий с соавторами [63] отмечают наибольшую их концентрацию в районе озера Вуэрнисъяур. В целом по площади приуроченности пегматитовых жил к определенным комплексам не наблюдается. Это могут быть и архейские плагиогранитоиды или амфиболиты, и позднекалевийские диориты или эндербиты.

Более 110 жил пегматитов зафиксировано на рассматриваемой территории. Мощность наиболее выдержанных от 0,4–0,5 до 8–12 м при протяженности от первых метров до 160 м. Преобладают маломощные быстро выклинивающиеся жилы мощностями от первых сантиметров до 0,5 м. Залегание жил преимущественно согласное гнейсовидности, но отмечаются и секущие жилы. Как правило, секущие они по нормали к углу падения, а простираются практически совпадает с простираемостью отдельности и гнейсовидности вмещающих пород. Это авторское наблюдение относится к блоку архейских пород. Конфигурация жил от правильно прямолинейной до сложно ветвящейся с извилистыми контактами. Зональное строение отмечается только в крупных жилах, для большинства же характерны пегматоидные структуры, иногда с аплитовидным зальбандом, изредка с блоковыми обособлениями полевых шпатов.

Минеральный состав пегматитов: плагиоклаз (олигоклаз), микролин, кварц; второстепенные – биотит, мусковит, эпидот, кальцит, рудные, в том числе магнетит; вторичные – хлорит, серицит, пелит; акцессорные – циркон, апатит, монацит, гранат.

Повышенная радиоактивность отмечается в редких случаях до 120 мкР/ч, самые распространенные ее значения на пегматитах – 16 мкР/ч.

Возраст пегматитов, при недостаточной специализированной изученности их, определяется в целом как карельский. Соотношения с вышеописанными жильными гранитами в отдельных случаях конформны, как единое целое, чаще же пегматоидные апофизы жил секут лейкогранитные жилы или тела. Более древние плагиопегматиты, наблюдаемые в маломощных лейкосомных прожилках ультраметаморфических пород в блоке археид, на карте не вынесены и здесь не рассматриваются.

**Кварцевые жилы ( $q\text{KR}_{1-2}$ ).** Здесь не рассматриваются маломощные кварцевые жилки и прожилки, наблюдаемые по всей территории развития ультраметаморфических пород блока археид и Лапландского блока, реоморфических гранитоидов и метасоматитов Каскамско-

Шуонинской купольно-складчатой зоны, динамосланцевых и метасоматических зон крупных швов. В составе последних кварц, графит и сульфиды являются наиболее подвижными компонентами и, естественно, кварц слагает свои отдельные зоны с примесью других минералов.

Четко выраженные кварцевые жилы динамометаморфического происхождения отмечены в зоне развития метасадочных гнейсов и сланцев верхнетальинской подсвиты. Вмещающие породы здесь изначально были обогащены кварцем, а при динамометаморфизме и рассланцевании мобилизуемый оксид кремния переотлагался в виде согласных кристаллизационной сланцеватости жил. Мощность их, как правило, не выдержана, составляет первые дециметры, максимальная – 1,5 м, при протяженности до 2–3 м. Ориентированы согласно сланцеватости вмещающих пород, в частности жила мощностью 1,5 м ориентирована в северо-западном направлении. Характерны причудливой формы короткие апофизы, конформные сланцеватости, и мелкие ксенолиты внутри кварцевой массы. Кварц обычно молочно-белый, реже – серый и дымчатый. Никакой видимой минерализации не отмечается.

Возраст кварцевых жил регламентируется синскладчатым положением их в наиболее молодых из стратифицируемых образований калевия, возможно – верхнекарельский, соответствующий времени завершения складчатости и формирования гранитных интрузивов лицко-арагубского комплекса.

### ПОЗДНЕРИФЕЙСКИЕ–ПАЛЕОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИИ НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ

**Дайки долеритов и метадолеритов ( $\beta$ RF<sub>3</sub>–PZ)** неопределенного возраста 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 коричневатого-темно-серыми, при замещениях пироксена амфиболом – зеленоватого-темно-серыми. Структура их офитовая, микроофитовая, порфирировая, пойкилоофитовая, габброофитовая. Минеральный состав (в %): лабрадор – 40–60, моноклинные пироксены (авгит, диопсид, пижонит) – 30–50, ромбический пироксен и оливин – до 5–7; аксессуарные 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.

Нижняя граница возраста определяется нахождением их в среднерифейских породах рыба-чинской серии, верхняя – палеозойскими изотопными датировками подобных даек за пределами территории, наряду с рифейскими.

## ТЕКТОНИКА

Рассматриваемая территория находится в пределах Беломоро-Лапландской палеоколлизии, маркирующей границу Кольского и Беломорского геоблоков. Южной ее границей является граница подошвенного надвига Лапландской гранулитовой надвиговой зоны, находящаяся южнее за пределами территории. Северная граница также хорошо выражена зоной бластомилонитов-бластокатаклазитов, маркирующих Каллояурский глубинный разлом, предположительно поддвиговой кинематики. Таким образом, все структурно-тектонические элементы территории, за исключением маленького фрагмента северного крыла Печенгской асимметричной синклиной структуры на северо-востоке территории, являются составными частями этого ансамбля палеоколлизии 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 сучивания.

На рассматриваемой территории в пределах Беломоро-Лапландской палеозоны по комплексной характеристике, учитывающей возраст пород, кинематику и время ее проявления, можно выделить три зоны второго порядка с севера на юг: Печенгскую зону карелид, Рунний-окско-Аллареченский блок архейского фундамента и Лапландскую надвиговую зону гранулитов. Первая и третья зоны, по существу, и являются зонами активного проявления в веществе палеоколлизии процесса. На ранних стадиях этого процесса – это наращивание коры в обеих зонах, на поздних – динамометаморфические преобразования. Ранние стадии в блоково-складчатой зоне карелид проявлены в контрастном вулканизме островодужного типа (менельская, брагинская и каплинская толщи) и осадконакоплении в задуговом бассейне (талыинская толща). Поздние стадии там выражены стресс-деформациями во всех формах проявления: в виде разнообразных динамоклазитов (бластомилонитов, бластокатаклазитов, динамосланцев), в складчатости, локально сохранившейся в менее напряженной западной части, в образовании купольно-надвиговых структур. В гранулитовой зоне глубинного сучивания ранней стадии коллизии соответствуют синкинематические ультраметаморфические процессы эндербитообразования, завершившегося анатексисом диоритов няаннамъярвского комплекса. Поздняя стадия здесь выражена завершением движений глубинных аллохтонов, с чем связано завершение формирования метаморфо-метасоматических кислых гранулитов. К заключительному позднекарельскому циклу тектогенеза на данной территории относятся: реоморфический анатексис гранитоидного массива Ийвара, внедрение малых тел и жил гранитов, пегматитов, сопровождаемые пологой слабопроявленной складчатостью. В блоке архейского фундамента, по существу останцовом в кровле глубинного аллохтона Лапландской зоны, вещественные изменения обеих стадий коллизии не так явственны. Скорее всего, в надгранулитовом «слое» земной коры происходило в каком-то объеме реоморфическое гранитообразование, продуктами которого являются участки более массивного сложения и более лейкократовых плагиогранитов, наблюдавшиеся при редакционно-увязочных маршрутах в полях развития ультрамагматических плагиогранитоидов раннего лопия. Жильные граниты и пегматиты поздних стадий здесь тяготеют к приграничной с Лапландской зоной части блока. Специализированные исследования мафитового и ультрамафитового вещества и его преобразований по керну и первичной документации многочисленных скважин ГРЭ могли бы пролить свет на процессы дезинтеграции и перемещений по разломам разного порядка наиболее компетентных к этому ультрамафическим породам. Ниже приводится характеристика отдельных структурных и тектонических элементов трех главных зон, кратко охарактеризованных выше, от древних к молодым.



## РУННИЙОКСКО-АЛЛАРЕЧЕНСКИЙ БЛОК АРХЕЙСКОГО ФУДАМЕНТА

Руннийокско-Аллареченский блок архейского фундамента, занимающий центральное место в структурной и тектонической схемах района, представлен Руннийокской складчато-купольной зоной и ее пограничными со смежными структурами шовными зонами – Вешъяурской и Хихнаярви-Наутсийокской.

**Руннийокская складчато-купольная зона** в целом сложена древнейшими для района породами – архейскими амфиболитами и гнейсами, объединенными в кольский метаморфический комплекс, и диорит-плагиогранитной ассоциацией ультраметаморфических пород, датированных ранним лопием. Возраст метаморфического комплекса датируется саамием–ранним лопием. Определяющими структурный облик зоны элементами являются куполовидные массивы ультраметаморфических плагиогранитоидов – Сейгийокский (2) и Пиэдсъяурский (1). Оба массива имеют зональное строение, четче выраженное в западном (2), обусловленное степенью гранитизации, максимальной в ядрах куполов, и убывающей – на их склонах. Схема зональности: плагиогнейсогранит–гнейсогранодиорит–гнейсодиорит–амфиболиты и гнейсы кольского комплекса. Она, разумеется, нигде не выдерживается в полном профиле, но те или иные фрагменты этой зональности характерны для любого пересечения любого купола. Оба купола ограничены дуговыми разломами сферического профиля, в типичном случае предопределяющими взбросовые подвижки центральных частей относительно периферических при гравитационном их «всплытии» в процессе коллизии. В западном из куполов амплитуда полукольцевого взброса значительней, так как выражена степенью поля силы тяжести, резко повышающегося к северу, в сторону Вешъяурской шовной зоны. Элементы гнейсовидности пород подчеркивают отмеченные характеристики. Средние и типичные углы падения гнейсовидности и пластовой отдельности плагиогнейсогранитов на склонах западного купола (2) составляют  $35^\circ$ , восточного (1) – от  $20^\circ$  на перегибе до  $40^\circ$  – близ вмещающих пород. Следует добавить, что мелкая пластическая складчатость осложняет и склоны обоих куполов, и межкупольные зоны, где преобладают более основные члены ряда гранитоидов и породы субстрата амфиболитов и гнейсов, и даже ядерные участки куполов. Амплитуды таких складок и размах крыльев обычно составляют десятки или первые сотни метров. Чаще всего они нормальные пологие, реже – несимметричные с одним крутым крылом (до  $75^\circ$ ) и еще реже – изоклиналильные. Ориентировка осей складок с размахом крыльев (полуамплитуда волны в современной терминологии) 250–500 м в северной части блока северо-восточная, параллельная направлению транспортных сдвигов.

В южной части блока архейд, где уже нет купольных структур, генеральное направление сланцеватости и ориентировка осей складок подчинены кинематике южнее расположенной **Хихнаярви-Наутсийокской шовной зоны**. Она имеет сложную конфигурацию за счет принадлежности надвигу кровли верхнего тектонического покрова из пакета покровов Лапландской надвиговой зоны. Здесь и далее использованы термины Е. С. Кутейникова с соавторами (Методическое пособие..., 1994) – надвиг кровли тектонического покрова, а также надвиг подошвы и другие. Прилегающие к надвигу сдвиги (в блоке архейд) имеют северо-восточную ориентировку и левосторонний характер – каждый северо-западный блок смещен относительно юго-восточного к юго-западу. Амплитуды сдвигов могут составлять несколько километров. То, что мы наблюдаем на карте – смещение по сдвигу разлома запад-северо-западной ориентировки на 6 км – может и не отвечать амплитуде смещения, так как трудно оценить смещение субстратных пород, везде – близкого гранитам-гранодиоритам состава. А вот мелкие тела и архейские складчатые тела габброамфиболитов, и жилы калевийских гранитов, оперяющие смещенный разлом запад-северо-западной ориентировки, как бы подчеркивают это смещение. Следующие к востоку сдвиги, веерно склоняющиеся к востоку, составляют на протяжении 40 км саму Хихнаярви-Наутсийокскую шовную зону, лишь у самой восточной рамки площади отходя от нее. На отрезке этой зоны от южного конца оз. Хихнаярви до северного конца оз. Ала-Наутсиярви кинематика ее, скорее всего, результирующая сдвиго-надвиговая, о чем говорят конфигурация и элементы сланцеватости отдельных ее фрагментов. Западнее, на протяжении 5 км широтно и 6 км в северо-северо-восточном направлении, на МАКС и фактическом материале дешифрируется надвиговой участок шва. Кинематика его на крайнем западном отрезке остается неясной. Весьма вероятно, что антиформа, спровоцированная в калевийское время внедрением массива гранитов Йивара (13), на коротком отрезке крайнего запада сменила знак дивергенции на противоположный, то есть западный отрезок шва до широтного разлома сдвиговой кинематики представляет собой малоамплитудный компенсационный надвиг или взброс пород Лапландской зоны на породы блока архейд. Хотя и на всем протяжении сдвиго-надвигового шва автохтоном является блок архейд, а вся описанная выше система в части надвига относится к кровле Лапландской зоны.

**Вешъяурская шовная зона**, ограничивающая блок археид с севера, имеет волнисто-дугообразную конфигурацию, максимальную ширину 3 км, уменьшающуюся к востоку, и падение, конформное южнее размещающимся куполам, в северных румбах – от 40° до 55°. Для зоны характерны высокие значения электропроводности и знакопеременное магнитное поле, обусловленные интенсивными тектоно-метасоматическими процессами. На всех уровнях разреза зоны, изучавшейся поисковыми скважинами в связи с многочисленными мелкими магнитными аномалиями, наблюдаются маломощные будины сильно измененных ультрамафитов и практически по всей зоне – наложенная на преобразованные амфиболиты и гнейсы вкрапленность графита, кварца и сульфидов. Складчатость в ее пределах устанавливается с трудом, из-за параллельности сланцеватости и осей S-складок разного порядка генеральному направлению зоны, имеющей предположительно взбросовую кинематику.

## ПЕЧЕНГСКАЯ БЛОКОВО-СКЛАДЧАТАЯ ЗОНА КАРЕЛИД

Печенгская блоково-складчатая зона карелид включает фрагменты всех структур, сформировавшихся в процессе раскрытия и закрытия Печенгской палеорифтовой структуры, а именно (с севера на юг): фрагмент северного крыла асимметричной синклиной Печенгской структуры (ПС), Каллояурского глубинного разлома, Южно-Печегской меланжево-складчатой зоны (ЮПЗ), Тальинскую складчатую структуру (ТСС), Каскамско-Шууртинский блок плутонических пород (КШБ) и западный блок Шуони-Каскельярской купольно-надвиговой зоны (ШКЗ).

**Каллояурский глубинный разлом**, интерпретируемый как поддвиг, отделяет северное крыло **Печенгского синклинория** от **Южно-Печегской меланжево-складчатой зоны**, срезая структуру северного крыла и практически конформно соседствуя с ЮПЗ, предопределяя меланжево-складчатый ее характер. Максимальные проявления параметров глубинного разлома и меланжевой зоны – на смежной с востока территории, 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 пологорасслоенных по разломам омоложенных гранитоидных комплексов окраины блока археид. Каллояурский разлом в пределах рассматриваемой территории имеет ширину около 300 м, погружается на юго-запад под углом около 65–70°. Сложена зона разлома 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 разлому с юга ЮПЗ блоки пород со складчатыми структурами, «плавающие» в меланжевой матрице зоны, лучше сохраняются на рассматриваемой территории, видимо благодаря тектонической тени, обусловленной близостью к палеотрансформному разлому. Но и здесь расшифровка стратиграфической последовательности затруднена в связи преобладающим развитием бесструктурных сланцев неопределенного состава и генезиса. 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°. В сохранившихся фрагментах пологоскладчатых структур, сложенных каплинскими вулканитами, сохраняются и соответствующие углы напластования до 20°. Следует добавить, что наилучшая сохранность первичных структурных элементов пород тяготеет к восточному берегу оз. Пороярви, в акватории которого по нашим предположениям погребена наиболее крупная в ЮПЗ вулканоструктура центрального типа.

**Тальинская складчатая структура**, с юга примыкающая к ЮПЗ, ограничена разломом предположительно сбросовой кинематики, ориентированным субпараллельно Каллояурскому. В районе оз. Боссоярве и этот, и другие разломы ЮПЗ, меняют ориентировку, дугообразно изгибаясь и сопрягаясь в пучки. Вблизи сброса развиты складки прямые и изоклинные, в которые выходят обе подтолщи тальинской толщи – и метабазальтовая, и метаосадочная. Роль этого разлома, выражающегося также и в ориентировке фрагментов гидросети на всем его протяжении, как сбросового ограничителя ТСС, совершенно очевидна. Севернее его господствующее направление сланцеватости параллельно ему и Каллояурскому разлому, южнее, в опущенном блоке, где сохранились наиболее молодые пологоскладчатые породы тальинской толщи, направление слоистости и сланцеватости нередко совпадает. Наиболее сохранными первичные структуры и текстуры пород наблюдаются в пределах возвышенности Тальятунтури, сложенной пологоскладчатыми метаосадочными породами верхней подтолщи. Брахиформные пологие складки, по мере приближения к Каскамскому надвигу, приобретают ориентировку параллельную ему. Метаморфизм пород рассматриваемой зоны амфиболитовой и эпидот-

амфиболитовой фаций, в отличие от зеленосланцевого в ЮПЗ, может быть также обусловлен в значительной степени погруженным состоянием данного блока относительно смежных в период коллизионного ссучивания.

**Каскамско-Шуортинский блок плутонических пород (КШБ) и Шуони-Каскельярская купольно-надвиговая зона (ШКЗ)** слагают единую относительно ЮПЗ и Руннийокско-Аллареченского блока архейд зону близких по возрасту плутонов, дифференцированных от габбро до гранитов. Граница этой зоны с ТСС тектоническая, предположительно взбросо-надвиговой кинематики, дугообразно выпуклая в участках интенсивного приращения объемов за счет гранитообразования второй фазы, проявленных и геоморфологически возвышенностями Каскама и Шуорт. Отдельные фрагменты Каскамско-Шуортинского блока в плане и разрезе подчиняются все той же клавишной кинематике зон ссучивания, что и ансамбль более крупных блоков всей рассматриваемой зоны карелид. Так, клиновидный блок, ограниченный сдвигами и зажатый между блоками Каскамским и Шуортинским, «отстает» от соседствующих, то есть имеет относительно их противоположный знак движений. Как и смежная с КШЗ с севера вся КСС опущена сбросом с севера и взбросом – с юга.

Западная часть Шуони-Каскельярской зоны на территории представлена тремя массивами гранитоидов второй фазы каскельярского комплекса – Вирнимя (10), Шуони (11) и Терскел (12). Все они окаймлены габброамфиболитами и содержат крупные ксенолиты габброамфиболитов, отнесенных на данной стадии изучения к габброидной фазе каскамского комплекса габбро-гранодиоритов. И все они имеют полукольцевые тектонические сдвиго-надвиговые контакты, по которым смещены в процессе ссучивания в разные стороны: Шуони – в сторону ЮПЗ, Терскел – в противоположную сторону, а Вирнимя, возможно нижний тектонический покров относительно двух перечисленных – на запад. Углы падения надвига подошвы последнего около 40°. Северная половина покрова залегает, вероятно, на породах каскамского комплекса, так как градиент поля силы тяжести, повышающий поле к северо-западу, проходит под Вирнимским аллохтоном. Остается добавить, что диоритовые фазы каскельярского комплекса, сформировавшиеся восточнее, имеют такие же купольно-надвиговые формы на границе с ЮПЗ.

## ЛАПЛАНДСКАЯ НАДВИГОВАЯ ЗОНА ГРАНУЛИТОВ

Лапландская надвиговая зона гранулитов (ЛНЗ) вместе с Кандалакшко-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 эндербитами метасоматическими, слагающими значительный объем зоны в пределах территории, и анатектическими, представленными массивами кварцевых диоритов-диоритов Наутсиярви (4), Няаннамъярви (5), Чеяурес (6), Пеяссмораст (7). К поздней стадии возможно отнести формирование гранитного массива Йивара (13), 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 выдвигается несколько быстрее относительно нижнего, то есть является относительно его аллохтоном. В пределах территории возможно выделить два глубинных тектонических покрова – Няаннамъярвский аллохтон и Ловнозерский параавтохтон. 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 большим количеством мелкозернистых пород и широким развитием метаморфо-метасоматических зон кислых гранулитов по разному субстрату. Зоны этих метасоматитов мощностью до 1 км часто находятся непосредственно перед фронтальной линией надвига подошвы Няаннамъярвского аллохтона.

**Няаннамъярвский аллохтон**, как уже отмечалось, сложен преимущественно ультраметаморфическими диоритоидами. Центральное место занимает Няаннамъярвский массив диоритов (5), имеющий овальную в плане форму, удлиненную в направлении транспорта аллохтона в целом на запад-юго-запад. Расположенный западнее, меньший по размерам массив Наутсиярви (4) ориентирован еще более субширотно. А вот два восточных массива (6 и 7), соединенные перемычкой в один, суммарно имеют овальную форму, удлиненную в юго-юго-западном направлении. Основные разрывные нарушения, преимущественно сдвиги, в районе перечисленных массивов ориентированы аналогично ориентировке самих массивов, то есть на веерооб-

разно расходящиеся в направлении транспорта аллохтона сдвиги «нанизаны» так же ориентированные массивы со своей прототектоникой, конформной общей картине. Важно отметить также, что линия надвига подошвы, смещаемая отмеченными веерными сдвигами, в какой-то мере повторяет конфигурацию двух западных массивов в 4–5 км на удалении от них. Конфигурацию массива Чеяурес (6) повторяет надвиг, которому придано значение осложняющей чешуи следующего порядка. Массив Ийвара (13), внедренный в тыльной северо-западной части Няаннамъярвского аллохтона, также осложняет его. Тыльная граница аллохтона на коротком отрезке через крутое субвертикальное залегание переходит в позицию лобовой, с надвиганием на блок археид в данном случае. На востоке, в наиболее обширной тыльной части аллохтона, сужающейся севернее крупных массивов диоритов, закартировано большое количество тел габброидов, относящихся к ловнозерскому комплексу. И практически все они, причудливо складчатые или овальные, не имеют строгих ориентировок в направлении транспорта аллохтона. Помимо северо-восточной ориентировки тел или их фрагментов, здесь наблюдаются субширотные, свойственные, видимо 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.

Покровно-чешуйчатые дигитации Няаннамъярвского аллохтона имеют место в зоне выхода сдвига восточного берега оз. Юля-Аккаярви из зоны сближения массивов диоритов в зону их расхождения, где и сформировался передовой веер чешуй (надвигов) второго порядка, расходящихся в районе высот Веневара и Каптоайв. Для чешуи Веневара характерно развитие кислых гранулитов непосредственно в лобовой части, а во внутренней – размещение тела калевийских гранитов, ориентированного параллельно надвигу ее подошвы. Для аллохтона (чешуи) Каптоайв характерна его конформность пологоскладчатой синформе, которую в целом он и подчеркивает. Для нее характерны прерывисто пластовые тела ортоамфиболитов (метагабброидов), развитые в средней части и в приподошвенной части аллохтона, где они подчеркивают его конформность.

**Ловнозерский тектонический покров** параавтохтоном назван формально, относительно вышележащего аллохтона. По существу он также является аллохтоном относительно ниже лежащего, находящегося южнее рассматриваемой территории. Тыльная часть его на значительном протяжении границы с вышележащим покровом подчеркивается развитием метаморфометасоматических кислых гранулитов и соответствующим им повышением рельефа. Направление транспорта этого покрова в целом аналогично таковому Няаннамъярвского аллохтона, незначительно отличаясь в отдельных составных частях его.

На юго-западе и юго-востоке территории выходят лишь небольшие части описываемого тектонического покрова, но и в этих пределах характерной чертой его тыльной части является мелкое чешуение, подчеркиваемое мелкими дугowymi формами, хорошо видимыми на МАКС. Часть их повторяет конфигурации подошвы вышележащего тектонического покрова, и принадлежность их к нижнему или верхнему из покровов может быть пересмотрена в случае специализированных работ. Важно то, что наличие мелких эрозионных тектонических останцов типа клипшен, изображенных на карте Б. А. Шлайфштейна [77] по дистанционным материалам, не подтверждается по совокупности старых и новых (цветной композит на основе тех же старых) МАКС. Дешифрируется больше чешуй, чем отображено на карте, но все они последовательно входят в пакеты. Для полной расшифровки строения тектонических покровов нужны лучшего качества МАКС и специализированные работы.

## 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 вулканоплутоническая 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. Время самых ранних метаморфических и ультраметаморфических преобразований в этой области архейд датируется интервалом 2,94–2,80 млрд лет [35]. Размещение этих останцов 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. Версии 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 гранитообразованием. Однако никаких больших объемов гранитоидов с предкарельским возрастом в обрамлении ПС не известно. Хотя даты гранитизации архейских пород в  $2\ 630 \pm 70$  млн лет [27] для глубоких горизонтов СГ-3 известны. Следующий этап гранитизации, датированный [31] 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 [4, 32]. В пределах Печенгской структуры (ПС), на зону обрамления которой приходится вся рассматриваемая территория, трансформы выражены, прежде всего, ограничениями ее широкой части с запада и востока. Отголоском этой конседиментационной блокировки запада структуры, выраженной в дивергентной части структуры Куэтсьярвинской палеотрансформой, в пределах территории является разлом р. Касесйоки. Здесь сразу следует добавить наблюдение, касающееся всей структуры ПИВЗ – конвергентные границы и структуры заключительного цикла тектогенеза ПИВЗ используют или приспособляются к зонам палеотрансформных разломов. Второе ответвление того же палеоразлома Куэтсьярви имеет субмеридиональную ориентировку и не выражается в поверхностных полях и структурах. Но оно неизбежно проявляется при комплексной интерпретации геофизических материалов мелкого масштаба. Проходит оно от р. Касесйоки по касательной к куполу Шуони, срезает западную часть купола Терскел (аллохтонную), выходя к сдвигу-надвику оз. Хихнаярви. Следует добавить, что этому глубинному палеоразлому Б. А. Шлайфштейн придавал значение глубинной границы Кольского блока с блоком Инари.

Самый ранний сумийский этап в становлении ПИВЗ, соответствующий интервалу времени 2 550–2 450 млн лет, непосредственно на территории работ никакими вещественными ком-

плексами не обозначен. Да и 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  $2\,446 \pm 10$  млн лет (Баянова, 2000). Зная о том, что анортозиты массива Пыршин восточного фланга Лапландских гранулитов имеют возраст  $2\,452 \pm 7$  млн лет [25] 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 перцолиты-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-андезиобазальтов 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 (Баянова, 2000), 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  $2\,214 \pm 54$  млн лет. Изотопная метка высокобарического метаморфизма в Лапландско-Колвицком ГП соответствует 2,13 млрд лет (Баянова, 2000).

Людикийский 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 [6] углеродисто-турбидитное, излияниями базальтов океанического типа. В Печенгском сегменте рифта этому циклу соответствуют образования колосйокской и пильгуярвинской серий. Причем, несмотря на малую протяженность 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 выше углеродистые 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, при котором к огромной массе океанических базальтов (в том числе вариолитовых и шаровых) добавляются ферропикриты и разнообразные эксплозивные и эксгаляционные образования, демонстрирует неповторимые свойства людикийского 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 [38], современный размер которой уступает размерам Печенги.

Фрагменты выше отмеченной мощной толщи базальтов океанического типа свиты Матерт (пильгуярвинской серии) выходят на северо-востоке представляемой территории. 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  $1\,990 \pm 70$  млн лет.

В Руннийокско-Аллареченском блоке архейд, 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  $2\,005 \pm 19$  млн лет. Сами ультрабазиты датированы значением  $1\,918 \pm 29$  млн лет, что соответствует калевии. Связано ли это с ошибкой в определении или более поздними протрузивными перемещениями тел гипербазитов – остается неясным. Не исключено, что и малые тела и жилы гранитов Руннийок-

ско-Аллареченской зоны сформировались также в людиковийское 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 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 [3] считает углеродистые отложения южной зоны Печенги бессульфидными и по анализу содержания Ti, 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.

Поверхностные процессы – 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, тяготеги, видимо, к зонам, унаследованным от трансформных разломов рифтогенного этапа. На территории один такой четко выраженный центр – в акватории оз. Пороярви. 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 (талынской толщи) – аркозоподобных континентального сноса, грауваккоподобных смешанного типа с вулканомиктовым и аркозистым обломочным материалом. Возможна и иная интерпретация времени образования талыньских пород, до сих пор не датированных. Не исключено, что осадконакопление (верхнеталынской подсвиты) смешанного типа задугового бассейна было синхронно с островодужными процессами пороярвинской серии. При этом на ранней стадии – стадии тыловодужного спрединга и излияния основных вулканитов нижнепороярвинских и нижнеталыньских – геодинамические условия были близкими в обеих зонах, и только после тотального, возможно очень краткосрочного, осадконакопления брагинского и среднеталыньского (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 (коллизонной) 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 габбро-диоритов каскамского комплекса и диоритов-плагиогранитов каскельяврского комплекса. Будучи практически одновозрастными, каждый из комплексов занимает свою четкую позицию относительно скрытого глубинного разлома Куэтсъярви-Терскел, наследующего трансформный разлом, о чем говорилось выше. Каскамский комплекс, в котором преобладает габброидная составляющая и есть ультрамафитовая, занимает позицию над сегментом палеорифтовой зоны, либо не реализовавшим в излияниях свой базитовый потенциал, либо предоставившим 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 синтетектоническое выплавление массивов диоритов-кварцевых дио-

ритов 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 порыташских 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, когда Скандинавский ледник достиг Кольского полуострова. В стационарную (максимальную) фазу (см. палеогляциологическую схему) преобладало равномерное и растягивающее движение льдов, происходила интенсивная экзарация, особенно в тектонически ослабленных зонах; при этом озерные котловины углублялись, относительно прочные выступы коренных пород приобретали форму бараньих лбов. В понижениях рельефа, реже – вдоль склонов возвышенностей, содержание дебриса во льдах 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. Возле нунатака горы Шуорт в условиях сильного сжатия формировалась морена выдавливания и напора. 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 быстро, 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.

На юго-востоке площади, в пределах низкогорья, дегляциация происходила относительно медленными темпами с образованием трещин кольцевой и серповидной формы и последующим их заполнением мореной сплывания. Вдоль склонов наиболее высоких гор, таких, как Ведшкаш, формировались продольные гряды флору-тилла.

В пределах зон соприкосновения разноскоростных потоков льда и в котловинообразных депрессиях ложа (между горами Кораблекк и Шуорт) 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. Дегляциация была прерывистой, на площади листа приледниковыми зандрами зафиксировано не менее двух этапов.

Предположительно, в конце позднего дриаса долина р. Патсойоки превратилась в узкий опресненный пролив, а в долинах р. Касесйоки и притока р. Лотта располагались вершины других морских заливов. В бореальное, самое позднее – атлантическое время залив Патсойоки преобразовался в реку с многочисленными озеровидными расширениями. На протяжении голоцена формировались аллювиальные, озерные, элювиально-делювиальные отложения. С бореального времени и поныне формируется палюстрий.



## ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Рассматриваемая территория входит в состав Западно-Кольской подобласти, принадлежащей Кольской геоморфологической области (Воскресенский и др., 1980). На площади листа находятся низкие островные горы, такие, как Шуорт, Каскама на севере и Вуэрнисчиэль, Ведшкаш на юге, окруженные возвышенными и низменными равнинами. Высшая точка – гора Шуорт (494 м). Относительные превышения вблизи гор составляют 150–300 м; в пределах холмисто-грядовой равнины – до 150 м, редко – больше. Простираание холмов и гряд подчинено простираанию геологических структур кристаллического фундамента или неоструктурному 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 его рельеф. В пределах листа выделены следующие генетические категории рельефа: выработанный рельеф, включающий структурно-денудационный и денудационный и аккумулятивный рельеф (см. геоморфологическую схему).

### ВЫРАБОТАННЫЙ РЕЛЬЕФ

#### СТРУКТУРНО-ДЕНУДАЦИОННЫЙ РЕЛЬЕФ

Структурно-денудационный рельеф по облику, запечатлевшему особенности геологического строения, разделяется на три типа:

*Склоны горных гряд и склоны возвышенностей холмисто-грядовой равнины* (1, 2) сформировались на породах кольского метаморфического комплекса, комплекса лопийских ультрамагматических диоритов-плагиигранитов, подкомплекса эндебитов лапландского комплекса гранулитов, няаннамъярвского комплекса диоритов и занимает центральную часть листа. Горные гряды имеют вытянутую форму, средние и пологие склоны, куполообразные и уплощенные вершины. Коэффициент вертикального расчленения ( $K_{вр}$ ) – до 100 м/4 км<sup>2</sup> (см. картограмму коэффициента вертикального расчленения), коэффициент горизонтального расчленения ( $K_{гр}$ ) – до 2 км/4 км<sup>2</sup> (см. картограмму коэффициента горизонтального расчленения). Протяженность гряд в пределах равнины – от 1 до 5 км, относительные превышения уменьшаются с юго-востока на северо-запад. Вершины их пологовыпуклые, почти плоские, склоны пологие.  $K_{вр}$  – до 20–60 м/4 км<sup>2</sup>, редко – менее 20 м/4 км<sup>2</sup> и более 80–100 м/4 км<sup>2</sup>;  $K_{гр}$  – до 2 км/4 км<sup>2</sup>, в долинах рек – до 6 км/4 км<sup>2</sup>.

*Склоны гор и возвышенностей, созданные денудационной препарировкой интрузивных массивов* (3, 4) разделены по крутизне склонов: горы с крутыми склонами (Шуорт, Каскама и др.) и горы или возвышенности с пологими склонами (Вирнимя, Йивара). Горы на севере листа сложены многофазовыми интрузивными комплексами, очертания их сложны. Гора Йивара, сложенная микроклиновыми гранитами, имеет форму пологосклонного купола.

*Склоны гор и склоны возвышенностей холмистой равнины* (5, 6). Их образование предопределено разрывными дислокациями. Этот рельеф не «привязан» к определенным комплексам пород, его характерная черта – блочность – предопределена планом неотектонических нарушений. Островные горы имеют сложные очертания, неровные вершины, пологие склоны. Холмы представляют собой разновысотные блоки.  $K_{вр}$  – до 180 м/4 км<sup>2</sup>,  $K_{гр}$  – 1–3 км/4 км<sup>2</sup>, редко – до 4 км/4 км<sup>2</sup>.

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

голоцена включительно. На этом основании возраст структурно-денудационного рельефа принят как неоген-голоценовый.

## ДЕНУДАЦИОННЫЙ РЕЛЬЕФ

Денудационный рельеф представлен *абразионными террасами* (7), развитыми в долине р. Патсойоки. Они образуют верхние ступени (3–5) лестницы морских террас общей шириной до 500 м. Абсолютные отметки тыловых швов – до 110 м, а в верховьях р. Патсойоки – до 120 м, к тыловым швам иногда приурочены россыпи валунов. Абразионные террасы не выдержаны по простиранию, фрагментарны, поверхность их обычно наклонена в сторону реки, высота уступов – до 5 м. Время образования террас – конец осташковского времени–начало голоцена.

## АККУМУЛЯТИВНЫЙ РЕЛЬЕФ

Аккумулятивный рельеф включает морские равнины и террасы, равнины, созданные морской, флювиогляциальными потоками, озерно-ледниковой аккумуляцией, а также аллювиальные и озерные террасы, не выражающиеся в масштабе геоморфологической схемы. Возраст аккумулятивного рельефа определяется по слагающим его коррелятным отложениям.

*Морские террасы* (8) развиты вдоль берега р. Патсойоки, в нижней части лестницы террас и по берегам небольшой реки на юго-востоке площади, всего их насчитывается 5–6. Абсолютные отметки тыловых швов – до 100 м. Поверхности террас ровные субгоризонтальные либо пологонаклонные (1–3°), часто заболоченные, высота уступов – до 6 м. На поверхности морских террас встречаются береговые валы. Время формирования морских террас – конец осташковского времени–начало голоцена.

*Равнины, образованные мореной* (9), 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 водами озера, 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, вершина выпуклая. Понижение, опоясываемое грядой, часто заболочено.

Береговая абляционно-сплывная морена образует в нижних частях склонов серии асимметричных гряд протяженностью до 60 м. Внутренние склоны, обращенные к горе, более крутые, чем внешние, высота их – от 0,5 до 2 м; высота внешних склонов, обращенных к долине, достигает 3,5 м. Вершины гряд пологовыпуклые либо неровные с западинами глубиной до 0,5 м. Ширина гряд у основания – до 30 м, у вершины – до 5–7 м. Иногда гряды сдвоенные, в этом случае внутренняя гряда ниже внешней. Береговая морена выдавливания и напора образует холмисто-грядовый рельеф.

*Приледниковые зандры, дельты, долинные зандры и озы* (10) созданы флювиогляциальными потоками. Приледниковые зандры и дельты в долинах рек Кахисеванйоки, Наутсийоки и Касеййоки в плане имеют форму конусов. Поверхность их слабо наклонена вниз по течению реки. Зандровые и дельтовые равнины плоские с редкими котловинами вытаявания мертвого льда. Поверхности дельт отличаются отсутствием котловин вытаявания.

Долинные зандры в узких долинах представляют собой неширокие (до 50 м) террасы с ровной поверхностью, высота которых снижается вниз по течению реки. В крупных долинах, таких, как долина р. Патсойоки, зандры – это равнины с ровной либо волнистой поверхностью, переходящей в холмистую в тыловых частях. Высота холмиков – 1–2,5 м, вершины пологовы-

пуклые, склоны пологие.

Озы, приуроченные к понижениям рельефа, достигают в длину 4,5 км, высота их невыдержанная, до 35 м, форма гряд прямая либо изогнутая, иногда гряды сближены. Вершины озон пологовыпуклые либо плоские, склоны – средней крутизны до крутых.

И озы, и долинные зандры в долине р. Патсойоки до абсолютных отметок 100–110 м террасированы в результате ингрессии моря.

*Равнины, созданные озерно-ледниковой аккумуляцией* (11) малы по площади, чаще встречаются небольшие группы камов. Наиболее крупные равнины приурочены к водно-ледниковым палеомагистральям, рельеф их холмисто-западинный. Камы – холмы со склонами различной крутизны с пологовыпуклыми, иногда плоскими вершинами. Западины между холмами заняты озерами или заболочены. Высота камов – до 8 м, в поперечнике они достигают 25–30 м. На юго-востоке листа развиты камы, причлененные к склонам, иногда они двухвершинные. Высота их внешних склонов – до 3 м, обращенных к склону горы – 0,5 м, диаметр камов – до 15–17 м. Некоторые из камов, причлененные к склону по всей высоте, террасоподобны, иногда, из-за незначительной высоты (0,5–1 м), они почти неразличимы в рельефе. Вершины их плоские, протяженность вдоль склона – около 25 м.

Вдоль крупных озер, таких, как Иля-Наутсийрви, встречаются 1–2 ледниково-озерные террасы общей шириной до 80 м, высотой 7–8,5 м, поверхность их слабо наклонена в сторону озера.

Аллювиальные аккумулятивные террасы развиты фрагментарно, в долине р. Наутсийоки 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.

Озерные формы рельефа представлены террасами, береговыми валами и пляжами. Террас, обычно, две: нижняя аккумулятивная и верхняя абразионная, исключение – оз. Пороярви, где вторая терраса тоже аккумулятивная. 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 субгоризонтальная, абразионных – наклонена в сторону озера.

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

К тектоническим формам отнесены спрямленные участки русел водотоков, берегов озер, а также расщелины на вершинах, склонах гор и холмов.

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.

Эоловые формы в виде дюн и котловин выдувания, образовавшихся на флювиогляциальных и морских осадках, занимают незначительную площадь в устье р. Корнетийоки.

## 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, – это подтверждается сведениями о находках нижнепалеогеновой коры выветривания (Афанасьев А. П., 1972). К этому времени рельеф представлял полого-увалистую 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 долина р. Патсойоки, возможно, затапливалась морем. 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, а с начала голоцена – аллювиальные и озерные. Предположительно, с бореального времени началось заболачивание территории.

---

## ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Площадь листа характеризуется достаточно широким спектром полезных ископаемых. Проведенное структурно-металлогеническое районирование показало, что на изучаемой территории мы имеем дело с фрагментами протяженных региональных минерагенических зон: Аллареченской медно-никелевой и графитовой специализации, Ловнозерской никелевой и редкометалльно-полиметаллической специализации, Южно-Печенгской золото-полиметаллической специализации.

В настоящее время на площади листа неизвестны промышленные рудные объекты, что во многом связано с узкой направленностью работ на поиски ведущего для района медно-никелевого оруденения. Вместе с тем анализ рудоносности заграничной части Балтийского щита и других древних щитов показывает достаточно высокую перспективность данной территории на цветные металлы.

## МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

### ЧЕРНЫЕ МЕТАЛЛЫ

#### ТИТАН

На территории известны два *пункта минерализации* (П-3-4, 12) с титаномagnetитовым оруденением, связанным с породами аллареченского комплекса гипербазитов, пятью шлихами с рутилом и девятью точками с аномальным содержанием ванадия в коренных породах (прил. 1). Практического интереса они не представляют.

### ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Цветные металлы представлены проявлениями и пунктами минерализации меди, никеля и молибдена. А также большим количеством геохимических и гидрохимических ореолов меди, цинка, никеля, молибдена, олова, вольфрама, ртути, рудных валунов и шлихов соответствующих рудных минералов (прил. 1).

#### НИКЕЛЬ

Известные в районе проявления относятся к сульфидной медно-никелевой формации, пространственно и генетически связаны с интрузиями мафит-ультрамафитов.

Оруденение, развитое в Аллареченской минерагенической зоне (рудопроявления Руннийоки, Вильгисъяур, Хихнаярви и 6 пунктов минерализации), связано с массивами оливинит-гарцбургитовой формации, размещение которых контролируется глубинными разломами и зонами обрамления гранито-гнейсовых куполов, сложенных образованиями кольского метаморфического комплекса.

*Рудопроявление Руннийоки* (П-3-1) открыто в 1970 г. (Рувман Б. С., Тихонов В. С.). В 1984–1987 гг. проведены детальные поисковые работы (Климентьев В. Н). Оно связано с массивом гипербазитов длиной 1 800 м и мощностью от 7 до 25 м, несогласно залегающим относительно вмещающих пород. В массиве выделено две зоны оруденения, различных по морфологическому типу руд. Зона вкрапленного оруденения (сульфидов – 7–12 %) средней мощностью 4,5 м приурочена к лежащему боку массива, прослежена по простиранию на 250 м и выклинивается по падению на глубине 50 м. Среднее содержание никеля в рудах – 0,65 %, меди – 0,45 %. Зона сплошных и густовкрапленных руд расположена в 3–5 м ниже подошвы массива. Ее протяжен-

ность 40 м при средней мощности 0,45 м. Густовкрапленные руды приурочены к нижней части зоны. Граница между разновидностями руд отчетливая, контакты рудного тела с гранито-гнейсами резкие, согласные. Среднее по зоне содержание никеля – 5,09 %, меди – 2,38 %. Главные рудные минералы обеих зон – пентландит и пирротин, в подчиненном количестве присутствует халькопирит; второстепенные – пирит, марказит, сфалерит, ильменит, магнетит и титаномагнетит. Суммарные запасы никеля по  $C_2$  – 1,275 тыс. т при среднем содержании – 0,65 %, меди – 0,7 тыс. т при среднем содержании 0,45 %.

*Проявление Вильгисъяур (II-4-25)* открыто в 1968–1970 гг. (Беляев Е. П., Тихонов В. С.), в 1971–1973 гг. проведены детальные поисковые работы [65]. Проявление связано с массивом гипербазитов, несогласно залегающим относительно вмещающих пород. Он представляет собой пластообразное, пологозалегающее тело мощностью от 40 до 120 м, прослеженное по простиранию на 700 м, по падению – на 1 000 м. Глубина залегания кровли – 100–350 м. Массив дифференцирован и расслоен, широко развиты процессы амфиболизации пород. Пластообразной формы рудное тело мощностью до 10 м приурочено к серпентинизированным оливинитам придонных частей массива и сложено сплошными, вкрапленными, реже – брекчиевидными и прожилково-вкрапленными медно-никелевыми рудами. Главные рудные минералы – пирротин, пентландит, халькопирит, второстепенные – маккинавит, сфалерит, пирит, магнетит, ильменит. Содержание никеля – 0,21–0,54 %, меди – до 0,12–0,36 %.

*Проявление Хихнаярви (II-4-26)* открыто Ступицкой Г. А. при проведении ГСР-50 в 1957 г., в 1958–1964 и 1967–1970 гг. проведены поисковые работы [44, 64]. Проявление связано с массивом гипербазитов пластообразной формы мощностью от 10 до 90 м, вытянутым в виде сравнительно узкой ленты и прослеженным по простиранию на расстояние около 2,5 км, по падению – на 1 000 м. Массив приурочен к синклинали складке и залегают несогласно относительно вмещающих пород. Сложен амфиболизированными гарцбургитами и оливинитами, почти на всем протяжении содержащими редкую мелкую сульфидную вкрапленность, образующую местами сгущения. Рудное тело имеет пластообразную форму мощностью до 10 м, в плане не оконтурено. Содержание сульфидов – от 3 до 7 %. Главные рудные минералы – пентландит, пирротин, халькопирит, второстепенные – маккинавит, пирит, магнетит, ильменит, титано-магнетит. Среднее содержание никеля – до 0,43 %, меди – до 0,17 %.

*Пункты медно-никелевой минерализации* (прил. 1), связанные с гипербазитами аллареченского комплекса, характеризуются не высокими содержаниями никеля – от 0,21 до 0,27 % и меди – от 0,01 до 0,1 %.

Медно-никелевое оруденение Ловнозерской минерагенической зоны связано с массивами лерцолит-вебстерит-габброноритового комплекса, размещение которых контролируется зонами тектонических нарушений. В пределах площади листа известны два рудопроявления (Лебединое и Лаукку) и ряд геофизических аномалий, интерпретируемых как потенциально никеленосные интрузивы.

*Проявление Лебединое (III-4-7)* открыто в процессе поисковых работ на медно-никелевые руды в 1993–1999 гг. [53]. Оно приурочено к зоне сопряжения фронтальной части Няаннамъярвского аллохтона и тектонической зоны смятия Пасвик-Туполинваара-Лебединое. Массив представляет собой пластообразное тело размером в плане 250×500 м, прослеженное по падению на 280 м, залегающее несогласно с вмещающими породами в мульде синклинали складки. Сульфидное оруденение связано в основном с перидотитами и распространяется по всему их разрезу. Выделяются интервалы мощностью от 9 до 27 м с содержаниями никеля – от 0,21 до 0,47 %, меди – 0,12–0,36 %, кобальта – до 0,019 %. Работы на участке будут продолжаться, возможно, наличие отщепленных рудных зон в донной части массива [53].

*Проявление Лаукку (IV-2-4)* открыто при ПСР в 1956 г. (Увадьев Л. Н.), в 1960–1963 и 1968–1971 гг. проведены детальные поиски [61]. Проявление расположено в пределах Ловнозерского рудного района, приурочено к тектонической зоне юго-восточного простирания и связано с интрузией метаноритов, залегающей среди образований сальнотундровского метаморфического комплекса. В целом, относительно вмещающих пород, массив залегают несогласно, хотя отмечаются участки и согласного залегания. Массив представляет собой пластовое тело. Имеет в плане неправильную линзовидную форму длиной около 600 м, мощностью от 30 до 240 м. Его специфической особенностью является «обратная» дифференциация, что объясняется опрокинутым положением интрузии. В верхних частях разреза и всiachем боку массива обычно наблюдаются меланократовые метанориты, в верхней и частично средней – отмечаются мезократовые, в средней и нижней – чаще всего встречаются лейкократовые, к лежащему боку массива тяготеют метагаббронориты. Сульфидное оруденение приурочено к всiachему боку массива. Оно имеет характер отдельных, ясно обособленных маломощных зон (от 0,1–0,5 до 1–2 м) или чередующихся между собой расплывчатых шпиров. Рудные зоны по простиранию прослежи-

ваются на 50–80 м. Мощность наиболее крупной составляет 20,5 м. Распределение сульфидной вкрапленности внутри оруденелых зон крайне неравномерное, участки с различным содержанием сульфидов чередуются между собой, часто выклиниваются по простиранию и падению, имея, в общем, полосообразный характер. Оруденение представлено двумя морфологическими типами – вкрапленным и вкрапленно-гнездово-прожилковым. Главные рудные минералы – пирротин и пирит, в подчиненном количестве содержатся халькопирит и пентландит, а также магнетит и ильменит; вторичные – бравоит, марказит, мельниковит, сфалерит. Содержание сульфидов варьирует от 0,5–1 до 10–20 %. Содержание никеля – от 0,316 до 0,86 %, в основном не превышает 0,3 %, меди – до 0,1–0,15 %, кобальта – не более 0,03 %.

## МОЛИБДЕН

Молибденовое оруденение представлено рудопроявлением Йивара и двумя пунктами минерализации, связанными с породами лицо-арагубского комплекса монцодиоритов-гранитов, точечными и площадными геохимическими и гидрохимическими аномалиями.

*Проявление Йивара* (Ш-2-5) открыто при проведении ревизионных работ на молибденит в 1958 г. (Дмитриева А. Е.). Оно связано с грейзенизированными аплитами Йиварского массива, развитыми в его южной части. Выявленная молибденитовая, флюоритовая и редкоземельная минерализация приурочена к полосе мелкозернистых аплитовидных гранитов, в которых на площади 0,24 км<sup>2</sup> наблюдаются гнездообразные выделения размером до 2×10×15 см кварца, флюорита, мусковита, реже – молибденита. Содержание молибдена сульфидного – до 0,24 %, среднее – 0,097 %, фтора – от 0,11 до 1,79 %. Во флюорите хроматографический анализ выявил 0,2 % редкоземельных элементов.

## БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Благородные металлы представлены единичными пунктами минерализации, гидрохимическими аномалиями и шлихами золота, серебра и платиноидов (прил. 1) встреченными во всех минерагенических зонах.

## ЗОЛОТО

В пределах Южно-Печенгской минерагенической зоны *пункт золоторудной минерализации* (I-4-8) представлен биотит-хлоритовыми сланцами по туффитам с прожилково-вкрапленной сульфидной минерализацией. Содержание золота – 0,12 г/т, платины и палладия – по 0,04 г/т, родия – 0,02 г/т. Значимые содержания золота отмечены в двух неокатанных рудных валунах [46], по-видимому, относящихся к каскамскому комплексу габбро-гранодиоритов. Первый валун представлен окварцованными амфиболитами с мелкогнездовой вкрапленностью и прожилками сульфидов (до 10 %), второй – метасоматитами по габбро-амфиболитам с пылевидной вкрапленностью и редкими мелкими гнездами сульфидов (3–5 %). Содержание золота – 0,6 и 0,3 %, в метасоматитах отмечены повышенные содержания платиноидов (Pt – 0,6–1,0 г/т, Pd – 1,0 г/т).

Золото является основным элементом в комплексных *гидрохимических аномалиях* золото-полиметаллической специализации (I-4-2, 4, 12) [53.]. Концентрации его составляют 0,01–0,094 мкг/л, максимальное содержание – 0,58 мкг/л, здесь же обнаружены элементы группы платины (Pt, Os, Ir). Гидрогеохимическая формула аномалий – Au-Ag-Tl-Y-Bi(As-Sc-Li-Hg-K).

В пределах Аллареченского рудного района, в плагиоамфиболитах, инъецированных плагио-микроклиновыми гранитами, содержание золота составляет 0,1 г/т. Золоторудная минерализация пространственно связана с *проявлением медно-никелевых руд Вильгисъяур* (II-4-25) Вдоль контактов массива с вмещающими породами зафиксированы тектонические зоны, к которым приурочено графит-пирротинное оруденение вкрапленного и жильного типа с участками брекчиевых руд. Содержания золота в колчеданной руде – до 0,33–0,6 г/т, палладия – 0,1–0,13 г/т.

В Ловнозерской минерагенической зоне вдоль контактов массива Лебединое (*проявление* III-4-7) со вмещающими амфибол-биотитовыми гнейсами отмечается сульфидная вкрапленность с содержанием золота – до 0,1 г/т.

На юге площади в четвертичных отложениях (в двух шлихах) были обнаружены единичные знаки золота. В двух комплексных *литохимических аномалиях*, связанных с рыхлыми отложениями, наряду с редкометалльно-полиметаллической отмечается золотосульфидная специали-

зация (IV-3-3, 7) [54].

## **НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ**

Представлены пирит-пирротиновым и графитовым оруденением, широко развитым в районе, а также проявлениями россыпных гранатов.

### **ХИМИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ**

#### **ПИРИТ, ПИРРОТИН**

Пирит-пирротиновое оруденение представлено девятью *пунктами минерализации* (прил. 1), связанными с метасоматически измененными осадочными породами Южно-Печенгской и гнейсами Аллареченской зон. Преобладает вкрапленное и густовкрапленное оруденение с подчиненными ему прожилково-вкрапленными, брекчиевидными и сплошными рудами. Главные рудные минералы – пирротин, пирит, графит; второстепенные – халькопирит, марказит, пентландит, сфалерит, магнетит, ильменит, редко встречаются молибденит, галенит, мельниковит, валлериит, арсениды кобальта. Содержание сульфидов колеблется от 15–20 до 70 %.

### **ГОРНОТЕХНИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ**

#### **ГРАФИТ**

Представлен 34 *пунктами минерализации*. Основная часть их концентрируется в Вешъяурской шовной зоне, где выделяются три участка сосредоточения минерализации графита: Руннийоки, Центральная аномальная зона (ЦАЗ), Хихна-Вильгис. Графитсодержащие толщи – это переслаивающиеся различного состава гнейсы и гнейсо-сланцы, амфиболиты и метасоматиты, послойно обогащенные графитом, мощностью от 100–200 м до 3–4 км, протяженностью от первых км до 50 км. Зоны графитизации представлены согласно залегающими пластовыми залежами протяженностью от первых сотен метров до 20 км, мощностью 15–25 м с содержанием графитового углерода – от 1,3–1,5 до 5,2 %. От общего объема графитизированных пород руды с бортовым содержанием 2 % составляют 27 %, с бортовым содержанием 4 % – 9 %. Выделяются два типа графитового оруденения: без признаков переотложения и переотложенные графитовые руды межпластовых тектонических зон (наиболее продуктивные) и метасоматических зон [51]. Прогнозные ресурсы категории  $P_3$  составляют 194 млн т руды и 6,3 млн т графита. В том числе по Руннийоки руды – 33 млн т и 1,3 млн т графита, по ЦАЗ руды – 120 млн т и 3,5 млн т графита, по Хихна-Вильгис руды – 41 млн т и 1,5 млн т графита [51]. Подсчитаны прогнозные ресурсы по категории  $P_3$  для 2 залежей графитовых руд на северо-западного участка ЦАЗ, характеризующихся высокими значениями продольной электропроводимости и ранее не проверявшихся бурением. Для северной залежи ресурсы руды составляют 10 млн т, для южной – 18 млн т, при средних содержаниях графитового углерода 5–6 % [47].

### **ДРАГОЦЕННЫЕ И ПОДЕЛОЧНЫЕ КАМНИ**

#### **ГРАНАТЫ**

Представлен тремя *пунктами минерализации* ювелирных гранатов (II-3-18; III-2-2, 3) [41], выявленных вдоль русла реки Патсойоки в эллювиально-аллювиальных россыпях. Перспективы проявлений неясны.

### **ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ**

#### **МИНЕРАЛЬНЫЕ ЛЕЧЕБНЫЕ**

##### **РАДОНОВЫЕ**

Выявленные М. А. Богачевым источники минеральных вод представлены лечебными радоновыми водами, относящимися к разным гидрохимическим подзонам [53].

Подземные воды верхней гидрогеохимической подзоны в пределах площади листа дрени-



руются, как правило, родниками. Примерно в 50 % опробованных родников концентрация радона составляет несколько десятков Бк/л, а в роднике на побережье оз. Хихнаярви (III-4-5) содержание радона выше 185 Бк/л, что позволило отнести их к минеральным радоновым водам. Минерализация этих вод низкая – в пределах 0,02–0,1 г/л. По преобладающим компонентам воды преимущественно гидрокарбонатно-сульфатно-кальциево-магниевого. Геохимическая обстановка этой подзоны характеризуется как окислительная с Eh от +300 до +580 мВ, по величине рН воды относятся к нейтральным и слабокислым (6,1–7,2).

В подземных водах нижней гидрогеохимической подзоны радон встречается как на уровне фоновых значений (<1 Бк/л), так и в значительных количествах. В скважине к югу от оз. Босояврре (I-4-10), в нижнем течении р. Лауккуйоки содержание радона – 90–314 Бк/л. Минерализация этих вод выше 0,1 г/л. По составу преобладающих компонентов воды гидрокарбонатно-натриево-кальциевые или кальциевые. Геохимическая обстановка в нижней гидрогеохимической подзоне характеризуется как восстановительная Eh от +60 до +360 мВ, по величине рН воды нейтральные или слабощелочные, рН изменяется в пределах 6,7–8,2.

---

## ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА

На площади листа R-35-XIX,XXX представлены фрагменты трех минерагенических зон: **Аллареченской** (1 Ni,Cu,gr/PR<sub>1</sub>) медно-никелевой и графитовой специализации, **Ловнозерской** (2 Ni,Mo,Sn/AR-PR<sub>1</sub>) никелевой и редкометалльно-полиметаллической специализации, **Южно-Печенгской** (3 Au,Cu,Zn/PR<sub>1</sub>) полиметаллическо-золотой специализации.

### МИНЕРАГЕНИЧЕСКИЕ ЭПОХИ И ЭТАПЫ РУДОГЕНЕЗА

Процессы рудообразования, определяющие рудную специализацию минерагенических зон, являются отражением преимущественно карельской продуктивной эпохи и значительно в меньшей мере проявились на рубеже позднего лопия–раннего карелия.

С позднелопийско-раннекарельским этапом развития территории связано медно-никелевое оруденение и редкометалльно-полиметаллическая минерализация Ловнозерской минерагенической зоны (ЛМЗ), часть которой размещается на юго-западе листа. Медно-никелевое оруденение контролируется интрузиями ловнозерского комплекса лерцолитов-вебстеритов-габброноритов. С образованиями сальнотундровского комплекса пространственно связан фрагмент **Ловнозерского рудного района** (2.1 Ni).

Наиболее ярко проявлена карельская минерагеническая эпоха. В истории ее развития выделяются два этапа: ранне- и позднекарельский. С раннекарельским этапом связана основная часть проявлений и пунктов минерализации сульфидных медно-никелевых руд, графита, колчеданных руд, единичных – титана и золота, значительное число геохимических и гидрохимических аномалий. В большинстве своем они сосредоточены в Аллареченской минерагенической зоне (АМЗ), расположенной в центральной части листа между образованиями Печенгской зоны на севере и Лапландской зоны гранулитов – на юге. По площади она соответствует образованиям Рунийокско-Аллареченской структурно-формационной зоны, сложенной преимущественно породами кольского метаморфического комплекса. Среди рудных объектов, сконцентрированных на территории АМЗ, основное место занимают сульфидные медно-никелевые руды, генетически и пространственно связанные с интрузиями аллареченского комплекса оливинитов-гарцбургитов, площадь развития которых выделяется в **Аллареченский рудный район** (1.1 Ni,Cu,gr). Проявления графитовой минерализации связаны с метаморфо-метасоматическими образованиями руннийокского комплекса, развитыми по породам кольского метаморфического комплекса и более всего – в Вешъяурской шовной зоне.

С образованиями Лапландской и Руннийокско-Аллареченской структурно-формационных зон ассоциирует большое число комплексных геохимических и гидрохимических аномалий. Они характеризуются широким спектром элементов, основными из которых являются олово, медь, цинк, свинец, серебро, молибден, барий, редкие металлы и отнесены [54] к разновидности редкометалльно-полиметаллических аномалий. Аномалии предположительно связаны с кварцевыми диоритами няаннамъярвинского комплекса, так как сосредоточены, в пределах массивов и их экзоконтактов. Не исключается возможность проявления сульфидной минерализации гидротермально-метаморфогенного типа в породах лапландского и сальнотундровского комплексов, так как за пределами листа в гранитоидах установлены повышенные содержания олова (40 г/т) [76].

С завершающей стадией развития раннекарельского этапа связано формирование золото-кварцевого малосульфидного и полиметаллического оруденения в Южно-Печенгской минерагенической зоне (ЮПМЗ), фрагмент которой охватывает северо-восточную часть площади.

ЮПМЗ пространственно связана с осадочно-вулканогенными образованиями Печенгской и гранитоидами Каскамско-Шуонинской структурно-формационных зон. Несмотря на незначи-

тельное проявление рудной минерализации, 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 полиметаллическо-золоторудный район** (3.1 Au,Cu,Zn), пространственно и генетически связанный с осадочно-вулканогенными образованиями Печенгской структурно-формационной зоны и перспективный на выявление объектов золото-кварцевого, золото-, медно- и полиметаллически-колчеданного оруденения.

С позднекареельским этапом связаны молибденовая и серебряная минерализации, ассоциирующие с лицко-арагубским комплексом монцоидорит-гранитов.

## ФАКТОРЫ КОНТРОЛЯ ОРУДЕНЕНИЯ

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 мафит-ультрамафитовыми массивами аллареченского и ловнозерского комплексов. Редкометалльно-полиметаллическая минерализация Ловнозерской зоны тесно ассоциирует с гранитоидами лицко-арагубского и няаннамъярвского комплексов, располагаясь в пределах гранитоидных массивов и в зонах экзоконтактов.

С вулканитами Южно-Печенгской зоны связывается золото-, медно-колчеданная и колчеданно-полиметаллическая минерализации. 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 Ловнозерском районе. Для Аллареченского района также отмечается приуроченность сгущений массивов к зонам обрамления гранито-гнейсовых куполов. Намечается определенная связь и колчеданного оруденения Южно-Печенгской зоны с глубинными разломами, которые являются проводящими каналами рудоносных магм и флюидонасыщенных тепловых потоков, также несущих рудную нагрузку.

Большое значение для формирования оруденения имеют метаморфические процессы. Эпигенетические преобразования в никеленосных массивах могут приводить к формированию промышленного оруденения из сингенетичной сульфидной вкрапленности, а иногда формируют богатые руды в подстилающих массив породах (отщепленные руды). Метаморфические процессы в колчеданных рудах могут способствовать выделению из первичных минералов примесей, которые в благоприятных условиях могут концентрироваться, формируя богатое оруденение ценных компонентов. Например, при пирротинизации пирита возможен вынос из него вместе с серой примесного золота с формированием богатых концентраций.

С осадконакоплением в режимах островных дуг (туфогенно-теригенные осадки) и континентальной окраины (осадконакопление смешанного типа) также, предположительно, связана концентрация золоторудного и полиметаллического рудного материала. Роль осадконакопления в процессе рудообразования района «затушевана» последующими процессами магматизма и метаморфизма. С региональным метаморфизмом толщ, содержащих первично осадочное вещество, связано образование графитовой минерализации. Другим генетическим типом метаморфического оруденения являются гидротермально-метасоматические жильные полиметаллические и золото-сульфидные руды.

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. В пределах площади ЮПМЗ наблюдаются три геодинамических обстановки: островной вулканической дуги, континентальной окраины, комплексы мезозоны. Все они являются благоприятной средой локализации ряда рудных комплексов. С первыми двумя могут быть связаны сульфидные полиметаллические месторождения и сульфидные медно-цинковые месторождения. Образования мезозоны коллизионных поясов перспективны на метаморфогенно-гидротермальные месторождения золота, реже – полиметаллов, сурьмы, мышьяка [24].

Прямые признаки золоторудной и полиметаллической минерализации развиты на площади незначительно, что скорее связано со степенью изученности территории и направленностью поисковых работ на медно-никелевые руды. Они представлены: единичными пунктами минерализации со значимыми содержаниями золота и меди, гидрохимическими аномалиями, комплексными геохимическими аномалиями в рыхлых отложениях и по потокам рассеяния, еди-

ничными шлихами со знаками золота и меди (прил. 1). Важен тот факт, что на продолжении ЮПМЗ за пределами изучаемой территории наблюдаются проявления золоторудной и медно-цинковой минерализаций. Отмечаются также такие косвенные признаки, как рудные валуны с золото-медной минерализацией, вторичные геохимические и гидрохимические аномалии элементов индикаторов золоторудного оруденения (серебра, висмута, мышьяка, ртути, киновари, олова, молибдена, вольфрама, меди, цинка, бария, кобальта). 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 [39]. На совокупности приведенных данных основывается выделение этой части территории как Южно-Печенгской минерагенической зоны и в ее пределах, более локального участка как ЮПРР золото-полиметаллической специализации.

## ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА

Ресурсы территории на медно-никелевые руды связаны с Аллареченским и Ловнозерским рудными районами. В процессе ГМК-500 ресурсы медно-никелевых руд, связанных с массивами аллареченских гипербазитов северо-западной части АРР, оценены в 400 тыс. т никеля по категории  $P_3$  до глубины 500 м [46]. Учитывая отрицательные результаты поисковых работ последних лет [53], целесообразно ввести понижающий коэффициент 0,5 – ресурсы никеля тогда составят 200 тыс. т по категории  $P_3$  до глубины 300 м. Ресурсы медно-никелевого оруденения, связанного с массивами ловнозерского комплекса, оценены в 200 тыс. т никеля по категории  $P_3$  до глубины 300 м [46]. В площадь листа попадает примерно треть расчетной площади, прогнозные ресурсы которой оцениваются, соответственно, в 70 тыс. т никеля.

Аллареченская и Ловнозерская минерагенические зоны и связанное с ними медно-никелевое оруденение в пределах листа достаточно хорошо изучены, перспективы площади ограничены. Ведущиеся работы по заверке геофизических аномалий заметных результатов не принесли. Большая часть геофизических аномалий оказывается связанной с безникелевыми колчеданными рудами, что не позволяет ожидать значительного прироста ресурсов медно-никелевых руд.

По результатам специализированных работ на графит [51, 66] прогнозные ресурсы территории оценены в 194 млн т руды и 6,3 млн т графитового углерода по категории  $P_3$  до глубины 300 м. Имеющиеся ресурсы графитовых руд не обеспечивают их рентабельной переработки. Однако Г. Я. Кушнером не исключается возможность нахождения в пределах АРР месторождений графита, освоение которых будет экономически обосновано. Перспективы зоны связываются с двумя, выделенными телами графитизированных пород, ресурсы графитовых руд которых до глубины 100 м оцениваются в 15–20 млн т при средних содержаниях графитового углерода 5 % и более [51].

Территория ЮПМЗ выделялась [77] как перспективная на медно-колчеданные руды халькопиритового и халькопирит-сфалеритового минеральных типов. Прогнозные ресурсы кат.  $P_3$  Печенгской зоны составили 1 400 тыс. т меди и 600 тыс. т цинка, Каскамско-Шуонинской зоны – 1 000 тыс. т меди до глубины 300 м. Общие прогнозные ресурсы для ЮПМЗ – 2 400 тыс. т меди и 600 тыс. т цинка. Учитывая слабую изученность площади, вводим понижающий коэффициент 0,5, тогда прогнозные ресурсы кат.  $P_3$  территории листа, куда приходится примерно треть площади ЮПМЗ, составят 400 тыс. т меди и 100 тыс. т цинка.

Кроме того Печенгская зона выделялась как перспективная на поиски золоторудных месторождений [39]. Часть участка, предлагаемого В. И. Безруковым для проведения поисковых работ попадает на площадь листа (ЮПРР), прогнозные ресурсы соответствующие ее площади оцениваются в 30 т золота до глубины 300 м. Геолого-структурное положение ЮПРР и имеющиеся геологические предпосылки позволяют считать его перспективным на золото-кварцевое, золото-, медно- и полиметаллическо-колчеданное оруденение. При отсутствии перспектив на медно-никелевые руды территория, несомненно, заслуживает изучения на золото и полиметаллы.

В группе строительных материалов, стоящих на балансе, объектов в настоящее время нет. В пределах листа известны четыре «придорожных карьера», представленных проявлениями песчано-гравийного материала (ПГМ), используемого при текущем ремонте дороги Никель-Раякоски. В результате ГДП-200 авторами выделяются шесть участков, перспективных на песчано-гравийные материалы, прогнозные ресурсы которых составляют около 20 млн м<sup>3</sup> (прил. 2).

## ГИДРОГЕОЛОГИЯ

Территория листа R-35-XXIX,XXX принадлежит Балтийскому гидрогеологическому массиву, сложенному докембрийскими метаморфическими 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 500–600 мм. Наибольшее количество осадков выпадает в летне-осенний период.

Гидрологическая сеть района весьма густая и принадлежит бассейнам двух крупных рек – Патсойоки и Лотты. Местный водораздел поверхностных вод проходит через территорию с юга-запада на северо-восток. Поверхностный сток осуществляется в северном направлении бассейна Баренцева моря. Большинство водотоков постоянно действующие. С годичным уровнем режимом рек связан характер колебания уровня подземных вод. Минимальные уровни приходятся на март–апрель, максимальные – на июнь–сентябрь. Годовая амплитуда колебания уровня подземных вод изменяется на равнинных участках до 0,5–1,0 м, в гористой местности – до 15 м и более.

Глубина залегания уровня подземных вод от поверхности земли незначительная и зависит от гипсометрического положения отдельных участков, относящихся к различным типам рельефа. На большей части территории, в пределах площади развития холмистой моренной равнины, уровни подземных вод составляют 0–3 м, в условиях горного рельефа – 0–20 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 (поровые воды) и зоны трещиноватости кристаллических пород (трещинные воды).

Следует отметить, что исследуемый район в гидрогеологическом отношении изучен слабо, особенно водоносные зоны трещиноватых коренных пород. При ранее проведенных гидрогеологических исследованиях было зафиксировано 65 источников, расположенных преимущественно в юго-восточной части района. Большинство источников являются зонами разгрузки рыхлых четвертичных отложений.

Водоносная система четвертичных отложений представлена водоносными горизонтами ледниковых, озерно-ледниковых, флювиогляциальных, морских, озерно-аллювиальных, элювиально-делювиальных и болотных отложений, имеющих неоднородный литологический состав, невыдержанную мощность – от 1,0 до 10,0 м и более. Преобладают валунные супеси, пылеватые пески, разнородные пески с включениями гравия и гальки. Водообильность рыхлых пород незначительная, источники имеют дебиты от 0,001 до 1,0 л/с. Воды, как правило, безнапорные. Морские отложения, представленные в основном глинами и суглинками, являются практически безводными.

Водопроницаемость водоносных зон кристаллических пород характеризуется крайней неравномерностью и обусловлена различной степенью трещиноватости пород. Трещинные воды коренных пород имеют свободную поверхность, реже – обладают напором; дренируются они в долинах рек и выходят местами на дневную поверхность в виде родников с дебитом от 0,07 до 2,5 л/с.

Природные воды района по химическому составу относятся к гидрокарбонатно-кальциевому и гидрокарбонатно-натриевому типу, локально развиты воды сульфатно-магниевого типа. По концентрации минеральных веществ, в целом, природные воды района являются слабоминерализованными – ультрапресные, пресные.

Район экономически не освоен, малонаселен. Водоснабжение пос. Раякоски осуществляется за счет поверхностных вод. Буровых и специализированных гидрогеологических работ на тер-

ритории листа не проводилось.

---

## ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

Площадь листа R-35-XXIX,XXX расположена в пределах бореальной зоны с умеренно холодным гумидным климатом и характеризуется разнообразными ландшафтно-геологическими условиями. Они формируют 4 природных ландшафтных комплекса и один – техногенный, который выделен вокруг пос. Раякоски, где имеется гидроэлектростанция. Основные характеристики ландшафтных комплексов даны на схеме эколого-геологических условий.

Каждое ландшафтное подразделение, выделенное на данной площади, характеризуется своей геохимической и геодинамической устойчивостью. Горно-тундровые ландшафты (22 % 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 (65 % площади) характеризуются устойчивым геодинамическим потенциалом при средней устойчивости геохимического потенциала. Аккумулятивные морские равнины (8 %) отмечаются малой степенью устойчивости к химическому загрязнению.

Экзогенные геологические процессы развиты слабо и в ландшафтах не отражаются. Наиболее заметными являются эрозионные процессы в северной части листа, выраженные в виде абразионных уступов на морских террасах [52].

Площадь листа является приграничной, и поэтому почти никакой хозяйственной деятельности нет, кроме ранее проведенных лесозаготовок. Основным промышленным объектом, оказывающим наиболее негативное влияние на природную среду, является комбинат «Печенганикель», находящийся в 12 км к северо-востоку от площади листа.

Транспортная сеть представлена автомобильной дорогой пос. Никель–пос. Раякоски и далее – грунтовой дорогой вдоль пограничной зоны.

Степень химического загрязнения компонентов геологической среды оценивалась по данным эколого-геохимического картирования масштаба 1 : 1 000 000 [56] 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 в условиях, когда воздушное промышленное загрязнение является основным источником нарушения окружающей среды, были использованы почвы, результаты опробования которых отражены на эколого-геологической схеме.

При выделении техногенных и природных аномалий учитывались следующие факторы: количество выпадений, скорость накоплений и контрастность элементов-загрязнителей, а также их принадлежность к различным классам опасности, разработанным для природных сред. По этим критериям были выбраны два элемента-токсиканта (Ni, Cu), которые наиболее полно и объективно отражают характер и масштаб природного и техногенного загрязнения окружающей среды данной территории. При оценке опасности геохимических аномалий были использованы значения предельно допустимых концентраций никеля и меди в почве (ПДК для подвижных форм)\*. На площади листа загрязнение окружающей среды оценивалось по 1 градации. Загрязнение растительной подстилки (Ao) тяжелыми металлами (Ni, Cu) допустимого уровня наблюдается в северо-восточном углу листа в виде полукруга с радиусом 30 км, окаймляющего ореол с уровнем концентрации до 8 ПДК, и обусловлено выбросами комбината «Печенганикель». Наиболее интенсивные аномалии никеля прослеживаются от пос. Никель в юго-западном направлении до района оз. Киешъяур–оз. Лесное.

Радиоэкологическая обстановка в пределах данной территории, оцененная по существующим нормативам, соответствует нормальной.

\* Методические указания по оценке степени опасности загрязнения почвы химическими веществами. – М.: Минздрав СССР, 1987.

Оценка эколого-геологической опасности площади проведена с учетом степени химического загрязнения геологической среды и степени механической, физико-механической или физической нарушенности природных ландшафтов. Так как экзогенные геологические процессы проявлены на территории очень ограниченно, то основным показателем оценки состояния геологической среды являлась степень химического загрязнения ее природных компонентов вредными веществами, которая оценивалась по 2 градациям. Зона с удовлетворительной обстановкой геологической среды приурочена к северо-восточной части листа и представляет собой полосу шириной 35 км на юго-востоке и до 10 км – на северо-западе, тянущуюся от оз. Пиедсьяур до о. Сколтехолмен. Остальная часть площади (74 %) представляет собой территорию с благоприятной экологической обстановкой (содержание загрязняющих веществ не превышает 8 ПДК). Таким образом, северо-восточная часть территории представляет собой зону с удовлетворительным состоянием геологической среды. Остальная ее часть не подвержена химическому загрязнению.

К площадям с ограничениями и особыми условиями хозяйственной деятельности можно отнести участки интенсивного нарушения почвенно-растительного покрова в результате лесозаготовительных работ (на севере и юге) и территории, находящиеся в пограничной зоне (от рокадной системы до государственной границы).

---



## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

За прошедшее сорокалетие с момента издания Госгеолкарты-200 первого поколения листа R-35-XXIX,XXX накоплены дополнительные материалы – визуальные и дистанционные, а главное – опыт их комплексной интерпретации. Результаты обработки, обобщения и анализа всех имеющихся материалов – геологических, геофизических, геохимических и геохронологических – сводятся к следующему: образования кольской серии переведены в разряд метаморфического комплекса, один из подкомплексов которого развит в пределах территории листа; стратификация меланжированных образований Южно-Печенгской подзоны основывается на геохимических и геохронологических данных с учетом современного геодинамического подхода; толще неопределенного статуса тюльпвид-кеулик в исследованном районе придано четкое положение, стратиграфически согласное с вышележающими метаосадочными образованиями тундры Талья; обосновано выделение, объемы и последовательность формирования калевийских коллизионных габбро-диорит-плагиогранитных комплексов каскамского и каскельярвского; расчленение и картографирование метаморфических и ультраметаморфических комплексов Лапландской зоны гранулитов обосновано петрологически и геохронологически; сделана попытка классификации (определения характера метасоматической зональности) вещественного наполнения зон тектоно-метасоматической переработки в шовных структурах; сделана попытка ранжирования тектонических зон и их границ по комплексу вещественных и структурных признаков.

В процессе доизучения четвертичных отложений были расчленены до субгенов по литологическим и геоморфологическим особенностям и с учетом общих достижений ледниковой теории [17] 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.

Информация о полезных ископаемых, поиски которых в районе продолжались все эти годы, систематизирована и сведена на карте полезных ископаемых.

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 – сально-тундровского 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. Нерешенный вопрос возраста гипербазитов аллареченского комплекса возможно решить для смежной с востока территории, где размещаются петротипические массивы и есть каменный материал по менее измененным породам.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

### Опубликованная

1. Анализ рудоносности перспективных площадей Балтийского щита / Ред. В. Е. Попов. – Л.: Недра, 1986. 288 с.
2. Антропогенное воздействие на экосистемы Кольского Севера / Ред. В. В. Крючков). – Апатиты: КолФАН СССР, 1988. 150 с.
3. *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.
4. *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.
5. Атлас Мурманской области / Гл. ред. А. Г. Дуров (НИГЭИ ЛГУ). – М.: Главное управление геодезии и картографии при Совете министров СССР, 1971. 33 с.
6. *Ахмедов А. М.* Металлонакопление в бескислородных бассейнах раннего протерозоя // В сб.: Углеродсодержащие формации в геологической истории. Тез. докл. Междунар. симп. – Петрозаводск, 1998. С. 125.
7. *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.
8. *Белов Н. П., Барановская А. В.* Почвы Мурманской области. – Л.: Наука, 1969. 148 с.
9. Геоморфология Карелии и Кольского полуострова / Легкова В. Г., Бонбенков В. Н., Щукин А. А. и др. – Л.: Недра, 1977. 183 с.
10. Гидрогеология СССР. Мурманская область и Карельская АССР. Т. XXVII / Ред. И. К. Зайцев. – М.: Недра, 1971. 37 с.
11. Глубинное строение Печенгско-Аллареченского никеленосного района по геофизическим данным / Верба В. В., Завинская Г. А., Кокорина Л. К. и др. // В кн.: Восточная часть Балтийского щита (геология и глубинное строение). – Л.: Наука, 1978. С. 110–117.
12. *Голубев А. И., Ахмедов А. М., Галдобина Л. П.* Геохимия черносланцевых комплексов нижнего протерозоя Карело-Кольского региона. – Л.: Наука, 1983. 193 с.
13. 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.
14. *Жданов В. В.* Гранулиты западной части Кольского полуострова // В кн.: Проблемы геологии и петрологии докембрия. Тр. ВСЕГЕИ (Новая серия). Т. 280, 1978. С. 81–97.
15. *Загородный В. Г., Мирская Д. Д., Сулова С. Н.* Геологическое строение печенгской осадочно-вулкано-генной серии. – М.–Л.: Наука, 1964. 207 с.
16. *Загородный В. Г., Радченко А. Т.* Тектоника карелид северо-восточной части Балтийского щита. – Л.: Наука, 1988. 111 с.
17. *Каплянская Ф. А., Тарноградский В. Д.* Гляциальная геология. – СПб: Недра, 1993. 328 с.
18. *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.
19. Кольская сверхглубокая. Исследования глубинного строения континентальной коры с помощью бурения Кольской сверхглубокой скважины / Гл. ред. Е. А. Козловский. – М.: Недра, 1984. 490 с.
20. *Крючков В. В., Макарова Т. Д.* Аэротехногенное воздействие на экосистемы Кольского Севера. – Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 1989. 96 с.
21. *Легкова В. Г. и др.* Геоморфология Карелии и Кольского полуострова. – Л.: Наука, 1977. 183 с.
22. 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.
23. Магматические формации докембрия северо-восточной части Балтийского щита / Батиева И. Д., Бельков И. В., Ветрин В. Р. и др. – Л.: Наука, 1985. 176 с.
24. Методика геодинамического анализа при геологическом картировании (Министерство геологии СССР, АН СССР, Институт минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов) / Ред. Н. В. Межеловский. – М.: Недра, 1991. 204 с.
25. *Нерович Л. И.* Две группы анортозитов Лапландского гранулитового пояса // В сб.: Рифтогенез, магматизм, металлогения докембрия. Корреляция геологических комплексов Фенноскандии. Мат-лы Междунар. конф. – Петрозаводск, 1999. С. 107–108.

26. Никонов А. А. Развитие рельефа и палеогеография антропогена на западе Кольского полуострова. – Л.: Наука, 1964. 182 с.
27. 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.
28. Поземные воды СССР. Обзор подземных вод Мурманской области. Т. I / Ред. М. И. Панчук. – М., ВГФ. 295 с.
29. Поляк Э. А. Геологическое строение Печенгской структурной зоны // В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. – Л.: Наука, 1968. С. 111–119.
30. Прияткина Л. А., Шарков Е. В. Геология Лапландского глубинного разлома (Балтийский щит). – Л.: Наука, 1979. 126 с.
31. Проблемы глубинного петрогенезиса и возраста пород Кольской сверхглубокой скважины // В кн.: Изотопная геохронология докембрия / Дук Г. Г., Кольцова Т. В., Бибикина Е. В. и др. – Л.: Наука, 1989. С. 72–86.
32. Ремизова А. М. Зоны сочленения структур карелид в аспекте современных геодинамических концепций // В кн.: Строение и метаморфическая эволюция главных структурных зон Балтийского щита. – Апатиты: Изд-во КНЦ, 1987. С. 13–18.
33. Сравнительный анализ гранулитов Кольского полуострова: геохимия, возраст / Авакян К. Х., Мельников В. Ф., Минеев С. Д. и др. // В кн.: Эволюция докембрийской литосферы (тез. докл.). – Л.: Изд-во АН СССР, 1991. С. 148–150.
34. Спилов 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.
35. 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.
36. 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.
37. Lieungh Bjarne - Refercense til dette kartet: Skogfoss, Krokfjellet, Vaggatem berggrunnskart, 1 : 50 000, forelopig utgave Norges geologiske undersokelse, 1988.
38. Kontinen A. An Early Proterozoic Ophiolite - The Jormua Mafic-Ultramafic Complex, Northeastern Finland. – Precambrian Res., 35 (1987). P. 313–341.

#### Фондовая

39. 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.
40. Бискэ С. Ф., Волкова А. И. Отчет о работах экспедиции № 5 в Печенгском и Кольском районах Мурманской области, проведенных в 1947 г. Т. 1–4. 1948.
41. 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.
42. Буевич Е. И. Отчет о результатах поисковых геолого-геофизических работ на никель, проведенных Аллареченской ГРП в районе юго-западного обрамления Печенгского синклиория (уч. Шуорт-Тундра) в 1972–1974 гг. Т. 1–3. 1974.
43. Гольдберг Ю. И. и др. Отчет по детальным поисковым работам на никель, проведенным Аллареченской партией в пределах Хихнаярвинского блока в 1970–1972 гг. Т. 1–3. – ФГУ Мурманский ТФГИ, 1972.
44. 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.
45. Дмитриева А. Е. Отчет по ревизионным работам на молибденит, проведенным Йиварским отрядом в Печенгском районе Мурманской области в 1958 г. Т. 1–3. – ФГУ Мурманский ТФГИ, 1959.
46. 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.
47. 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.
48. Квашинин 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.
49. Колесников Г. П. Отчет о результатах поисковых работ на никель, проведенных на восточном крыле Печенгского синклиория Печенгской, Луотгинской, Восточно-Печенгской поисковыми и Центрально-Печенгской структурно-поисковой партиями в 1966–1972 гг. Т. 1–4. – ФГУ Мурманский ТФГИ, 1972.
50. 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.

51. Кушнер Г. Я., Бувевич 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. Легкова В. Г., Щукин Л. А. Составление сводной карты четвертичных отложений масштаба 1 : 500 000 как основы для ландшафтно-геохимического районирования территории деятельности СЗ ПГО. Т. 1–4. – Фонды СЗ ДПР, 1984.
53. 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.
54. 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.
55. Опарин В. И. и др. Отчет о геолого-поисковых работах на никель, проведенных Ловнозерской и Лауккуварской партиями в 1959–1962 гг. в районе среднего течения реки Лотты (Печенгский район Мурманской области). Т. 1–3. – ФГУ Мурманский ТФГИ, 1963.
56. Павлов В. А. Отчет о результатах экологического картирования масштаба 1 : 1 000 000 западной части Мурманской области на площади 82 570 км<sup>2</sup> в 1995–1997 гг. Т. 1–3. – ФГУ Мурманский ТФГИ, 1998.
57. 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<sup>2</sup> 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.
58. Пустовойтов В. С. Отчет о результатах поисковых работ на никель на участках перспективных геофизических аномалий Аллареченского никеленосного района в 1988–1999 гг. (Печенгская КГРЭ). Т. 1–5. 2000.
59. 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.
60. 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.
61. Спиров В. Н. Отчет Западно-Кольской партии о результатах поисковых работ на никель в западной и восточной частях гранулитовой формации за 1968–1971 гг. (Печенгский и Кольский районы). Т. 1–5. – ФГУ Мурманский ТФГИ, 1972.
62. Ступицкий В. Ф. Отчет Средне-Лоттинской партии о работах, проведенных в районе озер Вуэрпис-Яур–Колгмас-Яур. Т. 1–6. – ФГУ Мурманский ТФГИ, 1957.
63. 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.
64. Тихонов В. С., Проскуряков В. В. и др. Отчет Хихнаярвинской партии по поисковым работам на никель, проведенным в 1967–1970 гг. в восточной части Хихнаярвинского блока (Печенгский район). Т. 1–3. – ФГУ Мурманский ТФГИ, 1971.
65. Тихонов В. С. Отчет по детальным поискам на никель, проведенным Аллареченской партией в Аллареченском рудном районе в 1971–1973 гг. (Печенгский район). Т. 1–3. – ФГУ Мурманский ТФГИ, 1973.
66. 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.
67. Увадьев Л. И. Отчет о поисково-съемочных работах, проведенных Верхне-Лоттинской партией в районе озер Вуэрпис-Яур–Мадсани-Яур в 1956 г. (Печенгский район, Мурманская область). Т. 1–6. – ФГУ Мурманский ТФГИ, 1957.
68. 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.
69. Филимонов Ю. И., Увадьев Л. И., Загородный В. Г. и др. Отчет о поисковых работах на никель, проведенных Порыташской поисковой и Котсельварской структурно-поисковой партиями в 1968–1971 гг. на южном крыле Печенгского синклиория. Т. 1, 2. – ФГУ Мурманский ТФГИ, 1971.
70. Филимонов Ю. И. Отчет о результатах поисковых работ, проведенных в 1968–1972 гг. Западно-Кольской поисковой и Котсельварской структурно-поисковой партиями в Печенгском рудном поле (Печенгский район). Т. 1–3. – ФГУ Мурманский ТФГИ, 1972.
71. 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.
72. Чекушин В. А. и др. Отчет о результатах комплексных геохимических поисков масштаба 1 : 50 000 в Печенгско-Аллареченском никеленосном районе за 1973–1975 гг. (Печенгский и Кольский районы Мурманской области). Т. 1–3. – ФГУ Мурманский ТФГИ, 1975.
73. Чувардинский В. Г., Мартынов Е. В., Колесников Е. В. Отчет о результатах валунных поисков медно-никелевых руд в Печенгско-Аллареченской структурной зоне, проведенных в 1977–1978 гг. (Печенгский и Кольский районы Мурманской области). Т. 1–3. – ФГУ Мурманский ТФГИ, 1978.
74. Чувардинский В. Г. Отчет о результатах валунных поисков медно-никелевых руд в пределах Аллааккаярвинского и Лоттинского блоков, проведенных в 1978–1980 гг. (Печенгский и Кольский районы Мурманской области). Т. 1–3. – ФГУ Мурманский ТФГИ, 1980.

75. Шенкман Е. Я., Минц М. М., Колтаков 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.

76. Шлайфштейн Б. А., Шульга Т. Ф. и др. Отчет Ловнозерской ГРП о результатах геологосъемочных и геофизических работ масштаба 1 : 50 000, проведенных в 1966–1969 гг. в районе среднего течения реки Лотты (Печенгский район Мурманской области) по проектам Лоттореченской геологосъемочной и Западно-Кольской геофизической партии. Т. 1–3. – ФГУ Мурманский ТФГИ, 1969.

77. 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-XXIV, 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.

**Список проявлений (П), пунктов минерализации (ПМ) полезных ископаемых, вторичных геохимических (ВГХО) и гидрохимических (ГДХО) ореолов и геофизических аномалий (ГА), показанных на карте полезных ископаемых листа R-35-XXIX,XXX Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000**

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и аномалии	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
<b>МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ</b>				
<b>Черные металлы</b>				
<i>Титан</i>				
II-3	4	гора Ероавпарч	[43, 66]	ПМ. Карбонат-амфиболовые и биотит-актинолит-тремолитовые сланцы по ультраосновным породам с гнездами и вкрапленниками сульфидов и магнетита. В интервале 36,3-50,3 м содержание TiO <sub>2</sub> - 2,1-4,1%, ванадия - 0,02-0,06%, на глубине 41,0 м в штучной пробе TiO <sub>2</sub> - 6,97%
II-3	12	гора Ероавпарч	[43]	ПМ. Порода актинолит-роговообманкового состава с редкой распыленной вкрапленностью магнетита. На глубине 24,0 м в штучной пробе TiO <sub>2</sub> - 4,96%
<b>Цветные металлы</b>				
<i>Медь</i>				
I-3	3	гора Куройв	[43, 66]	ПМ. Габбро-амфиболиты мигматизированные с вкрапленностью и прожилковидными обособлениями сульфидов (до 5-7%). На глубине 72,5 м в штучной пробе содержание меди - 0,315%, никеля - 0,004%
I-4	14	гора Шуорт	[72]	ГДХО. В пределах аномалии в водах повышенные концентрации меди (3) и кобальта (1)
III-3	4	р. Наутсийоки	[54]	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные концентрации меди, молибдена, кобальта, цинка (1)
III-3	5	к северо-западу от оз. Вернисьяур	[53]	ГДХО. В пределах аномалии в водах повышенные концентрации меди (3), никеля (2), серебра, олова, скандия, германия, таллия, молибдена (1)
III-3	9	к западу от оз. Вернисьяур	[54]	ГДХО. В пределах аномалии в водах повышенные концентрации меди (1)
III-3	11	оз. Ала-Наутсиярви	[54]	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные концентрации меди, никеля, молибдена, свинца, серебра, кобальта, олова (1)
III-3	12	к югу от оз. Вернисьяур	[54]	ГДХО. В пределах аномалии в водах повышенные концентрации меди (1)
III-4	1	к юго-востоку от оз. Киэккьяур	[39, 72]	ГДХО. В рыхлых отложениях повышенные концентрации меди (3), кобальта, цинка (1)
IV-2	1	оз. Алгашьяур	[54]	ГДХО. В пределах аномалии в водах повышенные концентрации меди и кобальта (1)
IV-3	1	оз. Карньяур	[54]	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные концентрации меди, олова, свинца, бария, цинка, кобальта, никеля, молибдена (1)
<i>Цинк</i>				
I-3	1	к югу от оз. Нилярви	[72]	ГДХО. В пределах аномалии в водах повышенные концентрации цинка (3)
II-3	17	к юго-западу от оз. Сейгиярв	[72]	ГДХО. В пределах аномалии в водах повышенные концентрации цинка (3)
<i>Никель</i>				
I-3	2	гора Куройв	[39, 72]	ВГХО. В пределах аномалии в отложениях повышенные концентрации никеля, меди, кобальта, цинка (1)
I-3	10	к востоку от р. Патсойоки	[43]	ПМ. Оливиниты магнетитсодержащие, амфиболитизированные, серпентинизированные и оталькованные с вкрапленностью сульфидов. На глубине 238,9 м в штучной пробе никеля - 0,213%, меди - 0,014%, кобальта - 0,015%

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и аномалии	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
I-4	1	юг оз. Пороярви	[39, 72]	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные концентрации никеля, меди, кобальта, свинца, лантана, цинка, серебра, молибдена (1)
I-4	3	оз. Боссоярре	[39, 72]	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные концентрации никеля, меди, кобальта, свинца, лантана, цинка, серебра, молибдена (1)
I-4	13	гора Шуорт	[39, 72]	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные концентрации никеля, меди, кобальта, свинца, лантана, цинка, серебра, молибдена (1)
II-3	1	Руннийоки	[64]	П. Массив пластообразной формы (средней мощностью 4,5 м, протяженностью 250 м) сильно измененных гипербазитов со вкрапленным сульфидным оруденением (7-12%). Содержание никеля - 0,44-1,02% (среднее - 0,65%), меди - 0,28-0,77% (среднее - 0,45%). В 3-5 м ниже подошвы массива зона сплошных и густовкрапленных, реже - брекчиевидных и прожилково-вкрапленных пирротин-халькопирит-пентландитовых руд (средней мощностью 0,45 м, протяженностью 40 м). Содержание никеля - 4,79-14,0% (среднее - 5,09%), меди - 0,2-6,8% (среднее - 2,38%). Запасы С <sub>2</sub> никеля - 1,275 тыс. т, меди - 0,7 тыс. т
II-3	2	к востоку от р. Патсойоки	[43]	ПМ. Оливиниты магнетитсодержащие, амфиболизированные, серпентинизированные и оталькованные со вкрапленностью сульфидов. На глубине 41,5 м в штучной пробе содержание никеля - 0,213%, меди - 0,014%, кобальта - 0,015%
II-3	3	к востоку от р. Патсойоки	[43]	ПМ. Порода слюдисто-актинолит-тремолитового состава. На глубине 24,5 м в штучной пробе содержание никеля - 0,215%, меди - 0,018%, кобальта - 0,015%
II-3	7	гора Ероавпарч	[43]	ПМ. Оливиниты магнетитсодержащие серпентинизированные и амфиболизированные. На глубине 38,5 м в штучной пробе никеля - 0,219%, меди - 0,028%
II-3	8	к северо-западу от оз. Лесное	[43]	ПМ. Оливиниты магнетитсодержащие с содержанием никеля - 0,219%, меди - 0,028%
II-3	14	оз. Лесное	[43]	ПМ. Гнейсо-сланцы двуслюдяные графитсодержащие с сульфидами (8-10%). На глубине 17,8 м в штучной пробе никеля - 0,215%, меди - 0,07%, кобальта - 0,019%
II-4	19	к северу от горы Пельбвар	[43]	ПМ. Оливиниты серпентинизированные и актинолитизированные. На глубине 14,4 м содержание никеля - 0,213%, меди - 0,022%, кобальта - 0,021%
II-4	23	к северу от горы Пельбвар	[43]	ПМ. Порода роговообманковая на глубине 38,0 м (мощностью 0,3 м) с сульфидной минерализацией (до 15%) в форме гнезд и прожилков мощностью до 5-7 мм с содержанием никеля - 0,27%, меди - 0,06%, кобальта - 0,04%
II-4	25	Вильгисьяур	[64, 65]	П. Дифференцированный, расслоенный гипербазитовый массив пластообразной формы (1500x700x100 м). Рудное тело мощностью до 10 м локализуется в придонных частях массива на глубине 310-370 м - сплошные и вкрапленные, реже - брекчиевидные и прожилково-вкрапленные медно-никелевые сульфидные руды халькопирит-пентландит-пирротинового состава. Содержание никеля - 0,21-0,54%, меди - 0,12-0,36%. Вдоль контактов массива с вмещающими амфиболитами фиксируются тектонические зоны, к которым приурочено графит-пирротинное оруденение вкрапленного и жильного типа, реже - с участками брекчиевых руд. Содержания золота в колчеданной руде - до 0,33-0,6 г/т, палладия - 0,1-0,13 г/т
II-4	26	Хихнаярви	[64]	П. Пластообразное тело гипербазитов мощностью от 10 до 90 м с вкрапленными медно-никелевыми,

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и аномалии	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
				реже - брекчиевидными и прожилково-вкрапленными сульфидными рудами халькопирит-пентландит-пирротинового состава. Оруденение неравномерное с содержанием никеля - до 0,43%, меди - до 0,17%
III-3	1	к северо-востоку от горы с отметкой 203,0 м	[45]	ПМ. Метапериidotиты с содержанием никеля - 0,27%
III-4	3	к югу от оз. Кизккьяур	[63, 73]	ПМ. Элювиально-делювиальные глыбы метапериidotитов с вкрапленным сульфидным оруденением. Содержание никеля - 1,08%, меди - 0,36%, кобальта - 0,02%
III-4	4	оз. Чуопмлуббал	[48]	ГА. Совмещенные магниторазведочная интенсивностью $\Delta Z$ более 1000 нТл, размером 3000-1000 м и электроразведочная до 1000-3000 мкВ/а аномалии
III-4	7	Лебединое	[53]	П. Пластообразное тело гипербазитов с неравномерновкрапленными медно-никелевыми сульфидными рудами халькопирит-пентландит-пирротинового состава. Содержание никеля - 0,3-0,47%, меди - до 0,15%
III-4	9	к востоку от оз. Рудьяур	[48]	ГА. Магниторазведочная аномалия с интенсивностью $\Delta Z$ до 2000 нТл, размером 800-400 м, совмещенная с электроразведочной аномалией. Протяженность зоны более 5 км
IV-2	3	к югу от оз. Риуттикьяуре	[54]	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные концентрации никеля (2), меди (1)
IV-2	4	Лаукку	[60]	П. Линзообразное тело (100x(0,1-20,5) м) метаноритов. Руды вкрапленные, реже - прожилково-вкрапленные пирротин-халькопирит-пентландитового состава с содержанием сульфидов - от 0,5-1 до 10-20%, никеля - до 0,86%, меди - до 0,18%, кобальта - до 0,03%
IV-3	5	к западу от р. Карнийоки	[61]	ГА. Совмещенные электро- и магниторазведочная аномалии, сопровождаемые зоной пониженного кажущегося сопротивления. Локальный максимум гравиметрической аномалии $\Delta g$ - 2 мГал
IV-3	6	гора Венеvara	[61]	ГА. Электроразведочная аномалия интенсивностью 180 мкВ, размером 500x400 м, изометричная с максимумом гравиметрической аномалии $\Delta g$ - до 2,5-3 мГал
IV-3	8	гора Венеvara	[61]	ГА. Совмещенные электроразведочная интенсивностью 1100 мкВ, размером 400x250 м и магниторазведочная и гравиметрическая ( $\Delta g$ - до 2,5-3 мГал) аномалии
IV-3	9	гора Венеvara	[61]	ГА. Совмещенные электроразведочная интенсивностью 640 мкВ, размером 200x200 м, магниторазведочная ( $\Delta Z$ - 500 нТл) и гравиметрическая ( $\Delta g$ - до 2,5-3 мГал) аномалии
IV-3	10	гора Венеvara	[61]	ГА. Совмещенные электроразведочная интенсивностью 1120 мкВ, размером 400x300 м, изометричная, магниторазведочная ( $\Delta Z \pm 1000$ нТл) и гравиметрическая ( $\Delta g$ - до 2,5-3 мГал) аномалии
IV-3	11	гора Вуэрнисчизль	[61]	ГА. Совмещенные электроразведочная интенсивностью до 16000 мкВ, магниторазведочная ( $\Delta Z \pm 1000$ нТл) и гравиметрическая ( $\Delta g$ - 0,5 мГал) аномалии
IV-3	12	оз. Вуэрнисьяур	[61]	ГА. Совмещенные электроразведочная интенсивностью до 12600 мкВ, размером 3,2x1,0 км, линейная, магниторазведочная ( $\Delta Z$ - 1000 нТл и более) и гравиметрическая ( $\Delta g$ - до 0,7 мГал) аномалии
<i>Молибден</i>				
III-2	4	гора Йивара	[54]	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные концентрации молибдена (2), ниобия, лития, серебра, меди, бария (1).
III-2	5	Йивара	[45]	П. Грейзенизированные гранит-аплиты с молибденитом (гнезда размером 0,5x4x5 см). Содержание молибдена - до 0,23%



Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и аномалии	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
III-3	2	гора с отметкой 203,0 м	[45]	ПМ. В отвалах шурфа штуф гранит-мigmatита с розетками молибденита размером 2x7 мм, расположенными среди зерен кварца и микроклина
IV-2	2	оз. Алгашъяур	[54]	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные концентрации молибдена (2), меди, свинца, олова (1)
IV-3	4	к юго-западу от оз. Карньяур	[67]	ПМ. Жила микроклиновых гранитов в габброноритах. Содержание молибдена - 0,30%, серебра - 10,0-30,0 г/т
<i>Вольфрам</i>				
II-4	22	к западу от оз. Пиедсьяур	[53]	ГДХО. Повышенные концентрации вольфрама (3), лития, брома, свинца (2), лантана, сурьмы, кобальта, стронция, калия, цинка, молибдена (1). Наиболее контрастные - вольфрам и свинец, концентрации которых соответственно равны 0,1-0,3 и 3-5 мкг/л
<i>Олово</i>				
III-2	1	к востоку от оз. Кайтоярви	[54]	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные концентрации олова (2), меди, молибдена, бериллия (1)
III-4	6	оз. Рудьяур	[54]	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные концентрации олова (2), меди, никеля, кобальта, свинца, цинка, молибдена, серебра (1)
III-4	8	оз. Лебединое	[54]	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные концентрации олова (2), свинца, никеля, бария, меди, цинка, кобальта, молибдена (1)
III-4	10	оз. Паий-Аккьяур и Юля-Аккаярви	[54]	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные концентрации олова (2), меди, цинка, никеля, кобальта, свинца, молибдена, бария (1)
IV-3	2	оз. Иля-Няаннамъярви	[54]	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные концентрации олова, меди, свинца, кобальта, молибдена, цинка (1)
IV-3	3	оз. Карньяур	[54]	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные концентрации олова (2), меди, никеля, кобальта, цинка, бария, свинца, золота (1)
IV-3	7	оз. Вуэрнисьяур	[54]	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные концентрации олова (2), свинца, меди, молибдена, кобальта, серебра, цинка, бария, золота (1)
IV-4	1	оз. Кольгмасьяур	[54]	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные концентрации олова (2), никеля, меди, бария, цинка, серебра (1)
IV-4	2	оз. Ала-Няаннамъярви	[54]	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные концентрации олова (2), меди, молибдена, свинца, цинка, никеля, бария (1)
IV-4	3	к западу от оз. Кольгмасьяур	[54]	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные концентрации олова (2), свинца, никеля, меди, молибдена (1)
<i>Ртуть</i>				
II-4	9	оз. Терскельяур	[53]	ГДХО. Повышенные концентрации ртути (3)
III-3	3	к северо-западу от горы Келтавара	[53]	ГДХО. Повышенные концентрации ртути (3)
<b>Редкие металлы, рассеянные и редкоземельные элементы</b>				
<i>Редкие металлы</i>				
III-4	2	оз. Хихнаярви	[53]	ГДХО. Повышенные концентрации скандия, висмута, таллия, золота, меди и никеля (1)
<b>Благородные металлы</b>				
<i>Золото</i>				
I-4	2	к юго-востоку от оз. Пороярви	[53]	ГДХО. Повышенные концентрации золота, цинка, серебра (3), меди, мышьяка, свинца, серы, олова, стронция (1)
I-4	4	оз. Боссояврре	[53]	ГДХО. Повышенные концентрации золота (3), серебра (2), таллия, иттрия, висмута, мышьяка, скандия, лития, ртути, калия (1)
I-4	8	р. Касейоки	[66, 69]	ПМ. Биотит-хлоритовые сланцы по туффитам с прожилково-вкрапленной сульфидной минерализацией. В интервале 102,75-103,75 м содержание золота - 0,12 г/т, платины и палладия - по 0,04 г/т,

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и аномалии	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
				родия - 0,02 г/т
I-4	12	оз. Лауккуярви	[53]	ГДХО. Повышенные концентрации золота (3), серебра, таллия, иттрия, висмута, мышьяка, скандия, лития, ртути, калия (1). Максимальное содержание золота - 0,58 мкг/л. Обнаружены элементы группы платины (платина, осмий, иридий)
II-3	11	гора Ероавпарч	[43, 66]	ПМ. Габбро-амфиболиты мигматизированные, в интервале 85,5-86,1 м содержание золота - 0,1 г/т
<b>НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ</b>				
<b>Химическое сырье</b>				
<i>Пирит, пирротин</i>				
I-4	5	к юго-востоку от оз. Пороярви	[53]	ПМ. В интервале 122,1-129,1 м алевролиты с вкрапленностью сульфидов - 15-25%. Отмечается слабоконтрастная аномалия по никелю, меди, серебру, молибдену, олову, цинку, свинцу. В интервале 126,0-128,0 м зафиксированы аномальные содержания молибдена, в 10 раз превышающая фоновое ( $110 \times 10^{-4}\%$ )
I-4	6	к югу от оз. Босояврре	[53]	ПМ. В интервале 13,0-52,0 м окварцованные алевролиты с вкрапленностью, гнездами, прожилками пирита, пирротина, редко - халькопирита (сульфидов - 15-25%). В интервалах 52,0-54,4 и 72,8-79,9 м зоны брекчирования алевролитов с кварц-сульфидным цементом (сульфидов - 5-20%). В интервале 92,5-94,9 м зона брекчирования в хлорит-серцит-кварцевых сланцев (сульфидов - 20%)
I-4	7	к юго-востоку от оз. Пороярви	[53]	ПМ. В интервале 27,6-34,0 м зона колчеданной минерализации в метасоматически измененных осадочных породах с маломощными (0,1-1,0 м) прослоями измененных основных пород с сульфидной минерализацией (сульфидов - 10-15 до 40%)
I-4	9	к востоку от горы Тальятунтури	[53]	ПМ. В интервале 12,7-48,3 м переслаивание интенсивно метаморфизованных алевролитов, песчаников и метасоматитов по ним. Выделяется 3 маломощных (от 0,5 до 3,7 м) прослоя с пирит-пирротиновой минерализацией, иногда с графитом. Содержание сульфидов - до 20%. В интервале 47,3-48,3 м кварцевая жила с сульфидами
I-4	11	к востоку от горы Тальятунтури	[53]	ПМ. В интервалах 38,0-38,6 и 44,3-45,2 м алевролиты с прожилками сульфидов, в интервалах 53,7-53,95 и 56,5-56,65 м биотит-амфиболовые сланцы с густой мелкой вкрапленностью сульфидов (до 20%)
III-3	6	к востоку от горы Келтавара	[53]	ПМ. Зона интенсивной колчеданной минерализации - в интервале 89,6-92,8 м биотит-амфиболовые гнейсы с сульфидной минерализацией (15-20%); на глубине 90,6 м зона мощностью 0,2 м массивных колчеданных руд
III-3	7	к северо-востоку от оз. Ала-Наутсиярви	[53]	ПМ. В интервале 108,4-121,2 м зона диафореза в гранат-биотитовых гнейсах с густой вкрапленностью и гнездами сульфидов, на глубине 120,2 м зона брекчирования мощностью 0,1 м с кварц-карбонатным и сульфидным цементом. В интервале 121,9-122,55 м скарны (участками брекчированные) с густой вкрапленностью пирротина и пирита (40-70%)
III-3	8	к северо-востоку от оз. Ала-Наутсиярви	[53]	ПМ. В интервалах 256,45-259,3 м метасоматиты с густой вкрапленностью сульфидов; 265,35-265,5 м гранат-амфибол-биотитовые гнейсы с густой вкрапленностью сульфидов (до 50%)
III-3	10	к северо-востоку от оз. Ала-Наутсиярви	[53]	ПМ. Метасоматиты кварцевые с густой вкрапленностью и гнездообразными скоплениями сульфидов в интервале 24,8-72,55 м (чередование прослоев мощностью 0,25-0,35 м с содержанием сульфидов до 30% и прослоев мощностью 0,4-0,6 м с содержанием сульфидов до 3-5%). В интервалах 26,0-26,5 и 58,9-72,55 м биотитовые и гранат-

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и аномалии	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
				биотитовые гнейсы с тонкой и мелкой вкрапленностью и гнездообразными скоплениями сульфидов (10-15%). В интервалах 58,0-58,9 и 62,4-62,9 м биотитовые гнейсы брекчированные с сульфидным цементом (до 30%)
<b>Горнотехническое сырье</b>				
<i>Графит</i>				
I-3	4	к востоку от р. Патсойоки	[43, 66]	ПМ. Гнейсо-сланцы биотитовые графитосодержащие (до 30-40%) с сульфидами (1-15%). В интервале 30,9-32,1 м содержание графита - 3,75%
I-3	5	к востоку от р. Патсойоки	[51, 65, 61]	ПМ. В интервалах 34,7-44,0 м метасоматиты с графитом; 49,9-134,0 м - чередование двуслюдяных, биотитовых и биотит-амфиболовых гнейсо-сланцев с неравномерно-распределенной графит-сульфидной минерализацией (сульфидов - 5-15 до 20%). Содержание графитового углерода - 2,4-6,8%
I-3	6	к востоку от р. Патсойоки	[43, 66]	ПМ. Гнейсо-сланцы двуслюдяные графитосодержащие с рассеянной вкрапленностью сульфидов (5-35%) в интервалах 11,0-19,0 и 79,3-81,6 м с содержанием графитового углерода - 2,59-3,87%
I-3	7	к востоку от р. Патсойоки	[43, 51, 66]	ПМ. Гнейсо-сланцы биотитовые и амфиболовые с графит-сульфидной минерализацией в интервале 27,3-35,0 м (графит - от 1-10 до 60%) и неравномерной сульфидной прожилково-вкрапленной минерализацией (до 5-15%). Содержание графитового углерода - 2,32-7,2%
I-3	8	к востоку от р. Патсойоки	[43, 51]	ПМ. Гнейсо-сланцы биотитовые графитосодержащие в интервале 15,5-16,0 м с прослоями амфиболита с сульфидной минерализацией от долей до 2-3%. Содержание графитового углерода - 3,2%
I-3	9	к востоку от р. Патсойоки	[51, 65]	ПМ. Гранатосодержащие амфибол-биотитовые гнейсо-сланцы с редкой вкрапленностью графита и пирротина до 2%. В интервале 52,5-54,8 м содержание графитового углерода - 2,49%
I-4	15	к северо-западу от горы Вирнимя	[51]	ГА. Линейная электроразведочная аномалия размером 1,4 км x 70 м, прогнозируемые содержания графитового углерода - 4-10%
I-4	16	к северо-западу от горы Вирнимя	[51, 65]	ПМ. Амфибол-биотитовые гнейсо-сланцы с тонкораспыленным графитом (2-3%) и единичными вкрапленниками сульфидов. В интервале 48,0-49,0 м содержание графита - 2,1%
I-4	17	оз. Сайвельяур	[65, 66]	ПМ. Графитизированные биотитовые гнейсо-сланцы послойно мигматизированные плагиогранитом. На глубине 50,2 м содержание графита - 4,88%
II-3	5	гора Ероавпарч	[43, 66]	ПМ. В интервале 67,6-68,7 м биотит-амфиболовые гнейсо-сланцы графитизированные (5-10%) с неравномерной сульфидной вкрапленностью (5-10%). Содержание графитового углерода 3,51%
II-3	6	гора Ероавпарч	[43, 66]	ПМ. Биотитовые гнейсы слабо графитизированные. В интервале 80,5-82,0 м содержание графитового углерода - 2,15%
II-3	9	к востоку от горы Ероавпарч	[43, 51]	ПМ. Гранатосодержащие амфибол-полевошпатовые и биотит-плагиоклаз-амфиболовые гнейсо-сланцы с графитом и сульфидами. В интервале 81,15-84,3 м содержание графитового углерода - 2,59-2,77%
II-3	10	к востоку от горы Ероавпарч	[43, 51]	ПМ. Биотит-кварцевые плагиосланцы с графит-пирит-пирротиновой минерализацией (5-10%). В интервале 19,9-20,9 м содержание графитового углерода - 2,98%
II-3	13	оз. Лесное	[43, 51, 66]	ПМ. Амфиболиты расланцованные с интенсивной пирротин-графитовой минерализацией (30-70%). В интервалах 41,5-44,2 м среднее содержание графитового углерода - 2,4%; 42,0-42,2 м - 2,97%
II-3	15	оз. Лесное	[43, 66]	ПМ. Амфиболиты расланцованные с прослойками графитизированных биотитовых гнейсо-сланцев в интервале 7,0-12,5 м с пирит-пирротиновой мине-

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и аномалии	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
				рализацией (до 25-30%). Содержание графитового углерода - 2,07-5,45%
П-3	16	верховье р. Руннийоки	[43, 66]	ПМ. Графит-биотит-кварцевые сланцы с графит-сульфидной минерализацией до 40%. В интервале 78,6-81,0 м содержание графитового углерода - 2,78-6,48%
П-4	1	к западу от горы Вирнимя	[51]	ГА. Линейная электроразведочная аномалия размером 2,8 км x 100 м, прогнозируемые содержания графитового углерода - 4-10%
П-4	2	к юго-западу от горы Вирнимя	[43]	ПМ. Гнейсо-сланцы амфибол-биотитовые с графитом (30-60%) и сульфидами (10-30%) в интервалах 21,1-22,2 и 80,7-82,0 м. Содержание графитового углерода - 2,20-4,31%
П-4	3	к западу от оз. Терскельяур	[65, 66]	ПМ. Биотитовые гнейсо-сланцы с графитом (до 20%) мигматизированные плагиогранитом. На глубине 18,9 м содержание графитового углерода - 2,23%
П-4	4	к юго-западу от горы Вирнимя	[41, 64]	ПМ. Биотитовые гнейсы слабо графитизированные. В интервале 23,0-29,1 м содержание графитового углерода - 5,8-6,05%
П-4	5	к юго-западу от горы Вирнимя	[51, 64, 66]	ПМ. Биотитовые гнейсы с графитом. В интервале 37,2-40,8 и 64,0-65,0 м содержание графитового углерода - 2,39-6,16%
П-4	6	к юго-западу от оз. Вирнимя	[51, 64]	ПМ. Сланцы биотит-кварцевые и плагиоамфиболовые с графитом в интервалах 3,8-8,0 и 15,0-15,5 м. Содержание графитового углерода - 2,08 и 2,03%
П-4	7	к югу от горы Вирнимя	[51, 64]	ПМ. Гнейсо-сланцы биотитовые с графитом и сульфидами до 1%. В интервале 133,8-135,2 м содержание графитового углерода - 4,91%
П-4	8	к юго-западу от горы Вирнимя	[51, 64, 66]	ПМ. Биотит-кварцевые плагиосланцы с графитом в интервалах 18,4-60,0 и 96,0-157,2 м. В интервале 83,0-96,0 м метасоматическая порода амфиболового состава с содержанием графита - 2,09-6,65%
П-4	10	к юго-западу от горы Вирнимя	[65]	ПМ. Зона графит-сульфидной минерализации (до 10-20%), приуроченная к переслаиванию биотитовых, амфибол-биотитовых гнейсо-сланцев и кальцит-биотит-амфиболовых метасоматических пород. В интервале 46,0-50,0 м содержание графита - 2,10%
П-4	11	к юго-западу от горы Вирнимя	[43]	ПМ. Гнейсо-сланцы биотитовые графитсодержащие с графит-сульфидной минерализацией (15-30%) в интервалах 13,0-17,1 и 25,2-26,0 м с содержанием графитового углерода - 2,90 и 2,71%
П-4	12	к юго-западу от горы Вирнимя	[43]	ПМ. Биотит-графитовые сланцы с тонкорассеянной и линзовидно-гнездовой вкрапленностью сульфидов до 10-25%. В интервале 9,7-12,4 м содержание графитового углерода - 4,52%
П-4	13	к юго-востоку от горы Вирнимя	[64]	ПМ. Биотит-кварцевые плагиосланцы с графитом в интервалах 91,0-93,2 и 195,0-196,0 м. Содержание графитового углерода - 2,03-2,07%
П-4	14	к юго-востоку от горы Вирнимя	[51, 64]	ПМ. Биотит-кварцевые плагиосланцы и графит-биотитовые гнейсы с графитовой минерализацией. В интервале 148,2-155,8 м содержание графитового углерода - 2,71-3,57%
П-4	15	к юго-востоку от горы Вирнимя	[64]	ПМ. В интервалах 17,0-19,5 м плагиосланцы биотит-кварцевые графитсодержащие; 42,1-62,6 м - диафторированные мигматиты по графит-биотитовому гнейсу; 62,6-64,8 и 131,4-133,6 м - двуслодяной гнейс, карбонатизированный с вкрапленностью графита и сульфидов. Содержание графитового углерода - 2,03-5,59%
П-4	16	к юго-западу от оз. Терскельяур	[65]	ПМ. Биотитовые гнейсо-сланцы с графит-сульфидной минерализацией (1-10%, до 20%). В интервале 26,5-35,5 м содержание графитового углерода - 2,12-4,06%

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и аномалии	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
П-4	17	к юго-западу от оз. Терскельяур	[51, 65, 66]	ПМ. Биотитовые гнейсы с графит-сульфидной минерализацией (до 15%). В интервале 66,0-74,0 м содержание графита - 2,16-3,04%, на глубине 67,2 м графитового углерода - 5,6%
П-4	18	верховье р. Руннийоки	[51, 64]	ПМ. Биотитовые гнейсы с графитом. В интервале 167,9-171,7 м содержание графитового углерода - 5,06%
П-4	20	к западу от оз. Пиедсьяур	[51, 65]	ПМ. Графитсодержащий амфиболит. В интервале 19,0-20,0 м содержание графитового углерода - 2,57%
П-4	21	верховье р. Руннийоки	[43, 66]	ПМ. Афибол-биотитовые гнейсо-сланцы тектонизированные графитизированные с вкрапленностью и гнездами сульфидов (около 5%). В интервале 67,5-68,1 м содержание графитового углерода - 2,02%
П-4	24	юго-запад оз. Пиедсьяур	[43, 51]	ПМ. В интервале 34,0-37,3 м биотит-кварцевые гнейсо-сланцы. В интервале 88,6-89,0 м тектонизированные амфиболиты с графитом. Содержание графитового углерода - 3,15-6,75%
<b>Драгоценные и поделочные камни</b>				
<i>Гранат</i>				
П-3	18	к юго-востоку от пос. Райкоски	[41]	ПМ. В эллювиально-аллювиальных россыпях ювелирные гранаты
Ш-2	2	к северо-западу от оз. Машьярви	[41]	ПМ. В эллювиально-аллювиальных россыпях ювелирные гранаты
Ш-2	3	к западу от оз. Машьярви	[41]	ПМ. В эллювиально-аллювиальных россыпях ювелирные гранаты
<b>ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ</b>				
<b>Минеральные лечебные</b>				
<i>Радоновые</i>				
Г-4	10	к югу от оз. Боссоярре	[53]	ПМ. В скважине содержание радона - 90-314 Бк/л
Ш-4	5	оз. Хихнаярви	[53]	ПМ. Родник с содержанием радона свыше 185 Бк/л

**Список прогнозируемых объектов песчано-гравийного материала**

№ п/п	Площадь объекта, м <sup>2</sup>	Мощность, в м	Прогнозные ресурсы кат. Р <sub>3</sub> , в млн м <sup>3</sup>	Рекомендуемые виды работ
1	300	2	0,6	Поисково-оценочные 3 очереди
2	500	1,5	0,75	Поисково-оценочные 3 очереди
3	2250	3	6,75	Поисково-оценочные 3 очереди
4	2875	3	8,625	Поисково-оценочные 3 очереди
5	375	4,5	1,687	Поисково-оценочные 3 очереди
6	680	2	1,36	Поисково-оценочные 3 очереди
Всего:			19,772	

Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых

Рудная формация	Объект прогноза [автор по списку]	Категория	Ресурсы *	Ср. содержание **	Глубина подсчета, м
Сульфидная медно-никелевая в гипербазитах Графитовая	Аллареченская минерагеническая зона: никель [46] графит [51]	P <sub>3</sub>	200	1,5	300
		P <sub>3</sub>	20	5-6	100
Сульфидная медно-никелевая в габброноритах	Ловнозерская минерагеническая зона: никель	P <sub>3</sub>	70	0,6	300
Медно-колчеданная Золото-кварцевая и золото-сульфидная	Южно-Печенгская минерагеническая зона: медь [25] цинк [25] золото [25]	P <sub>3</sub>	400	-	300
		P <sub>3</sub>	100	-	300
		P <sub>3</sub>	100	2-3	300

Примечания: \* – графит – млн т, медь, цинк, никель – тыс. т, золото – т; \*\* – графит, медь, цинк, никель – %, золото – г/т.

**Список опорных обнажений и буровых скважин**

№ на карте	Характеристика объекта (породы)	Источник литературы
1	Метасоматически измененные гнейсы кольского метаморфического комплекса	[43]
2	Метасоматиты сульфидно-углеродистые руннийокского метаморфо-метасоматического комплекса	[65]
3	Голоцен, морские глины, пески	[26]
4	Голоцен, торф	[26]



## Список пунктов определения абсолютного возраста

№ на карте	Наименование геологического подразделения	Метод определения	Возраст	Авторский №
1	Каскамский комплекс габбро-гранодиоритов, II фаза	U-Pb	1916±17 млн лет	3026
2	Каскамский комплекс габбро-гранодиоритов, I фаза	U-Pb	1931±6,5 млн лет	3014
3	Лапландский комплекс гранулитов, подкомплекс эндербитов	U-Pb	1990±70 млн лет	2032
4	Няаннамъярвский комплекс диоритов	U-Pb	1933±26 млн лет	2044
5	Голоцен	Радиоуглеродный	4850±50 лет	66-31
6	Голоцен	Радиоуглеродный	3880±40 лет	66-19
7	Голоцен	Радиоуглеродный	3170±60 лет	66-12
8	Голоцен	Радиоуглеродный	2270±70 лет	66-6

*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-35-XXIX,XXX (Раякоски)  
Объяснительная записка**

Редактор, корректор *А. А. Ситчихина*  
Технический редактор, компьютерная верстка *Е. А. Поликова*

Подписано к использованию 25.12.2021. Тираж 50 дисков. Объем 196 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](mailto:mfvsegei@mfvsegei.ru)